



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**LOS ESTRATOS DEL CORDÓN DE LOS RATONES DEL RÍO MAIPO
(33°66'S, 70°39'W): PETROLOGÍA, GEOQUÍMICA, E IMPLICANCIAS
EN LA EVOLUCIÓN ANDINA DEL PALEÓGENO EN CHILE CENTRAL**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

CONSTANZA ANDREA FUENTES OLIVOS

**PROFESORA GUÍA:
MARCIA ALEJANDRA MUÑOZ GÓMEZ**

**PROFESOR CO-GUÍA:
MARCELO ALEJANDRO FARÍAS THIERS**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ
FRANCISCO JOSÉ FUENTES IZA**

Este trabajo fue financiado con el proyecto Fondecyt N°11140012

SANTIAGO DE CHILE

2017

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL

TÍTULO DE: Geóloga

POR: Constanza Andrea Fuentes Olivos

FECHA: 21 de Agosto de 2017

PROFESORA GUÍA: Marcia Muñoz Gómez

LOS ESTRATOS DEL CORDÓN DE LOS RATONES DEL RÍO MAIPO (33°66'S, 70°39'W): PETROLOGÍA, GEOQUÍMICA, E IMPLICANCIAS EN LA EVOLUCIÓN ANDINA DEL PALEÓGENO EN CHILE CENTRAL

La unidad Estratos del Cordón de los Ratones (ECR) es una sucesión volcanosedimentaria emplazada al sur de Santiago, en las cercanías del río Maipo. Por su ubicación, y sus características geoquímicas y litológicas, esta unidad ha sido correlacionada tanto con la Formación Abanico del Cenozoico que aflora en el área de estudio, como con la Formación Lo Valle del Cretácico Tardío, ubicada 45 km más al norte. Bajo este contexto, el objetivo del presente estudio es determinar los procesos petrogenéticos asociados a la unidad ECR y asignarlos dentro de la evolución magmática meso-cenozoica de Chile central. Para su estudio se realizaron campañas de terreno en las que se levantaron columnas estratigráficas y la obtención de muestras para cortes transparentes y análisis químico de elementos mayores, menores y traza en roca total, junto con 2 dataciones U-Pb en circones.

Los ECR han sido descritos por al menos 450 m de espesor. Corresponden a lavas, tobas y brechas volcánicas con escasas intercalaciones sedimentarias, intrusivos hipabisales y domos. Los productos ígneos de la unidad se clasifican en dos grupos según su mineralogía y texturas, reflejados en la ocurrencia de (i) lavas e intrusivos básicos a intermedios con fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa, y (ii) lavas, con textura de flujo, e intrusivos ácidos con fenocristales de piroxeno y plagioclasa. Este carácter bimodal es confirmado por los contenidos de SiO₂ (base anhidra) de las muestras que varían entre 52 y 77%, con un gap composicional de 54-64% de sílice. Estas rocas presentan características típicas de magmas de arco, con enriquecimiento de LILE sobre HFSE y una fosa Nb-Ta en los diagramas multielemento normalizados al N-MORB, afinidad que es apoyada por los diagramas de discriminación tectónica en base a elementos traza. Los patrones de REE y la mineralogía presente son coherentes con una evolución común a partir de procesos de cristalización fraccionada. Las bajas razones de La/Yb argumentan a favor de una corteza de espesor similar al que se presenta en la ZVS a los ~37°S, de unos 30-40 km. Esto, junto con los patrones planos de REE y los patrones de HFSE cercanos y paralelos al N-MORB en diagramas multielemento, indicarían que se habrían formado en condiciones similares a la Formación Abanico. Adicionalmente, relativo a esta última formación, el estudio comparativo de razones geoquímicas sugiere que el magmatismo eoceno de los ECR estaría asociado a un mayor espesor cortical relativo, y un menor grado de fusión parcial y/o un mayor grado de contaminación cortical, según indican las razones La/Yb y LILE/LREE, respectivamente.

Dadas las características descritas anteriormente, sumado a las edades obtenidas de ~42 Ma de la unidad, se concluye que los ECR representarían el arco volcánico del Eoceno medio en el borde occidental de la Cordillera Principal de los Andes a los 33°40'S, y sus productos volcánicos corresponderían a los primeros depósitos de la Cuenca de Abanico en su borde occidental.

A mis padres,
Juan y Rosa

A mis abuelitas,
Gladys y Juanita

AGRADECIMIENTOS

Agradezco el financiamiento otorgado por el proyecto Fondecyt 11140012, el cual cubrió gran parte de esta investigación. Agradezco también a Miguel Besoain y a la Vitivinícola Lafken Ltda. por permitirnos el acceso a los afloramientos a través de la viña. También agradezco José Antonio Velasco y al Vertedero Lepanto Sociedad Ltda. por permitirnos el acceso a Cerro Negro.

Quiero agradecer a Marcia Muñoz, mi profesora guía, por su INFINITA paciencia, preocupación, disposición y tiempo, por las discusiones de geoquímica, y las importantes lecciones de terreno (y la música). También quiero agradecer a Francisco Fuentes por su constante motivación e interés en este trabajo, por sus consejos y por todo lo que aprendí de él en las distintas campañas de terreno que emprendimos. Gracias a Marcelo Farías y Reynaldo Charrier por su excelente disposición para conversar.

También agradezco a Mario y Paulina por todos los consejos, las conversaciones, la buena onda, y por ser grandes ejemplos para mí. Muchas gracias a Blanca por su disposición a solucionar cada pregunta y problema con que la molesté. A Roberto por su ayuda en las moliendas, y a Daniela quien me enseñó y guió durante todo el proceso de separación de los (benditos) circones. Gracias también a Sergio, Marjorie, Gema y Catalina por su ayuda.

A toda mi familia, especialmente a mi mamá y mi papá, quienes me han apoyado en cada decisión que he tomado, y quienes a pesar de estar tan lejos se han preocupado siempre de nuestra educación y de entregarnos todo el cariño del mundo. Son un gran pilar en mi vida junto con mis hermanos. Gracias Juanfra y Natalia por aguantarme y quererme. Gracias a mis primos, tíos y abuelos, quienes con sus gestos de cariño han ayudado a que esté donde estoy. Gracias a mi tía Jacqueline, quien se comprometió a cuidarme desinteresadamente, me acompañó y me apoyó durante los años más difíciles de la U, gracias por el cariño y por esas grandes lecciones de vida que siempre recordaré. Gracias al tata Juan que me acogió en su casa durante mi paso por la capital, gracias por su preocupación y compañía. A mis amigos del colegio, Carlos, Vicky, Lian, Tamara y Kari, por seguir ahí como si no hubiese pasado ni un año desde que salimos.

A quienes he conocido durante mi paso por la U, a los de la oficina 305, a los que conozco desde Plan Común: Adrián, Alan, Alvin, Andrew, Camilapin, Connie, España, Matrona, Martín, Miguel, Javi y Pato, gracias por esos partidos de taca-taca y por hacerme sentir parte de un grupo tan bacán. Gracias a los \$eda\$, por ser tan fabulosos y por todos los momentos compartidos. Mención especial para la Cami que me evitó todo PC, pero falló porque el destino finalmente logró unirnos. Gracias amiga por estar ahí siempre y por escucharme cada vez que lo he necesitado. Mención especial para la Marci. Gracias por el apañe, por los carretes, los perreos hasta el suelo, por los truquitos y los cafecitos eternos, pero sobre todo gracias por la confianza y por tu amistad. Gracias a las Malaquitas, ¡el mejor equipo! Vamos a salir campeonas de la Geochampions, lo sé. Finalmente quiero darle las gracias al Beto por ser el mejor compañero de aventuras, por aperrar en mis terrenos de esta memoria, por nuestras discusiones productivas, por su apoyo, paciencia, preocupación y amor incondicional.

TABLA DE CONTENIDO

1.	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Formulación del Estudio.....	1
1.2	Hipótesis.....	4
1.3	Objetivos.....	4
1.3.1	Objetivo General.....	4
1.3.2	Objetivos Específicos.....	4
1.4	Metodología.....	4
1.5	Ubicación y vías de acceso.....	5
2.	MARCO GEOTECTÓNICO Y GEOLÓGICO REGIONAL.....	8
2.1	Contexto tectónico.....	8
2.1.1	Aspectos Generales.....	8
2.1.2	Unidades Morfoestructurales.....	8
2.1.3	Marco Geotectónico.....	9
2.2	Geología del área de estudio.....	11
2.2.1	Aspectos Generales.....	11
2.2.2	Rocas Estratificadas.....	11
2.2.3	Rocas Intrusivas.....	13
2.2.4	Estructuras.....	15
2.3	Otros Antecedentes Geológicos Relevantes.....	16
2.3.1	Formaciones Abanico y Farellones.....	16
2.3.2	Formación Lo Valle.....	18
2.3.3	Estratos del Cordón de los Ratones.....	18
3.	GEOLOGÍA DE LA UNIDAD ESTRATOS DEL CORDÓN DE LOS RATONES.....	20
3.1	Introducción.....	20
3.2	Estratigrafía.....	20
3.2.1	Aspectos Generales.....	20
3.2.2	Cerro Negro.....	21
3.2.3	Cordón de los Ratones.....	26
3.3	Edades Radiométricas.....	32
3.3.1	Aspectos Generales.....	32
3.3.2	Muestra CR018.....	32
3.3.3	Muestra CR046.....	32
3.4	Petrografía.....	34
3.4.1	Aspectos Generales.....	34
3.4.2	Alteración.....	35

3.4.3	Lavas.....	37
3.4.4	Rocas piroclásticas	42
3.4.5	Intrusivos	45
4.	GEOQUÍMICA DE LA UNIDAD ESTRATOS DEL CORDÓN DE LOS RATONES.....	49
4.1	Generalidades.....	49
4.2	Elementos Mayores.....	50
4.3	Elementos Traza	52
4.3.1	Elementos Compatibles	52
4.3.2	Elementos LILE (Large Ion Lithophile Elements)	53
4.3.3	Elementos HFSE (High Field Strength Elements)	54
4.3.4	Tierras Raras (REE, Rare Earth Elements)	55
4.3.5	Diagramas Multielemento	60
4.3.6	Diagramas de discriminación tectónica.....	61
4.4	Discusión y Consideraciones Petrogenéticas.....	65
5.	DISCUSIÓN.....	68
5.1	Generalidades.....	68
5.2	Características de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones	68
5.2.1	Aspectos Generales.....	68
5.2.2	Petrografía	68
5.2.3	Edad, correlaciones y extensión de la unidad.....	69
5.2.4	Bimodalidad composicional de los productos ígneos	70
5.3	Comparación de rasgos geoquímicos	73
5.3.1	Aspectos Generales.....	73
5.3.2	Razones de elementos traza incompatibles de interés petrogenético	74
5.4	Relación de los Estratos del Cordón de los Ratones con la Cuenca de Abanico.....	78
5.5	Modelo de evolución paleogeográfica.....	80
5.5.1	Eoceno medio	80
5.5.2	Oligoceno temprano	81
5.5.3	Oligoceno tardío - Mioceno temprano	81
6.	RESÚMEN Y CONCLUSIONES.....	82
	BIBLIOGRAFÍA	83
ANEXO A:	Descripciones de cortes transparentes	A
ANEXO B:	Detalle de procedimientos analíticos	B
ANEXO C:	Análisis químico de roca total	C
ANEXO D:	Datos analíticos U-Pb (LA-ICP-MS) en circón.....	D

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1: Resumen de características generales de muestras del área de estudio analizadas a través de microscopía óptica. Arc: Arcillas, Bw: Bowlingita, Cal: Calcita, Ceo: Ceolitas, Chl: Clorita, Epi: Epidota, Esm: Esmeclita, FeOx: Óxidos de hierro, Plg: Plagioclasa, Px: Piroxeno, Ol: Olivino, AM: Amígdalas, MF: Masa Fundamental, VT: Vetillas, MT: Matriz, CT: Clastos. 36

Tabla 4.1: Contenidos mínimos y máximos de porcentaje en peso de óxidos de elementos mayores para las muestras de rocas volcánicas analizadas (normalizados a una base 100% anhidra)..... 52

Tabla 4.2: Contenidos mínimos y máximos en partes por millón (ppm) de elementos traza compatibles para las muestras de rocas volcánicas analizadas..... 53

Tabla 4.3: Contenidos mínimos y máximos en partes por millón (ppm) de 3 elementos traza LILE para las muestras de rocas volcánicas analizadas..... 54

Tabla 4.4: Contenidos mínimos y máximos en partes por millón (ppm) de 6 elementos traza HFSE para las muestras de rocas volcánicas analizadas..... 55

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Ubicación y alcance del área de estudio de este trabajo (rectángulo rojo). A la izquierda, mapa que muestra parte de la Región Metropolitana. A la derecha, acercamiento al área de estudio a partir de extracto del mapa geológico de Sellés y Gana (2001).	2
Figura 1.2: Mapa geológico del área de estudio. Extraído de Fock (2005).....	3
Figura 1.3: Mapa de relieve de la región central de Chile. En el recuadro rojo se encuentra el área de estudio de este trabajo detallada en la Figura 1.1.	6
Figura 1.4: Ubicación de los Estratos del Cordón de los Ratones y vías de acceso hacia los principales afloramientos estudiados en este trabajo.....	7
Figura 2.1: Dominios morfoestructurales del margen Andino entre los 32°S y los 35°S. En el rectángulo negro se ubica el área de estudio de este trabajo. Modificado de Fock (2005).	9
Figura 2.2: a) Variación de la velocidad de convergencia y grado de oblicuidad entre la placa oceánica subductante y la placa continental, según Pardo-Casas y Molnar (1978) (azul) y Somoza (1998) (negro).....	10
Figura 2.3: Reconstrucción de la configuración tectónica desde el Cretácico hasta el presente en el margen occidental de Sudamérica (extraído de Zonenshayn <i>et al.</i> 1984)	11
Figura 2.4: Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado y simplificado de Sellés y Gana (2001) y Fock (2005).	15
Figura 2.5: Arquitectura tentativa de la Cuenca de Abanico que muestra las fallas principales que participaron en la extensión de la cuenca y los compartimientos principales (A y B). 1) Falla Los Ángeles -Infiernillo - Portezuelo Chada, 2) Falla Pocuro - San Ramón, 3) Falla El Diablo - Las Leñas - El Fierro. Tomado de Charrier <i>et al.</i> (2009).	16
Figura 3.1: Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado y simplificado de Sellés y Gana (2001) y Fock (2005). En los recuadros de colores se encuentran las áreas visitadas durante el trabajo en terreno de esta memoria. Recuadro verde: Cerro Negro; Recuadro Rojo: Cordón de los Ratones Zona Norte; Recuadro Morado: Cordón de los Ratones Zona Suroeste; Recuadro Azul: Cordón de los Ratones Zona Sureste; Recuadro Negro: Fundo La Vega.	21
Figura 3.2: Fotografía de terreno representativa de la estratigrafía expuesta en el sector de Cerro Negro. Serie volcanosedimentaria de aproximadamente 30 m de espesor, en rojo se observa estratificación. Vista hacia el sureste. En la siguiente figura se muestra un detalle de estos depósitos.	23
Figura 3.3: Fotografías de terreno representativas de la estratigrafía y litología expuesta en el sector de Cerro Negro. (a) Detalle de serie volcanosedimentaria estratificada de aproximadamente 5 m de espesor. (b) Detalle de toba vitro-cristalina que se observa en capas de 2 cm a 10 cm de espesor dentro de la serie. (c) Toba de lapilli vítrea de 25 cm de espesor, con textura de flujo y fiammes. d) Estructura de impacto por bloque de caída de aproximadamente 40 cm de diámetro en tobas de lapilli.	24

Figura 3.4: Fotografía de terreno de afloramiento de toba vítrea andesítico-basáltica expuesta en el sector de Cerro Negro.....	25
Figura 3.5: Fotografías de terreno representativas de la litología expuesta en el sector de Cerro Negro. (a) Lava dacítica con desarrollo de bandeamiento por flujo, se destaca variación de dirección de flujo con líneas rojas. (b) Bandas de segregación composicional ampliadas del mismo afloramiento.....	25
Figura 3.6: Fotografía representativa de la litología presente en el sector de Cerro Negro. Brecha piroclástica vítrea monomíctica.....	26
Figura 3.7: Fotografías representativas de litología presente en el sector Cordón de los Ratones Zona Norte. (a) Afloramiento de brecha piroclástica polimíctica de más de 40 m de espesor. (b) Acercamiento a brecha polimíctica con clastos andesíticos de hasta 15 cm.....	28
Figura 3.8: Fotografía representativa de la litología presente en el sector Cordón de los Ratones Zona Norte, con vista al suroeste. Se muestran afloramientos de intrusiones riolíticas con disyunción columnar y un acercamiento de las estructuras de aproximadamente 20 cm de diámetro. Ladera este de la zona norte del Cordón de los Ratones.....	28
Figura 3.9: Fotografía representativa de litología presente en el sector Cordón de los Ratones Zona Norte. Se muestra una lava riolítica con bandeamiento por flujo, está alterada principalmente a ceolitas. Con líneas rojas se destacan algunas de las bandas.....	29
Figura 3.10: Fotografía de toba vítrea con fragmentos líticos andesíticos y cristales de plagioclasa inmersos en matriz de ceniza color gris oscuro verdoso.....	30
Figura 3.11: Fotografía representativa de litología presente en el sector Cordón de los Ratones Zona Sureste. Se muestra toba de lapilli lítica polimíctica. Posee fiammes y líticos de hasta 4 cm.....	30
Figura 3.12: Columnas estratigráficas esquemáticas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones de cada área visitada en terreno. Se presentan edades reportadas por Sellés y Gana (2001) y aquellas obtenidas en este trabajo, junto con las ubicaciones de las muestras con análisis químico (Capítulo 4, Anexo C) y descripción petrográfica (en este capítulo, Anexo A).	31
Figura 3.13: Edades U-Pb obtenidas en circones de lava de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones. (a) Curva de la Concordia para muestra CR018. (b) Histograma de edades para la muestra CR018. En el eje de las ordenadas el número de circones, en las abscisas la edad en millones de años. (c) Promedio ponderado de edades obtenidas y error asociado para muestra CR018. En rojo las edades consideradas para el cálculo, en azul las edades rechazadas.....	33
Figura 3.14: Edades U-Pb obtenidas en circones de intrusivo de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones. (a) Curva de la Concordia para muestra CR046. (b) Histograma de edades para la muestra CR046. En el eje de las ordenadas el número de circones, en las abscisas la edad en millones de años. (c) Promedio ponderado de edades obtenidas y error asociado para muestra CR046. En rojo las edades consideradas para el cálculo, en azul las edades rechazadas.....	34
Figura 3.15: Microfotografías a nícoles paralelos (a) y cruzados (b) de una lava andesítica con fenocristales de plagioclasas y piroxenos, los que se encuentran completamente alterados a	

clorita-esmectita (muestra CR001). La masa fundamental se encuentra alterada a arcillas y clorita-esmectita principalmente. Plg: Plagioclasa. Px: Piroxeno. O: Opacos. 38

Figura 3.16: Microfotografías a nícoles paralelos (a) y cruzados (b) de una lava andesítica con fenocristales de plagioclasas y olivinos euhedrales a subhedrales, los que se encuentran completamente alterados a clorita y cuarzo (muestra CR032). Plg: Plagioclasa. Ol: Olivino. Chl: Clorita. Qz: Cuarzo..... 38

Figura 3.17: (a) Fotografía de afloramiento de lava dacítica con lítico anguloso, y bandeamiento por segregación composicional. (b) Microfotografía a nícoles paralelos de misma lava con bandeamiento submilimétrico y fenocristales de plagioclasas euhedrales a subhedrales (muestra CR002). 39

Figura 3.18: (a) Fotografía de afloramiento de lava riolítica con bandeamiento por flujo. (b) Microfotografía a nícoles paralelos de misma lava con bandeamiento submilimétrico en masa fundamental vítrea desvitrificada y alterada a arcillas, ceolitas y clorita-esmectita (muestra CR018). 40

Figura 3.19: Microfotografías a nícoles paralelos (a) y cruzados (b) de lava riolítica con fenocristales de plagioclasa aislados. Se observa también bandeamiento por flujo (muestra CR018). Plg: Plagioclasa. Chl: Clorita. Esm: Esmectita. Arc: Arcillas. Qz: Cuarzo. Feld K: Feldespato potásico. 40

Figura 3.20: Microfotografías a nícoles paralelos (a) y cruzados (b) de lava dacítica con bandeamiento por flujo (bandas marcadas en rojo) con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno en cúmulos y aislados. La masa fundamental se compone principalmente de vidrio el que se encuentra desvitrificado, presentando textura axiolítica, y alterado (muestra CR002). Plg: Plagioclasa. Cpx: Clinopiroxeno. O: Opacos..... 41

Figura 3.21: Microfotografía a nícoles cruzados de lava riolítica bandeada con fenocristales de plagioclasa. Posee textura axiolítica en las bandas de la masa fundamental. Esta textura se observa como fibras radiales que emergen de un núcleo y se forman por desvitrificación (muestra CR002). Plg: Plagioclasa. Ax: Textura axiolítica..... 41

Figura 3.22: Microfotografía de lava riolítica con fenocristales de plagioclasa a nícoles paralelos (a) y nícoles cruzados (b). Posee textura perlítica en masa fundamental de vidrio volcánico desvitrificada y alterada a clorita-esmectita, arcillas y ceolitas (muestra CR018). Plg: Plagioclasa. Arc: Arcillas. 42

Figura 3.23: Microfotografías a nícoles paralelos (a) y cruzados (b) de toba de lapilli lítico-vítrea. En la esquina superior izquierda se observa fragmento lítico andesítico alterado a clorita-esmectita y epidota. También se presentan fragmentos de plagioclasas alteradas a epidota, y un fiamme alterado completamente a clorita-esmectita y epidota (muestra CR041). Plg: Plagioclasa. Ep: Epidota. Chl: Clorita. Esm: Esmectita. L: Lítico. F: Fiamme..... 43

Figura 3.24: Microfotografías a nícoles paralelos (a) y cruzados (b) de toba vítrea con fragmentos líticos formados por cúmulos de fenocristales íntegros o fragmentados de plagioclasas y piroxenos, inmersos en una matriz vítrea con textura de flujo en algunas zonas. Están alterados

parcialmente a epidota (muestra CR039). Plg: Plagioclasa. Px: Piroxeno. Ep: Epidota. O: Opaco	43
Figura 3.25: (a) Fotografía de brecha piroclástica. (b) Microfotografía a nícoles paralelos de la misma brecha, de matriz vítrea con textura de flujo alterada a ceolitas y arcillas. Posee cristales de plagioclasa y piroxenos, completa o parcialmente alterados a clorita-esmectita y ceolitas (muestra CR037).	44
Figura 3.26: (a) Fotografía de toba de lapilli lítico-vítrea con fiammes. (b) Microfotografía de misma toba donde se observa fiamme alterado a clorita-esmectita, con cristales de plagioclasa inmersos en ella (muestra CR041).....	44
Figura 3.27: Microfotografías a nícoles paralelos (a) y cruzados (b) de intrusivo andesítico con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno con bordes de descomposición. Están inmersos en una masa fundamental intersertal alterada a clorita-esmectita y arcillas (muestra CR020). Plg: Plagioclasa. Chl: Clorita. Esm: Esmectita. Cpx: Clinopiroxeno. Arc: Arcillas. O: Opacos.	46
Figura 3.28: Microfotografías a nícoles (a) paralelos y (b) cruzados de intrusivo basáltico de olivino. Posee textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y olivino total o parcialmente alterados a bowlingita. Están inmersos en una masa fundamental intergranular con escasa alteración a clorita-esmectita (muestra CR038). Plg: Plagioclasa. Ol: Olivino. Bw: Bowlingita. 46	46
Figura 3.29: Microfotografías a nícoles paralelos (a) y cruzados (b) de intrusivo riolítico porfírico con fenocristales de plagioclasa. Están inmersos en una masa fundamental con textura felsítica alterada a arcillas, ceolitas y clorita-esmectita (muestra CR044). Arc: Arcillas. Plg: Plagioclasa. Chl: Clorita. Esm: Esmectita.	47
Figura 3.30: (a) Fotografía de afloramiento de intrusivo riolítico con disyunción columnar. (b) Microfotografía de muestra del mismo afloramiento, posee fenocristales de plagioclasa inmersos en masa fundamental de textura felsítica fina, alterada a clorita-esmectita, arcillas y ceolitas (muestra CR046).	48
Figura 4.1: Diagrama TAS (Le Maitre <i>et al.</i> , 1989) para rocas volcánicas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones. El límite entre los campos de la serie alcalina y subalcalina es de Irvine y Baragar (1971).	50
Figura 4.2: Diagrama AFM con los límites calcoalcalino-toleítico de Irvine y Baragar (1971) en azul y de Kuno (1966) en rojo para rocas volcánicas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones. A: Na ₂ O+K ₂ O; F: Fe ₂ O ₃ ; M: MgO.....	51
Figura 4.3: Diagrama K ₂ O vs SiO ₂ de Le Maitre <i>et al.</i> (1989) con los campos de potasio alto, medio y bajo para rocas volcánicas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.	51
Figura 4.4: Diagramas de Harker para óxidos de 8 elementos mayores (Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, Ti y P) y el número de magnesio (#Mg) de rocas volcánicas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones. #Mg=MgO/(MgO+Fe ₂ O ₃), con óxidos en porcentaje en peso.	52
Figura 4.5: Diagramas de Harker para elementos traza compatibles (Cr, Ni, Co, V y Sc) de rocas volcánicas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.....	53

Figura 4.6: Diagramas de Harker para 3 elementos traza LILE (Ba, Rb y Sr) de rocas volcánicas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.....	54
Figura 4.7: Diagramas de Harker para 6 elementos traza HFSE (Y, Ta, Zr, Hf, Nb y Th) de rocas volcánicas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.....	55
Figura 4.8: Diagramas La/Yb vs SiO ₂ , La/Sm vs SiO ₂ , Sm/Yb vs SiO ₂ , La vs SiO ₂ , y Yb vs SiO ₂ para rocas volcánicas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.	56
Figura 4.9: Diagrama de REE normalizado al condrito de Nakamura (1974) para andesitas basálticas (grupo 1) de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.	57
Figura 4.10: Diagrama de REE normalizado al condrito de Nakamura (1974) para dacitas (grupo 2) de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.	58
Figura 4.11: Diagrama de REE normalizado al condrito de Nakamura (1974) para riolitas (grupo 3) de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.	58
Figura 4.12: Diagrama de Eu _N /Eu* vs SiO ₂ , con Eu*=(Sm _N +Gd _N)/2, normalizado al condrito de Nakamura (1974).....	59
Figura 4.13: Diagrama que muestra las razones La/Yb vs la ubicación de las muestras en latitud, para los campos definidos por rocas volcánicas cenozoicas de Chile Central de El Teniente (globos con simbología) y de la Zona Volcánica Sur (barras negras) (modificado de Kay <i>et al.</i> 2005). En rojo se muestra el campo definido por las muestras de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones analizadas en este trabajo.....	59
Figura 4.14: Diagrama multielemento normalizado al N-MORB de Pearce (1983) para andesitas basálticas (grupo 1) de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.	60
Figura 4.15: Diagrama multielemento normalizado al N-MORB de Pearce (1983) para dacitas (grupo 2) de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.....	61
Figura 4.16: Diagrama multielemento normalizado al N-MORB de Pearce (1983) para riolitas (grupo 3) de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.....	61
Figura 4.17: Diagrama de discriminación tectónica (Wood, 1980) para rocas volcánicas básicas a intermedias de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones. CAB: Calc-alkaline basalts; VAB: Volcanic arc basalt; Alk WPB: Alkaline within-plate basalt; E-MORB: Enriched mid-oceanic ridge basalt; WPT: Within-plate tholeiite; IAT: Island arc tholeiite; N-MORB: Normal mid-oceanic ridge basalt.	62
Figura 4.18: Diagrama de discriminación tectónica de Cabanis y Lecolle (1989) para rocas básicas a intermedias de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones. N-MORB: Normal mid-oceanic ridge basalt; E-MORB: Enriched mid-oceanic ridge basalt.	63
Figura 4.19: Diagrama de discriminación tectónica Th/Yb vs Ta/Yb para rocas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones. Los campos tectónicos en negro representan las zonas definidas por Pearce (1983) para rocas basálticas. Los campos tectónicos en rojo son los definidos por Gorton y Schandl (2000) para rocas ácidas e intermedias.	64

Figura 4.20: Diagrama de discriminación tectónica Th/Ta vs Yb de Gorton y Schandl (2000) para rocas intermedias y ácidas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones. WPVZ: within-plate volcanic zone; MORB: mid-oceanic ridge basalt; WPB: within-plate basalt.	64
Figura 5.1: Mapa con ubicación de muestras con análisis geoquímico asignadas a los Estratos del Cordón de los Ratones (este trabajo), a la Formación Abanico (Sellés, 1999; Nyström <i>et al.</i> , 2003) y a la Formación Farellones (Sellés, 1999).	74
Figura 5.2: (a) Diagrama K ₂ O vs La con valores reportados para muestras de los Estratos del Cordón de los Ratones (Sellés, 2000a; este trabajo), y de las formaciones Abanico y Farellones (Sellés, 1999; Nyström <i>et al.</i> , 2003). Se despliega la línea de tendencia para cada grupo de muestras. (b) Los mismos diagramas por separado.	75
Figura 5.3: (a) Diagrama Rb vs La con valores reportados para muestras de los Estratos del Cordón de los Ratones (Sellés, 2000a; este trabajo), y de las formaciones Abanico y Farellones (Sellés, 1999; Nyström <i>et al.</i> , 2003). Se despliega la línea de tendencia para cada grupo de muestras. (b) Los mismos diagramas por separado.	76
Figura 5.4: Diagramas con razones La _N /Yb _N (las barras representan el rango de las razones y los círculos negros representan los valores promedio para cada grupo de muestras), La _N /Yb _N vs SiO ₂ , Sm _N /Yb _N vs SiO ₂ y La _N /Sm _N vs SiO ₂ con valores reportados para muestras de los Estratos del Cordón de los Ratones (Sellés, 2000a; este trabajo), y de las formaciones Abanico y Farellones (Sellés, 1999; Nyström <i>et al.</i> , 2003). Estos datos se encuentran agrupados según su edad de formación.	77
Figura 5.5: Diagrama con razones Zr/Y. Las barras representan el rango de las razones y los círculos negros representan los valores promedio para cada grupo de muestras. Las figuras sin relleno representan los valores <i>outliers</i> que no se consideraron.	78
Figura 5.6: Perfil esquemático de la evolución paleogeográfica y tectónica a los ~33°S. A la derecha se presentan las razones La _N /Yb _N y K ₂ O/La para cada unidad y formación. Explicación en el texto.	80

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del Estudio

Los Estratos del Cordón de los Ratones corresponden a una unidad estratificada volcanosedimentaria definida informalmente por Sellés y Gana (2001) que está emplazada en las cercanías del río Maipo, Región Metropolitana. Aflora principalmente en la cadena de cerros llamada Cordón de los Ratones, en su continuación hacia el sur en los Cerros del Principal, y en menor medida en algunos cerros-isla de la zona, como lo es el Cerro Negro, en la comuna de San Bernardo (Figura 1.1). Dicha unidad está constituida por una secuencia volcánica a subvolcánica con intercalaciones sedimentarias continentales (Sellés y Gana, 2001). Su asignación estratigráfica es aún incierta habiendo sido asignada tanto al Cretácico Tardío, como un equivalente al sur de la Formación Lo Valle (Sellés, 2000a; Selles y Gana 2001), como a la Formación Abanico (Thiele, 1980).

El volcanismo explosivo de la Formación Lo Valle correspondería a los depósitos desarrollados en el arco de fines del Cretácico Tardío. La depositación de la Formación Abanico, por otro lado, tuvo lugar en una cuenca extensional de intraarco, la Cuenca de Abanico, desarrollada durante el Cenozoico en la parte sur de los Andes Centrales.

Como se mencionó anteriormente, la asignación estratigráfica de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones es controversial. Inicialmente estos estratos fueron incluidos como parte de la Formación Abanico (Eoceno tardío – Mioceno) (Aguirre, 1960). Posteriormente, basándose en: (i) las diferencias litológicas con la Formación Abanico, debido al marcado carácter ácido de los productos de los Estratos del Cordón de los Ratones, y (ii) en su similitud en la geoquímica con la Formación Lo Valle (Maastrichtiano tardío; Thomas, 1958), Sellés y Gana (2001) definieron estos estratos como una unidad independiente, asignándole una edad Cretácico Tardío? – Eoceno? al correlacionarla con dicha formación que aflora 45 km al norte (Sellés, 2000a; Sellés y Gana, 2001).

Fock (2005) reportó una edad de $43,0 \pm 0,4$ Ma (U/Pb SHRIMP en circones) obtenida en una toba cristalina presuntamente perteneciente a los Estratos de Cordón de Los Ratones (Figura 1.2). Ésta corresponde a la única edad absoluta reportada para esta unidad, la que la ubicaría en el Eoceno medio, un periodo que presenta un limitado registro a esta latitud. Por su ubicación cercana a rocas asignadas a la Formación Abanico, los afloramientos de la toba datada han sido reasignados a esta última formación por Rissetto (2015), quien indicó que la edad de $43,0 \pm 0,4$ Ma correspondería al registro más antiguo de la Formación Abanico en el compartimiento occidental de la Cuenca de Abanico. Dicho autor destacó además la naturaleza ácida de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones en la zona del cordón de cerros homónimo, evidenciando una marcada diferencia petrográfica con las rocas que analizó en las cercanías pertenecientes a la

Formación Abanico y a partir de esto mantuvo la correlación propuesta por Sellés y Gana (2001) de la unidad con la Formación Lo Valle.

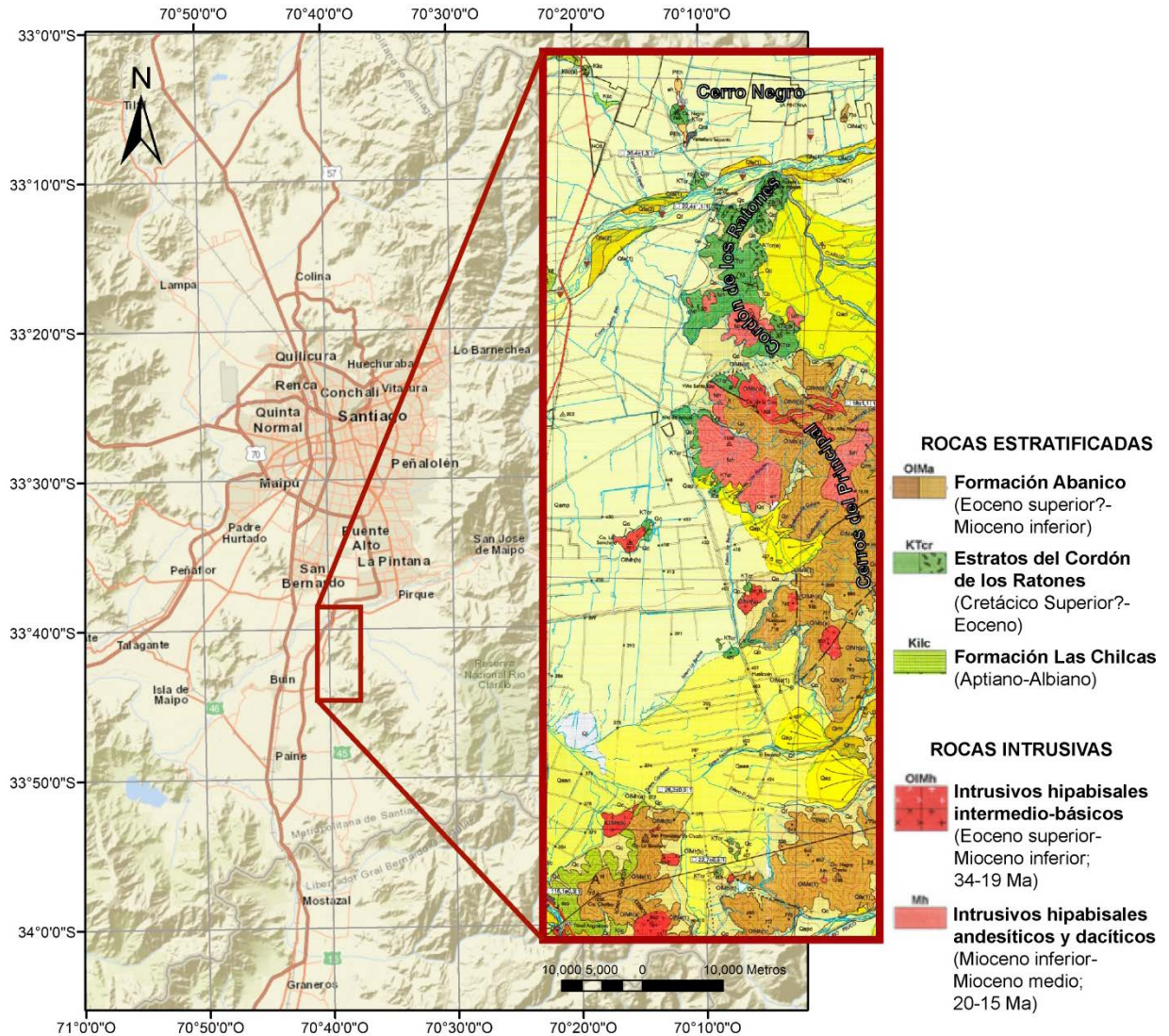
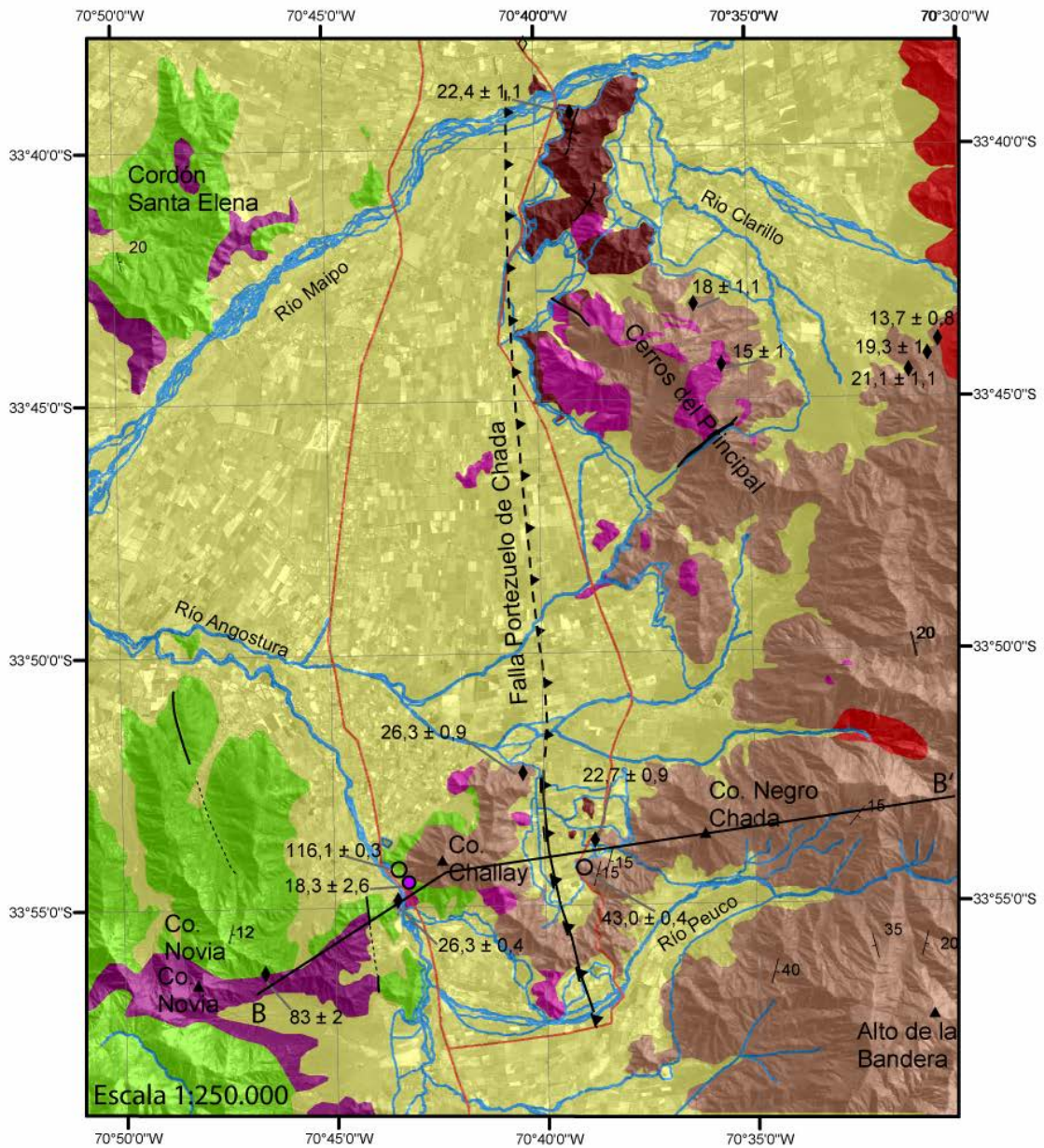


Figura 1.1: Ubicación y alcance del área de estudio de este trabajo (rectángulo rojo). A la izquierda, mapa que muestra parte de la Región Metropolitana. A la derecha, acercamiento al área de estudio a partir de extracto del mapa geológico de Sellés y Gana (2001).

Debido a los escasos antecedentes geocronológicos y geoquímicos que existen, no ha sido posible caracterizar completamente los Estratos del Cordón de los Ratones, ni establecer un rango claro de edad para la unidad, por lo que en este estudio se realizó un levantamiento geológico detallado de sus afloramientos, dataciones y análisis geoquímicos. Ello se ha realizado con el fin de establecer una asignación estratigráfica para dicha unidad, caracterizar sus depósitos y la geoquímica de los productos ígneos, y estudiar su petrogénesis para inferir las condiciones imperantes durante la formación de sus magmas. Con esta información se busca finalmente trazar los procesos geológicos que tuvieron lugar durante esa época y las implicancias que esto tiene sobre el conocimiento actual de la evolución Andina en la zona.



- | | |
|--|--------------------------------|
| Leyenda | Edades Radiométricas |
| Depósitos Aluviales y Fluviales Recientes | ◇ Ar/Ar |
| Formación Abanico | ◆ K/Ar |
| Estratos del Cordón de los Ratones | ○ U/Pb (SHRIMP) en circón |
| Formación Las Chilcas | ● Trazas de Fisión en Apatitos |
| Intrusivos del Mioceno Inferior | ▲ Falla Inversa |
| Intrusivos Hipoabisales del Eoceno Superior - Mioceno Inferior | — Ríos y quebradas |
| Intrusivos del Cretácico Superior | — Caminos |

Figura 1.2: Mapa geológico del área de estudio. Extraído de Fock (2005).

1.2 Hipótesis

- Los Estratos del Cordón de los Ratones corresponderían a una serie representativa de las porciones inferiores de la Formación Abanico en la cuenca de Santiago, según sugiere su ubicación geográfica y las dataciones radiométricas disponibles en su entorno. De este modo, el estudio de la petrogénesis ígnea de sus depósitos constituye una herramienta para inferir los procesos y condicionantes del magmatismo durante la evolución temprana de la Cuenca de Abanico en esta región.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

Determinar los procesos petrogenéticos asociados al magmatismo de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones y contextualizarlos cronoestratigráficamente dentro de la evolución Andina contemporánea del área.

1.3.2 Objetivos Específicos

- I. Caracterizar estas rocas estratigráficamente.
- II. Caracterizar la petrografía macro y microscópica de las unidades ígneas.
- III. Caracterizar la geoquímica de las rocas ígneas.
- IV. Determinar la edad de los depósitos.
- V. Estudiar posibles correlaciones y/o determinar patrones evolutivos.

1.4 Metodología

Para la realización de este estudio se llevaron a cabo diversos trabajos de terreno, gabinete y laboratorio. Previo a las campañas de terreno se realizó una primera etapa de trabajo de gabinete que consistió en la recopilación de antecedentes bibliográficos y la creación de una base de datos que integra edades radiométricas, mapas, descripciones de muestras y datos geoquímicos. A continuación se detallan las metodologías utilizadas, posteriores a esta primera etapa para llevar a cabo cada uno de los Objetivos Específicos antes mencionados.

Metodología para el objetivo específico I

- Reconocimiento en terreno de la serie estudiada.
- Levantamiento de columnas estratigráficas en distintas zonas.
- Recolección de muestras de mano para su descripción.
- Caracterización de depósitos mediante descripción de muestras de mano y de la obtención de material fotográfico en terreno.

Metodología para el objetivo específico II

- Descripción de afloramientos en terreno y de muestras de mano, en terreno y gabinete, de las litologías pertenecientes a la unidad.
- Selección de muestras de mano para la confección de cortes transparentes.
- Descripción petrográfica de 15 cortes transparentes mediante microscopía óptica de luz transmitida en los laboratorios del Departamento de Geología y del Advanced Mining Technology Center (AMTC), ambos de la Universidad de Chile, y de la carrera de Geología de la Universidad Andrés Bello.

Metodología para el objetivo específico III

- Selección de muestras para análisis geoquímico a través del estudio de cortes transparentes mencionados anteriormente.
- Molienda de roca total para análisis químico de un total de 9 rocas, 3 de las cuales se realizaron en los laboratorios del Departamento de Geología de la Universidad de Chile y 6 en el Laboratorio de Separación de Minerales de la Universidad Andrés Bello, Chile (Anexo B).
- Análisis geoquímico de elementos mayores, menores y traza, los que se realizaron mediante ICP-AES (elementos mayores y menores) e ICP-MS (elementos traza) en los laboratorios Activation Laboratories Ltd. (Actlabs), Ontario, Canadá (Anexo B).
- Análisis y procesamiento de datos geoquímicos mediante el uso de softwares apropiados (ioGAS, Excel).

Metodología para el objetivo específico IV

- Selección de 2 muestras para determinaciones radiométricas U-Pb en circón (La-ICP-MS). La separación de minerales se llevó a cabo en el Laboratorio de Separación de Minerales de la Universidad Nacional Andrés Bello (UNAB; Anexo B) y las determinaciones radiométricas se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), México (Anexo B).

Metodología para el objetivo específico V

- Análisis de resultados geoquímicos y comparación de estos con aquellos recopilados de trabajos anteriores en Chile central mediante el uso de software apropiados (ioGAS, Excel, ArcGIS).
- Comparación de columnas estratigráficas con las de otras formaciones relevantes del área de la Depresión Central y Frente Cordillerano de Chile Central.

1.5 Ubicación y vías de acceso

Los Estratos del Cordón de los Ratones se encuentran ubicados en la parte sur de la Región Metropolitana de Chile, entre los 33°38'S y 33°54'S y los 70°42'W y 70°36'W (Figura 1.3). Esta unidad incluye rocas que afloran en Cerro Negro, en el Cordón de los Ratones, en las

faldas de los Cerros del Principal y en algunos otros cerros-isla de la zona de menor envergadura (Figura 1.1).

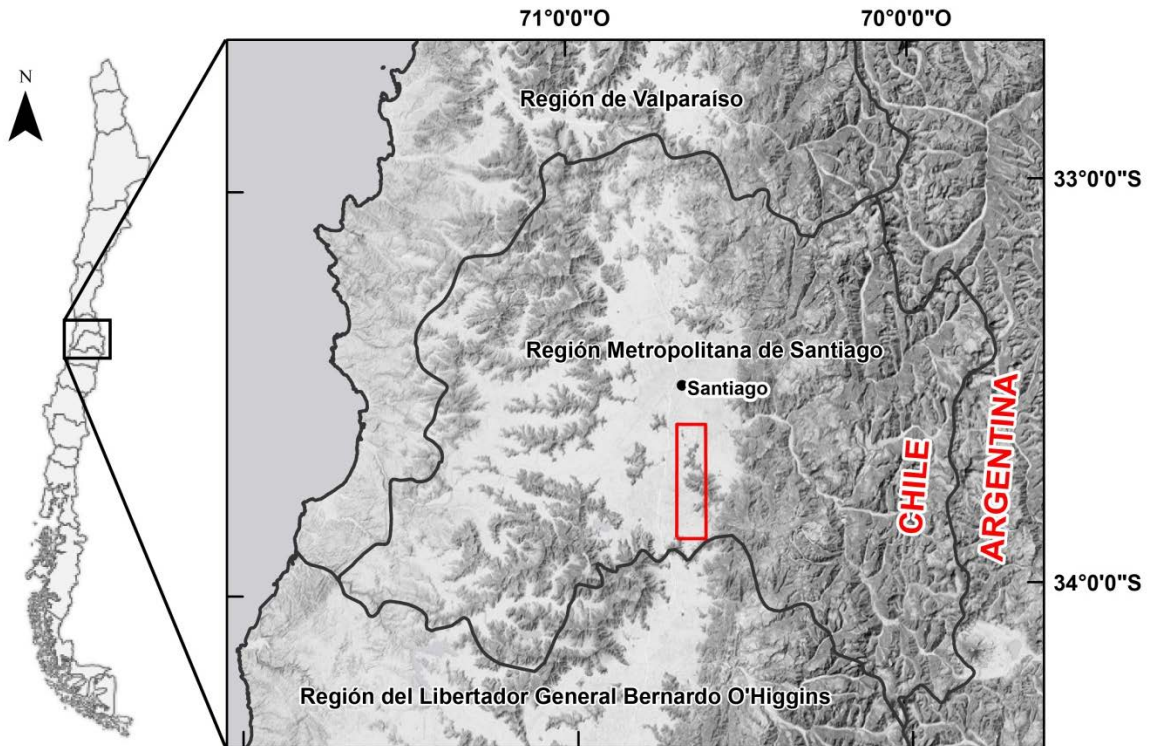


Figura 1.3: Mapa de relieve de la región central de Chile. En el recuadro rojo se encuentra el área de estudio de este trabajo detallada en la Figura 1.1.

Se puede ingresar a la parte occidental de la zona de estudio a través del camino Padre Hurtado (Ruta G-45). El acceso a la parte nororiente se realiza por la Avenida Virginia Subercaseaux (Figura 1.4). De estas rutas principales se desprenden senderos y caminos privados a través de los cuales es posible llegar a los afloramientos estudiados.

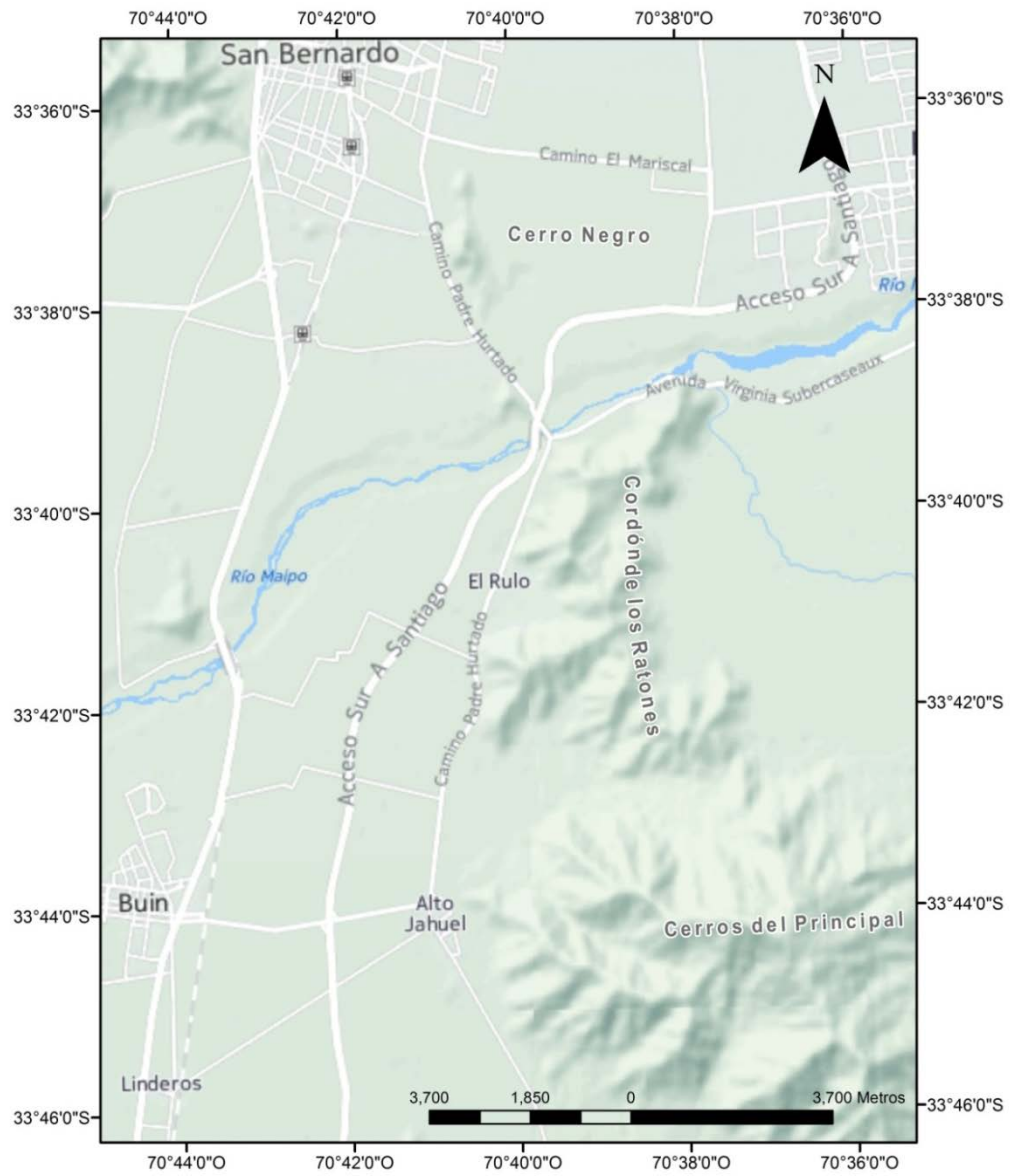


Figura 1.4: Ubicación de los Estratos del Cordón de los Ratones y vías de acceso hacia los principales afloramientos estudiados en este trabajo.

2. MARCO GEOTECTÓNICO Y GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Contexto tectónico

2.1.1 Aspectos Generales

Los Andes son el resultado de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Este proceso es el responsable del magmatismo de arco volcánico moderno, que en Chile se ubica en la porción oeste de la Cordillera Principal. Dicho arco se desarrolla a lo largo del margen continental y se encuentra subdividido en segmentos a partir de importantes variaciones geológicas a lo largo del rumbo. Una de estas variaciones en Chile corresponde a la zona de subducción subhorizontal que se desarrolla entre los 27°S y los 33°S del margen, donde la ausencia de volcanismo posterior al Mioceno coincide con la subducción de la dorsal asísmica de Juan Fernández (e.g. Kay & Mpodozis, 2002). Inmediatamente al sur de esta zona se encuentra ubicada el área de estudio de este trabajo, en los primeros afloramientos del límite occidental de la Cordillera Principal, emplazados en medio de la Depresión Central (Figura 2.1). A continuación se describen las principales morfoestructuras presentes a esta latitud en Chile central y el marco geotectónico en el que se enmarca la zona de estudio.

2.1.2 Unidades Morfoestructurales

La región de Chile central, entre los 33°S y los 34°S, puede ser dividida en 3 dominios morfoestructurales de acuerdo a sus características y que se disponen en dirección aproximada N-S. De oeste a este, las unidades corresponden a: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal y Cordillera Frontal (Figura 2.1).

La Cordillera de la Costa (Figura 2.1) está compuesta por cerros que rara vez superan los 2.000 m s. n. m. Su flanco occidental está dominado principalmente por afloramientos del basamento paleozoico y de intrusivos del Jurásico y Triásico que se encuentran cubiertos por secuencias sedimentarias marinas cenozoicas. Su flanco oriental está dominado por series volcánicas y sedimentarias del Mesozoico, intruidas por cuerpos del Cretácico medio (Wall *et al.*, 1999; Sellés y Gana, 2001; SERNAGEOMIN, 2003).

La Depresión Central (Figura 2.1) corresponde a un bajo topográfico que separa la Cordillera de la Costa, al oeste, de la Cordillera Principal, al este. Su relleno está dominado por una cobertura de ignimbritas y sedimentos plio-cuaternarios y se extiende desde los 33°S hasta los 40°S (Sellés y Gana, 2001). Dicha cobertura presenta un espesor irregular que en algunas zonas supera los 500 m (Araneda *et al.*, 2000) y se encuentra sobre un basamento correspondiente a rocas mesozoicas en el límite occidental y a rocas cenozoicas en el límite oriental (Farías *et al.*, 2008). En esta unidad morfoestructural existen también cerros-isla, como los cerros Chena y Negro, que en general no superan los 1.000 m s. n. m. y abarcan un área de aproximadamente 110 km² en la cuenca de Santiago (Araneda *et al.*, 2000; Sellés y Gana, 2001).

La Cordillera Principal (Figura 2.1) se extiende desde los 33°S hasta los 46°S y está constituida por cerros que llegan a superar los 6.000 m s. n. m. Está formada por secuencias que abarcan edades entre el Mesozoico y Cenozoico: (i) las formaciones Abanico y Farellones, de edad Cenozoico, de origen volcánico y volcanosedimentario que afloran tanto en el flanco occidental como oriental chileno de la cordillera, y (ii) rocas sedimentarias, tanto marinas como continentales, y volcánicas de edad Mesozoico que afloran principalmente en el flanco oriental de esta morfoestructura. Esta última sección de la Cordillera Principal se encuentra deformada y fallada constituye la faja plegada y corrida en esta región (Farías *et al.*, 2008).

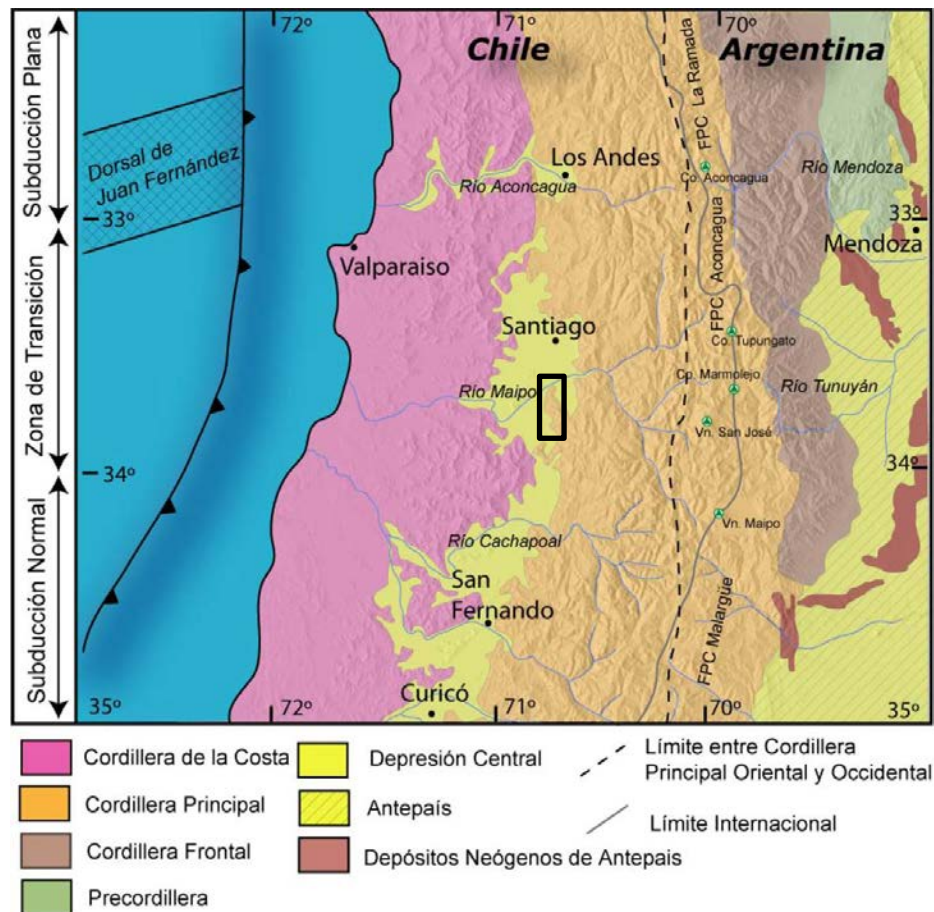


Figura 2.1: Dominios morfoestructurales del margen Andino entre los 32°S y los 35°S. En el rectángulo negro se ubica el área de estudio de este trabajo. Modificado de Fock (2005).

2.1.3 Marco Geotectónico

La subducción que caracteriza al borde occidental de Sudamérica ha existido de manera continua al menos desde el Jurásico (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier *et al.*, 2007), manteniéndose hasta el presente en donde la placa oceánica de Nazca se subducta bajo la placa continental Sudamericana. La convergencia entre estas placas ha evolucionado desde entonces, lo que se evidencia a través de importantes cambios en la velocidad y en la dirección de convergencia (Figura 2.2). Actualmente los parámetros de esta configuración están caracterizados

por una tasa de convergencia de ~ 7 cm/año con una dirección de 20° hacia el NO (Somoza y Ghidella, 2005).

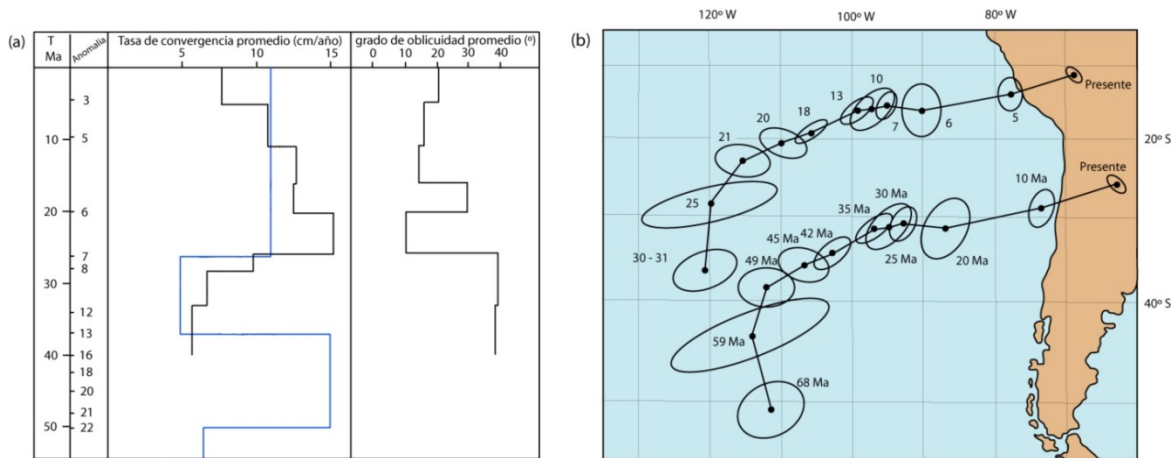


Figura 2.2: a) Variación de la velocidad de convergencia y grado de oblicuidad entre la placa oceánica subductante y la placa continental, según Pardo-Casas y Molnar (1978) (azul) y Somoza (1998) (negro). b) Reconstrucción de la cinemática de la placa oceánica medida según posiciones de dos puntos, graficadas respecto a Sudamérica durante distintas anomalías magnéticas del Cenozoico (Pardo-Casas y Molnar, 1987).

Se podría dividir la convergencia jurásica – reciente en al menos tres etapas. La primera etapa, que comprende desde los inicios de este proceso, está caracterizada por la subducción de la placa Fénix con una dirección de convergencia SE respecto al margen continental occidental (Mpodozis y Ramos, 2008) e incluye también la interacción de la dorsal existente entre la placa Farallón (parte norte de la fosa) y Fénix (en la parte sur) en el proceso. En la segunda etapa, que comienza en el Cretácico Tardío, está dominada por la subducción de la placa Farallón. La tercera etapa, al ser la más reciente es la que se encuentra mejor estudiada y abarca desde los 23 Ma hasta la actualidad, está caracterizada por una subducción continua de la placa Nazca (Figura 2.3).

Durante la primera etapa antes mencionada predominaron las condiciones extensionales en el margen continental (Charrier *et al.*, 2007; Mpodozis y Ramos, 2008). La ocurrencia de eventos de deformación y magmatismo en la placa superior pueden ser relacionados con la subducción de la dorsal Farallón-Fénix durante este periodo, como lo es la Fase Peruana, un importante evento compresivo que cambia drásticamente la configuración tectónica de fines del Cretácico Temprano (Scheuber *et al.*, 1994, Charrier *et al.*, 2007). La segunda etapa muestra una subducción de menor oblicuidad, con una dirección de convergencia NE (Figura 2.3), modificando el régimen de esfuerzos transferidos a la placa continental que cambian de sinestrales a dextrales (Scheuber *et al.*, 1994). La última etapa se caracteriza por la ruptura de la placa Farallón que da origen a las placas Nazca y Cocos (Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2005), y por variaciones en la velocidad de convergencia, con un fuerte incremento al inicio de esta etapa y una disminución importante en los últimos diez millones de años (Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2005) (Figura 2.2a), configuración que se mantiene hasta el presente.



Figura 2.3: Reconstrucción de la configuración tectónica desde el Cretácico hasta el presente en el margen occidental de Sudamérica (extraído de Zonenshayn *et al.* 1984)

2.2 Geología del área de estudio

2.2.1 Aspectos Generales

La zona estudiada está dominada por afloramientos de rocas estratificadas de edades desde el Cretácico Temprano hasta el Oligoceno, y de rocas intrusivas de edades Paleoceno a Mioceno. En la Figura 2.4 se presenta un mapa geológico del área de estudio con las principales unidades que afloran en ella.

2.2.2 Rocas Estratificadas

En esta sección se presentan las formaciones descritas en trabajos previos que se encuentran en el área de estudio.

2.2.2.1 Formación Las Chilcas (Thomas, 1958)

Corresponde a una serie volcánica y sedimentaria, compuesta de coladas andesíticas, aglomerados, tobas y sedimentos continentales, con un amplio espectro de facies. Alcanza un espesor aproximado de 3.000 m (Wall *et al.*, 1999). Esta formación aflora en los cerros del borde oeste de la Depresión Central, y en algunos cerros-isla de la zona (Figura 2.4).

Al oeste de la zona estudiada, esta formación se dispone en discordancia (Thomas, 1958; Sellés y Gana, 2001) o en aparente concordancia (Wall *et al.*, 1999) sobre la Formación Veta Negra. El contacto superior se define como una discordancia de erosión con la Formación Lo Valle, más al norte del área de estudio (Wall *et al.*, 1999), y con la Formación Abanico en las laderas del cerro Challay (Sellés, 2000b).

Para esta formación se han obtenido edades radiométricas U-Pb en circones de 113 Ma en una andesita y 82 Ma en una arenisca. En base a esto, se le asigna una edad Albiano – Campaniano temprano (Wall *et al.*, 1999; Sellés y Gana, 2001; Godoy, 2006; Boyce, 2015).

2.2.2.2 Formación Lo Valle (Thomas, 1958)

La Formación Lo Valle no se encuentra estrictamente dentro del área de estudio, no obstante, por haber sido correlacionada con la unidad estudiada en este trabajo (Sellés y Gana, 2001) ella se describe a continuación.

La Formación Lo Valle corresponde a una serie predominantemente piroclástica, de composición andesítica a riolítica, con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias continentales, con frecuentes gradaciones laterales y verticales (Thomas, 1958). Su espesor alcanza los 1.800 m, con variaciones en la dirección N-S (Gana y Wall, 1997; Fuentes *et al.*, 2000; Fuentes, 2004). Esta serie aflora en los cerros del centro y este de la Depresión Central fuera del área de estudio, al norte del río Mapocho. Ella cubre en discordancia de erosión a la Formación Las Chilcas y subyace en discordancia de erosión a la Formación Abanico (Thomas, 1958; Wall *et al.*, 1999).

Esta formación se encuentra intruida por cuerpos hipabisales del Paleoceno-Mioceno y se le ha asignado mediante dataciones radiométricas una edad Maastrichtiano tardío (Vergara y Drake, 1978; Rivano *et al.*, 1993; Gana y Wall, 1997). De acuerdo a las evidencias geocronológicas se ha confirmado un hiatus maastrichtiano tardío - (paleoceno?)-eoceno entre las formaciones Lo Valle y Abanico (Gana y Wall, 1997; Wall *et al.*, 1999; Fuentes *et al.*, 2000; Fuentes *et al.*, 2002; Fuentes, 2004).

2.2.2.3 Estratos del Cordón de los Ratones (Sellés y Gana, 2001)

Unidad informal definida por Sellés y Gana (2001) que corresponde a una serie volcánica y subvolcánica con intercalaciones sedimentarias continentales. Los estratos basales consisten en tobas de lapilli y brechas piroclásticas, además de escasas lavas andesíticas e intercalaciones sedimentarias. Hacia el techo se intercalan tobas de lapilli y de ceniza de composición dacítica a riolítica. Esta unidad alcanza los 450 m de espesor y aflora en el cordón de cerros del mismo nombre, al sur del río Maipo, y en pequeños cerros-isla de la localidad (Sellés y Gana, 2001) (Figura 2.4).

Esta serie está intruida por diques y domos riolíticos que muestran un marcado diaclasamiento columnar subhorizontal en su porción central, y pliegues de flujo y estructura brechosa hacia los bordes. Además, se encuentra deformada según pliegues abiertos de longitud de onda hectométrica (Sellés y Gana, 2001).

La base de esta serie no se conoce y para su techo se ha inferido una relación de discordancia angular con la suprayacente Formación Abanico. Esto último se ha sustentado en la falta de continuidad de pliegues e intrusiones ácidas al pasar de los afloramientos de una unidad a otra (Sellés y Gana, 2001). Localmente, los Estratos del Cordón de los Ratones se encuentran en contacto por falla con la Formación Abanico al norte y oeste de los Cerros del Principal.

La edad y asignación estratigráfica de los Estratos del Cordón de los Ratones es materia de controversia. Dicha serie se encuentra intruida por stocks y diques datados en 36 y 22 Ma (Sellés y Gana, 2001), lo que impone una edad mínima de formación Oligoceno temprano. Sellés y Gana (2001) además la correlacionan por su geoquímica y ubicación con la Formación Lo Valle (Sellés, 2000a), asignándole una edad Cretácico Tardío ? – Eoceno ?. Posteriormente, Fock

(2005) obtuvo una edad de 43 ± 0.4 Ma (U-Pb en circones) (Figura 2.4) en una toba ubicada al este de la localidad de Chada y le asignó a la unidad una edad mínima Eoceno medio.

2.2.2.4 Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Corresponde a una serie volcánica de lavas básicas a intermedias con intercalaciones piroclásticas ácidas y sedimentarias continentales lacustres. Las rocas de la Formación Abanico están alteradas por minerales de metamorfismo de bajo grado y están deformadas y falladas con variable intensidad (Thiele, 1980; Levi *et al.*, 1989; Vergara *et al.*, 1993). Esta formación presenta alrededor de 3.000 m de espesor, no obstante, dicho espesor aparece aumentado por numerosas intrusiones interestratificadas posteriores de filones-manto y lacolitos andesíticos con los que estaría genéticamente relacionada (Thiele, 1980; Nyström *et al.*, 2003).

En el límite norte de la Depresión Central, entre los 33° y $33^\circ 15'S$, la Formación Abanico está en contacto con la subyacente Formación Lo Valle, por falla o concordantemente, evidenciando un hiatus depositacional de 37 m.a. (Gana y Wall, 1997; Sellés, 1999). Más al sur se dispone sobre los Estratos del Cordón de los Ratones, y sobre la Formación Las Chilcas (Figura 2.4) con un contacto que en la localidad de Angostura de Paine corresponde a una discordancia de erosión que evidencia un hiatus de 90 m.a. entre ambas (Sellés, 2000b; Fock, 2005).

Hacia el este del área de estudio, la Formación Abanico se encuentra sobreyacida de manera discordante por la Formación Farellones (Klohn, 1960) de edad Mioceno medio-tardío. El contacto entre ambas formaciones se ha interpretado como concordante, discordante o tectónico en distintas localidades (Thiele, 1980; Godoy *et al.*, 1999).

Dataciones y estudios de fauna fósil permiten asignarle a la Formación Abanico una edad Eoceno medio – Mioceno (Gana y Wall., 1997; Sellés e Hinojosa, 1997; Sellés, 2000b; Fuentes *et al.*, 2000, 2002; Charrier *et al.*, 2002; Mosolf *et al.*, 2011).

2.2.3 Rocas Intrusivas

Las unidades intrusivas del área de estudio están ampliamente distribuidas y representadas a través de stocks, diques porfídicos, intrusivos masivos, cuellos volcánicos y filones manto de tamaños variables y de composiciones gábricas a granodioríticas. Estos intrusivos disminuyen en edad de oeste a este y son resultado de la subducción que se lleva a cabo a lo largo del margen occidental del continente Sudamericano. A continuación, se describen las unidades intrusivas presentes en la zona de estudio, información basada en trabajos anteriores.

2.2.3.1 Intrusivos Hipabisales del Paleoceno-Eoceno

Conjunto formado por stocks porfídicos dacíticos de piroxeno con diaclasamiento columnar que afloran en el Cerro Negro, sector de Lepanto, e intruyen los Estratos del Cordón Los Ratones (Figura 2.4).

Uno de estos cuerpos fue datado mediante el método K-Ar en roca total en $36,4 \pm 1,3$ Ma (Sellés y Gana, 2001) (Figura 2.4), y el conjunto se correlaciona con intrusivos que afloran al norte de la zona de estudio, datados en 64-32 Ma (Wall *et al.*, 1999), lo que permite asignarles una edad Paleoceno-Eoceno.

2.2.3.2 Intrusivos Hipabisales del Eoceno tardío-Mioceno temprano

Unidad compuesta por stocks, cuellos volcánicos, filones manto y diques cuya composición varía de gabros a andesitas de piroxeno. En el área de estudio intruyen a la Formación Abanico y a los Estratos del Cordón de Los Ratones en el cordón de cerros de El Principal y en algunos cerros-isla de la zona (Figura 2.4).

En la zona de estudio se cuenta con una edad K-Ar en roca total de $22,4 \pm 1,1$ Ma de un dique andesítico que intruye los Estratos del Cordón Los Ratones (Sellés y Gana, 2001) (Figura 2.4). Gran parte de estos intrusivos pertenecen al “Grupo Volcánico del Oligo-Mioceno” de Vergara y Drake (1979) o a la Unidad Intrusiva II de Thiele (1980). Estos intrusivos poseen características químicas similares a las lavas coetáneas de la Formación Abanico, y se interpretan como sus conductos alimentadores (Kay y Kurtz, 1995).

2.2.3.3 Granodiorita La Obra (Mioceno temprano)

Intrusivo granodiorítico a monzogranítico de biotita y anfíbola (70-73% SiO₂) que intruye a la Formación Abanico en el borde oeste de la cordillera andina, y en el extremo este del área de estudio (Figura 2.4). Se expone elongado en dirección norte-sur, en una franja de aproximadamente 20 km².

Dataciones en K-Ar en biotita señalan edades de $22,0 \pm 0,6$ y $19,3 \pm 1,0$ Ma para esta unidad intrusiva (Sellés y Gana, 2001).

2.2.3.4 Intrusivos Hipabisales del Mioceno temprano-Mioceno medio

Stocks y diques porfídicos andesíticos a dacíticos de anfíbola que intruyen los Estratos del Cordón de Los Ratones y al nivel inferior de la Formación Abanico en el Cordón de Los Ratones y en los cerros al oeste de El Principal (Figura 2.4).

Para unidades de este grupo, se ha obtenido una edad K-Ar en roca total de 15 ± 1 Ma al oriente de los cerros de El Principal (Sellés y Gana, 2001) (Figura 2.4) y antecedentes radiométricos en cuerpo similares que afloran al norte de Santiago presentan edades entre 20-17 Ma (Drake *et al.*, 1976; Gana y Wall, 1997). Ello permite asignarles una edad Mioceno temprano a Mioceno medio (Sellés y Gana, 2001).

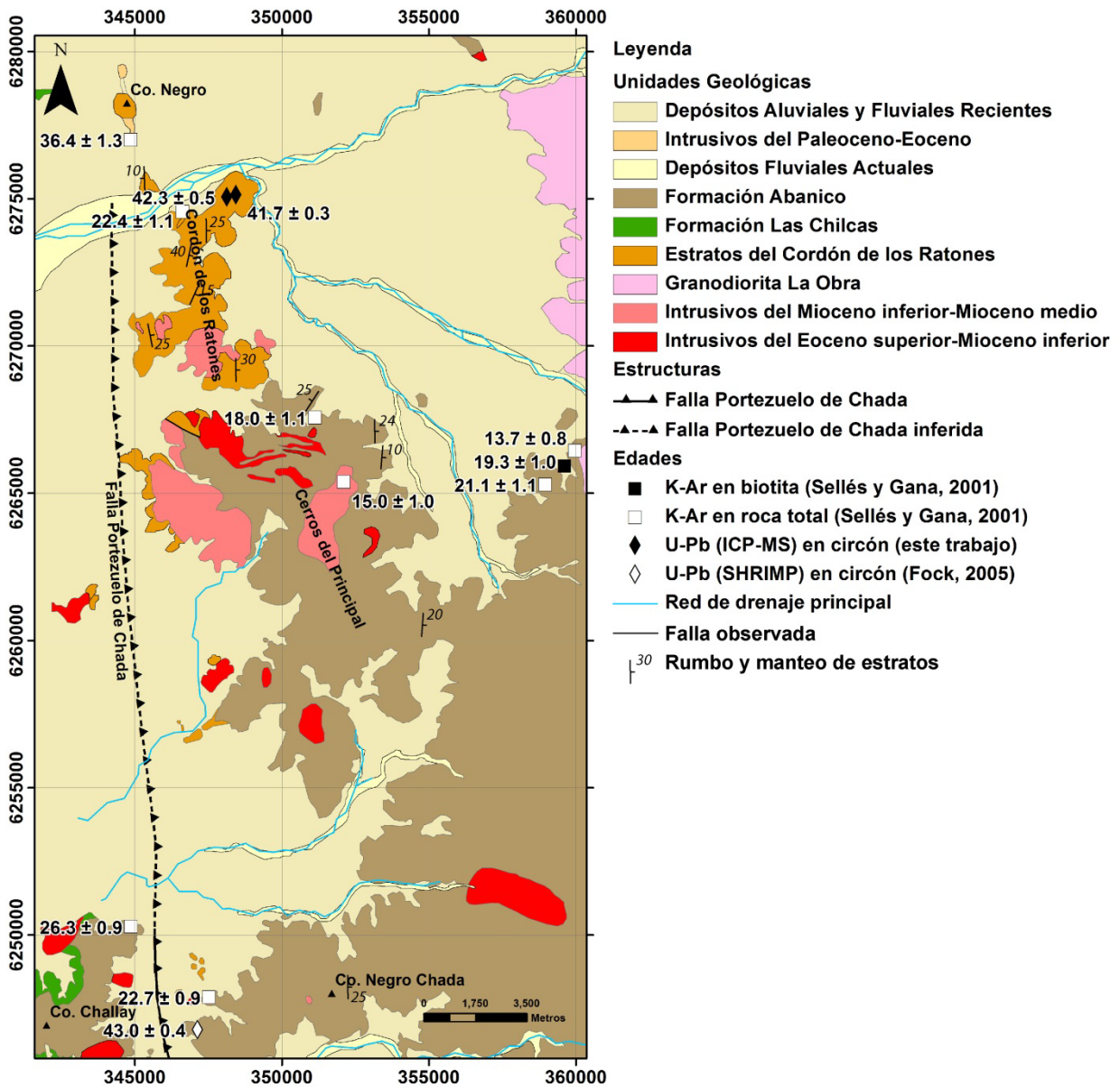


Figura 2.4: Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado y simplificado de Sellés y Gana (2001) y Fock (2005).

2.2.4 Estructuras

Las principales estructuras que se encuentran alrededor del área de estudio corresponden a fallas de vergencia variable que presentan una orientación dominante N-S. De ellas destacan tres fallas de primer orden las que se extienden decenas de kilómetros a lo largo del frente cordillerano (Farías *et al.*, 2008; Fock *et al.*, 2006; Muñoz - Saez *et al.*, 2014). Estas de oeste a este corresponden a:

1. Los Ángeles – Infernillo – Portezuelo de Chada, manteano al este (Figura 2.4 y Figura 2.5).

2. Pocuro – San Ramón, manteando al este (Figura 2.5).
3. Falla El Diablo – Las Leñas – El Fierro, manteando al oeste (Figura 2.5).

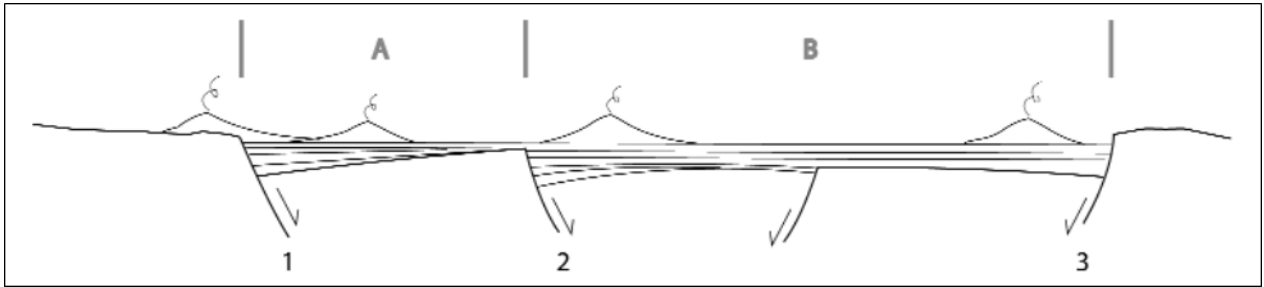


Figura 2.5: Arquitectura tentativa de la Cuenca de Abanico que muestra las fallas principales que participaron en la extensión de la cuenca y los compartimientos principales (A y B). 1) Falla Los Ángeles - Infiernillo - Portezuelo Chada, 2) Falla Pocuro - San Ramón, 3) Falla El Diablo - Las Leñas - El Fierro. Tomado de Charrier *et al.* (2009).

Estas fallas habrían delimitado dos compartimientos principales y subsidentes de la Cuenca de Abanico (Figura 2.5), en donde el compartimiento oriental muestra el mayor espesor de depósitos volcánicos y volcanoclásticos, que superan los 3.000 m de potencia (Charrier *et al.*, 2009). Corresponderían a fallas normales posteriormente invertidas debido a un régimen compresivo generalizado que concuerda con el aumento de la tasa de convergencia de las placas (Fock *et al.*, 2006; Charrier *et al.*, 2007).

En la zona de estudio se observa la falla Portezuelo de Chada (Figura 2.4) que corresponde a una de las fallas inversas anteriormente descritas, con vergencia al oeste que en la zona homónima monta a la unidad Estratos del Cordón de los Ratones sobre la Formación Abanico (Fock, 2005).

2.3 Otros Antecedentes Geológicos Relevantes

2.3.1 Formaciones Abanico y Farellones

Las formaciones Abanico y Farellones, junto con los cuerpos intrusivos contemporáneos, representan un importante episodio magmático cenozoico del margen Andino. Estas unidades se extienden por cientos de kilómetros a lo largo del margen continental chileno y corresponden a los afloramientos dominantes de la geología de la porción occidental de la Cordillera Principal de los Andes.

A los depósitos de la Formación Abanico se les ha asignado una edad Eoceno medio al Oligoceno tardío –Mioceno temprano a partir de diversos trabajos basados en el descubrimiento de vertebrados fósiles cenozoicos, dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U/Pb (SHRIMP) en circón (Wyss *et al.*, 1993; Charrier *et al.*, 1994; Gana y Wall, 1997; Flynn *et al.*, 1999; Sellés, 1999; Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005; Muñoz, 2005; Mosolf *et al.*, 2011; entre otros). Con esta edad se ha evidenciado la existencia de un hiatus de cerca de 90 m.a. entre los depósitos mesozoicos y la Formación Abanico en Chile central (Sellés, 2000b; Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005). Las

edades más antiguas asociadas a la Formación Abanico se encuentran a lo largo del curso superior del río Tinguiririca y son de alrededor de ~46 Ma (Mosolf *et al.*, 2011; Mosolf, 2013). A esta latitud también se observa un hiatus de ~20 m.a. respecto a la infrayacente Unidad Guanaco de edad Cretácico Tardío (Tapia, 2015).

De acuerdo con dataciones radiométricas (Aguirre *et al.*, 2000; Fuentes, 2004; Sellés, 1999), a la Formación Farellones se le ha asignado una edad Miocena.

En base a numerosos trabajos, la Formación Abanico representa un episodio de evolución en una amplia cuenca, extensional y subsidente, de intra-arco (Charrier *et al.*, 2009 y referencias ahí citadas). Esta cuenca, de orientación aproximada N-S y un ancho estimado de 70 a 80 km, se habría extendido entre los ~30°S y los 38°S en territorio chileno, para luego prolongarse hacia el sur por Argentina hasta los ~44°S (Charrier *et al.*, 2005), según indica la distribución de sus depósitos.

Durante una primera etapa extensiva que habría comenzado antes de los 36 Ma y continuado durante el Oligoceno (Charrier *et al.*, 2005), se acumularon en la Cuenca de Abanico los más de 3.000 m de lavas básicas, rocas piroclásticas ácidas y sedimentarias lacustres de la Formación Abanico (Nyström *et al.*, 2003; Charrier *et al.*, 2009).

A partir del límite Oligoceno-Mioceno comienza una segunda etapa, caracterizada por un evento compresivo que tiene lugar a lo largo de todo el orógeno Andino y que invierte la Cuenca de Abanico. La sedimentación y el volcanismo continuó durante este periodo a lo largo del eje de la cuenca preexistente, depositándose la Formación Farellones, mientras que los bordes invertidos y exhumados de la Formación Abanico eran erodados (Charrier *et al.*, 2005). De esta manera se generaron abundantes depósitos sintectónicos de lavas y una potente base de depósitos piroclásticos pertenecientes a la Formación Farellones, la que presenta más de 2.100 m de espesor (Nyström *et al.*, 2003; Charrier *et al.*, 2009).

Las rocas ígneas de las formaciones Abanico y Farellones presentan características típicas de rocas de arco, como enriquecimiento de elementos LILE sobre HFSE y una marcada fosa Nb-Ta en los diagramas multielementos (e.g., Nyström, 2003; Kay *et al.*, 2005). Características tales como el paso de una afinidad toleítica a una calcoalcalina, el mayor grado de fraccionamiento, y un carácter isotópico progresivamente enriquecido, entre otras, indican una evolución temporal entre las unidades ígneas de las formaciones Abanico y Farellones (Nyström, 2003; Kay *et al.*, 2005). En base a esto se ha inferido que la Formación Abanico se habría depositado en una corteza adelgazada, de aproximadamente 30 – 35 km de espesor, mientras que la Formación Farellones se generó en un ambiente de progresivo engrosamiento cortical (Nyström *et al.*, 2003; Kay *et al.*, 2005). Adicionalmente, estudios de madurez termal en los depósitos de la Formación Abanico indican una alta subsidencia durante su deposición, lo que junto con los altos flujos calóricos apoyan un mecanismo extensional en una corteza adelgazada (Zurita *et al.*, 2000; Charrier *et al.*, 2002).

2.3.2 Formación Lo Valle

La Formación Lo Valle fue definida por Thomas (1958) como una serie continental predominantemente volcánica, con intercalaciones de lutitas, areniscas y conglomerados. En ella se identifican tobas y tobas soldadas de color rosado, de composiciones dacíticas a riolíticas, flujos piroclásticos, y algunas lavas andesíticas. Los depósitos de esta formación afloran al norte de Santiago según una franja N-S (Gana y Wall, 1997), en algunos cerros ubicados al centro y en la porción este de la Depresión Central, al norte de Huechún, en cerros de Colina, al este de Baños de Chacabuco y en cerro Colorado de Renca (Wall *et al.*, 1999). Se apoya mediante una discordancia de erosión sobre la Formación Las Chilcas y subyace en discordancia de erosión a la Formación Abanico (Thomas, 1958; Wall *et al.*, 1999).

La Formación Lo Valle tendría una edad Maastrichtiano tardío asignada a partir de dataciones radiométricas (Vergara y Drake, 1978; Rivano *et al.*, 1993; Gana y Wall, 1997), evidenciando un hiatus maastrichtiano tardío - (paleoceno?)-eoceno entre las formaciones Lo Valle y Abanico (Gana y Wall, 1997; Wall *et al.*, 1999; Fuentes *et al.*, 2000; Fuentes *et al.*, 2002; Fuentes, 2004). Dicho hiatus depositacional es aparentemente una característica de escala regional y, como se mencionó anteriormente, en la zona del río Tinguiririca se ha constreñido a ~20 m.a. (Tapia, 2015).

Las rocas volcánicas ácidas de la Formación Lo Valle presentan afinidades calcoalcalinas de potasio medio a alto, con altos contenidos de elementos LILE y valores muy bajos para elementos compatibles (Sellés, 2000a). Sus depósitos corresponderían al arco volcánico del Maastrichtiano, el que se instalaría sobre los depósitos de antepaís de la Formación Las Chilcas (Boyce, 2015).

2.3.3 Estratos del Cordón de los Ratones

Las rocas de los Estratos del Cordón de los Ratones fueron asignadas inicialmente por Thiele (1989) a la Formación Abanico, principalmente en base a su marcado carácter volcánico y su distribución espacial inmediatamente contigua a los afloramientos de esta formación.

Sellés y Gana (2001) separaron esta unidad al individualizar informalmente los Estratos del Cordón de los Ratones, nombre derivado del hecho que sus afloramientos principales se exponen en la localidad homónima. En dicho trabajo se definió esta unidad como una serie volcánica y subvolcánica, con intercalaciones sedimentarias continentales de aproximadamente 450 m de espesor intruida por stocks y diques, datados en 36 Ma y 22 Ma, además de domos riolíticos. Adicionalmente, estos autores indicaron una relación de discordancia angular con la suprayacente Formación Abanico, la que estaría evidenciada en la falta de continuidad de los pliegues y de las intrusiones ácidas que afectan los Estratos del Cordón de los Ratones al pasar a los estratos suprayacentes de esta última formación. Sellés y Gana (2001) indicaron además que las asociaciones basales de esta unidad se depositaron en una posición distal al centro de emisión, mientras que los niveles superiores se asignaron a facies de complejo de caldera.

Sellés (2000a) correlacionó los Estratos del Cordón de los Ratones con la Formación Lo Valle, de edad Cretácico Tardío, en base a características geoquímicas similares que presentan las rocas ígneas de ambas unidades. A partir de esto, Sellés y Gana (2001) le asignaron una edad Cretácico Tardío (?) – Eoceno (?) a los Estratos del Cordón de los Ratones sin mayor precisión de una edad debido a la ausencia de mayores antecedentes geocronológicos.

Posteriormente Fock (2005), en estudios que integraron la localidad de Angostura de Paine, reportó una edad de $43,0 \pm 0,4$ Ma (U-Pb SHRIMP en circones) obtenida de una toba ubicada al este de la localidad de Chada. En base a esto, el autor asignó a la unidad Estratos del Cordón de los Ratones una edad mínima Eoceno medio y, en relación a la edad reportada para una andesita de $26,3 \pm 0,9$ Ma de la Formación Abanico (Sellés y Gana, 2001), evidenció un hiatus en la zona de estudio de aproximadamente ~ 17 m.a. entre esta formación y la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.

Rissetto (2015) realizó estudios estratigráficos y petrográficos de los sectores Cuesta de Chada, Culitrín, Cerro Challay, Cerro Alto y Cordón de los Ratones. En particular en las unidades que corresponden a afloramientos de los Estratos del Cordón de los Ratones dicho autor enfatizó el carácter ácido distintivo que estos muestran. Risetto (2015) indicó además que, debido a su ubicación más al sur, la datación reportada por Fock (2005) correspondería a la Formación Abanico y no a los Estratos del Cordón de los Ratones, siendo esta edad el registro más antiguo de dicha formación en el compartimento occidental de la Cuenca de Abanico.

3. GEOLOGÍA DE LA UNIDAD ESTRATOS DEL CORDÓN DE LOS RATONES

3.1 Introducción

En el presente capítulo se detalla la distribución de los Estratos del Cordón de los Ratones, y las principales características estratigráficas, litológicas y petrográficas de la unidad estudiadas en este trabajo. Además, un total de 2 dataciones U-Pb en circones fueron realizadas en este trabajo (LA-ICP-MS), correspondientes a una lava y a un intrusivo, las que se presentan en esta sección. Las muestras con análisis geoquímico y/o dataciones se indican en las columnas de cada sector en la Figura 3.12. Con esta información se busca caracterizar la unidad para así comprender el ambiente de depositación, analizar posibles correlaciones con unidades similares en la región, y confirmar o rechazar las correlaciones propuestas por otros autores (presentadas en el capítulo anterior).

3.2 Estratigrafía

3.2.1 Aspectos Generales

La unidad Estratos del Cordón de los Ratones consiste en una serie de rocas volcánicas, subvolcánicas y volcanoclásticas continentales de aproximadamente 450 m de espesor total (Sellés y Gana, 2001). Está constituida por lavas andesítico-basálticas, andesíticas, dacíticas y riolíticas, brechas volcánicas, tobas e intrusivos de composiciones que varían entre andesítico-basálticas y riolíticas. Cabe señalar que si bien se determinó la presencia de lavas andesíticas a partir de la abundancia modal de minerales constituyentes, sobre la base de la geoquímica de los productos ígneos se evidencia un gap composicional en la unidad con una ausencia de muestras andesíticas con contenidos de sílice entre 54% y 64%, lo que se detalla en el Capítulo 4.

En este trabajo, para realizar la descripción estratigráfica de los depósitos, se subdividió el área que abarca esta unidad en dos zonas de interés: (1) Cerro Negro y (2) Cordón de los Ratones (Figura 3.1). Esta última zona a su vez se encuentra subdividida en cuatro: (i) Cordón de los Ratones Zona Norte, (ii) Cordón de los Ratones Zona Suroeste, (iii) Cordón de los Ratones Zona Sureste y (iv) Fundo La Vega (Figura 3.1). La información obtenida se resume esquemáticamente en la Figura 3.12 donde se presentan las columnas estratigráficas generadas en cada área, que integran la geocronología reportada en trabajos anteriores (Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005) y los datos de este estudio.

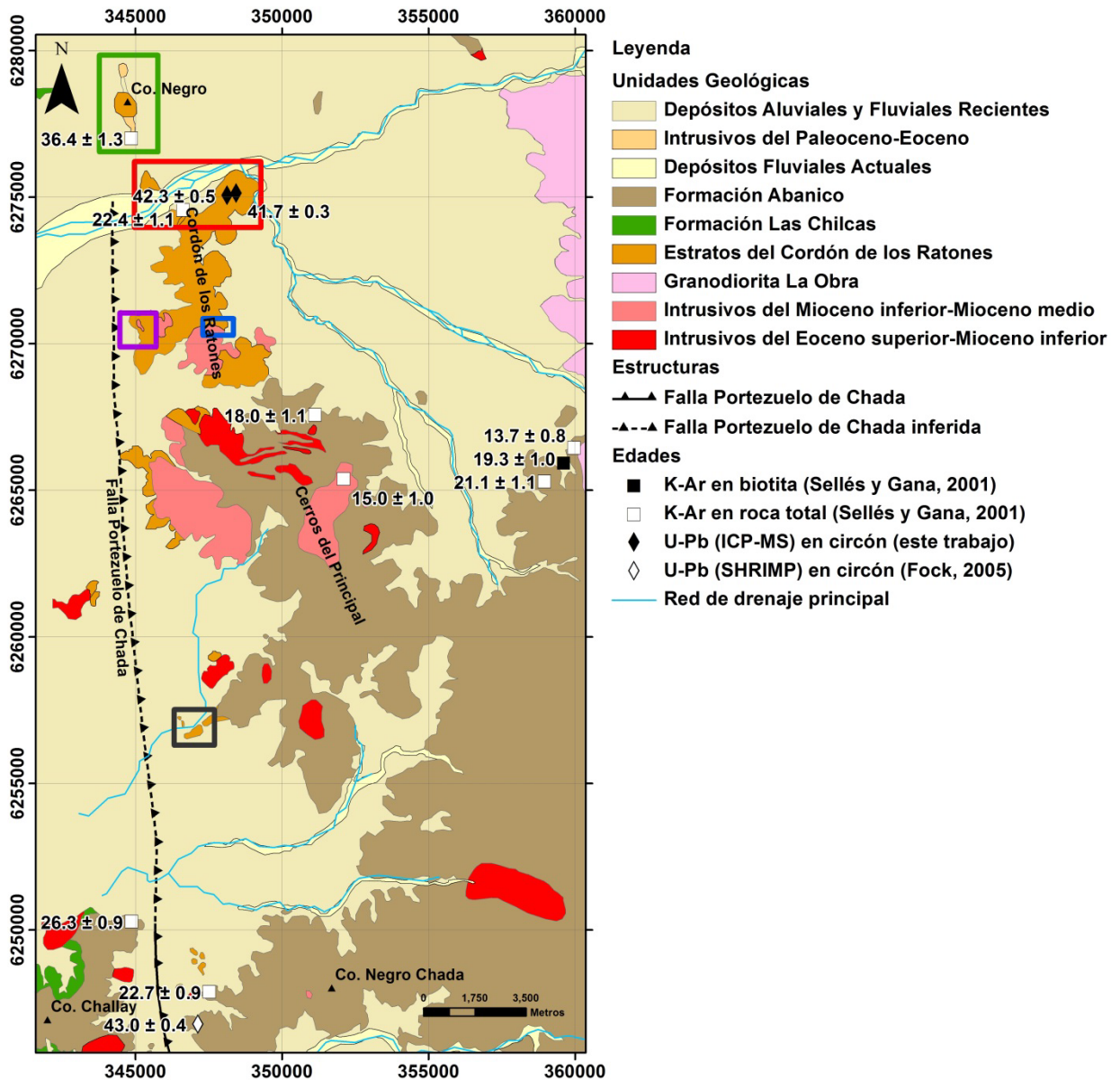


Figura 3.1: Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado y simplificado de Sellés y Gana (2001) y Fock (2005). En los recuadros de colores se encuentran las áreas visitadas durante el trabajo en terreno de esta memoria. Recuadro verde: Cerro Negro; Recuadro Rojo: Cordón de los Ratones Zona Norte; Recuadro Morado: Cordón de los Ratones Zona Suroeste; Recuadro Azul: Cordón de los Ratones Zona Sureste; Recuadro Negro: Fundo La Vega.

3.2.2 Cerro Negro

El Cerro Negro es un cerro isla de la Región Metropolitana ubicado en el área norte de la zona de estudio (Figura 3.1), al norte del río Maipo. Se puede acceder a él a través de la avenida Alberto Hurtado de la comuna de San Bernardo (Figura 1.4). Entre varios cerros de menor envergadura alineados N-S destaca en el centro por su altura de aproximadamente 780 m s. n. m.

Las rocas de los cerros al norte y al sur de Cerro Negro están asignadas a la unidad Intrusivos hipabisales dacíticos de edad Paleoceno - Eoceno (Sellés y Gana, 2001), mientras que

Cerro Negro está formado por rocas pertenecientes a los Estratos del Cordón de los Ratones (Sellés y Gana, 2001). En terreno se recorrió la parte central de Cerro Negro y afloramientos ubicados al sur de éste.

Los afloramientos que pertenecen a los Estratos del Cordón de los Ratones en esta zona corresponden a lavas andesítico-basálticas, andesíticas y dacíticas, intercalaciones volcanosedimentarias y a una brecha piroclástica vítrea monomíctica. La base de esta serie no se encuentra expuesta al estar cubierta de sedimentos coluviales y sus estratos mantean levemente hacia el este. La serie se presenta discontinua y sus afloramientos están separados por abundantes sedimentos y vegetación por lo que existen interrupciones estratigráficas. Algunos bloques de impacto en estratos de origen piroclástico indican que la polaridad de la serie no se encuentra invertida. El espesor reconocido en esta zona es de unos 45 m.

Los niveles basales de la serie están compuestos por pequeños afloramientos aislados de lavas andesíticas (muestra CR001) y tobas líticas. Algunas de estas tobas son monomícticas con clastos andesíticos, que probablemente correspondan a flujos de lava brechizados. Subiendo por la ladera, varios metros más arriba, se encuentra una serie volcanosedimentaria (Figura 3.2) bien estratificada de al menos 30 m de espesor formada por niveles centimétricos intercalados de tobas de lapilli vítreas, lítico-vítreas con presencia de fiammes y tobas de ceniza vitro-cristalinas (Figura 3.3). Algunos de los líticos presentes en estas rocas corresponden a fragmentos de ceniza retrabajados. En algunos niveles es posible distinguir bloques de caída de hasta 40 cm de diámetro con estructuras de impacto (Figura 3.3). A esta secuencia le sobreyace concordantemente una capa discontinua de no más de 20 cm de espesor de una toba vítrea con fenocristales de piroxeno, expuesta en la cima del cerro (muestra CR039, Figura 3.4). La serie expuesta en este sector se encuentra intruida por un intrusivo hipabisal andesítico-basáltico (muestra CR038). A unos 80 m al norte, por la cima aflora una lava dacítica reomórfica (muestra CR002, Figura 3.5), cuya base no está expuesta, de al menos 1 m de espesor con bandeamiento por flujo y algunos líticos de hasta 5 cm de lava andesítica. Las bandas de segregación composicional son por lo general milimétricas, pero pueden llegar a tener varios centímetros de espesor. Esta lava muestra cambios bruscos en la dirección del flujo, lo que indicaría proximidad al centro de emisión. Finalmente, en contacto con esta lava se encuentra una brecha piroclástica vítrea monomíctica de color anaranjado y matriz vítrea, de al menos 6 m de potencia, con clastos andesíticos angulosos que llegan a los 30 cm de diámetro (muestra CR037, Figura 3.6).

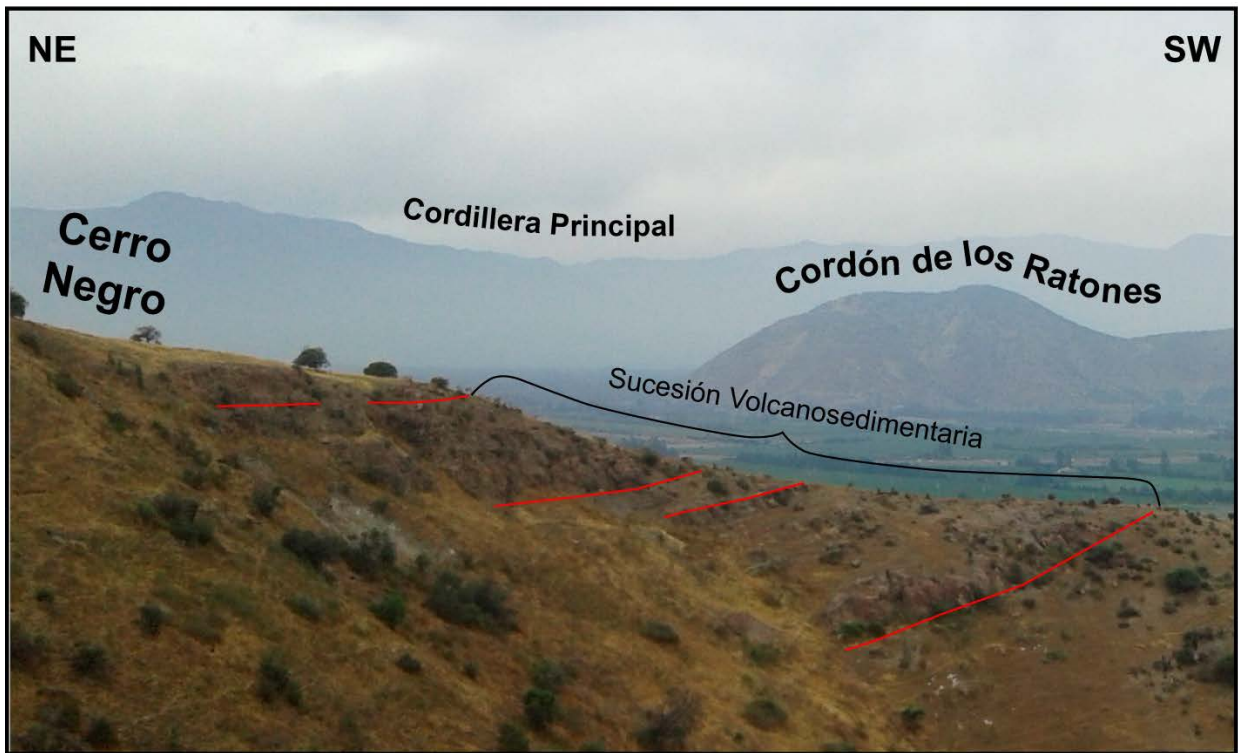


Figura 3.2: Fotografía de terreno representativa de la estratigrafía expuesta en el sector de Cerro Negro. Serie volcanosedimentaria de aproximadamente 30 m de espesor, en rojo se observa estratificación. Vista hacia el sureste. En la siguiente figura se muestra un detalle de estos depósitos.

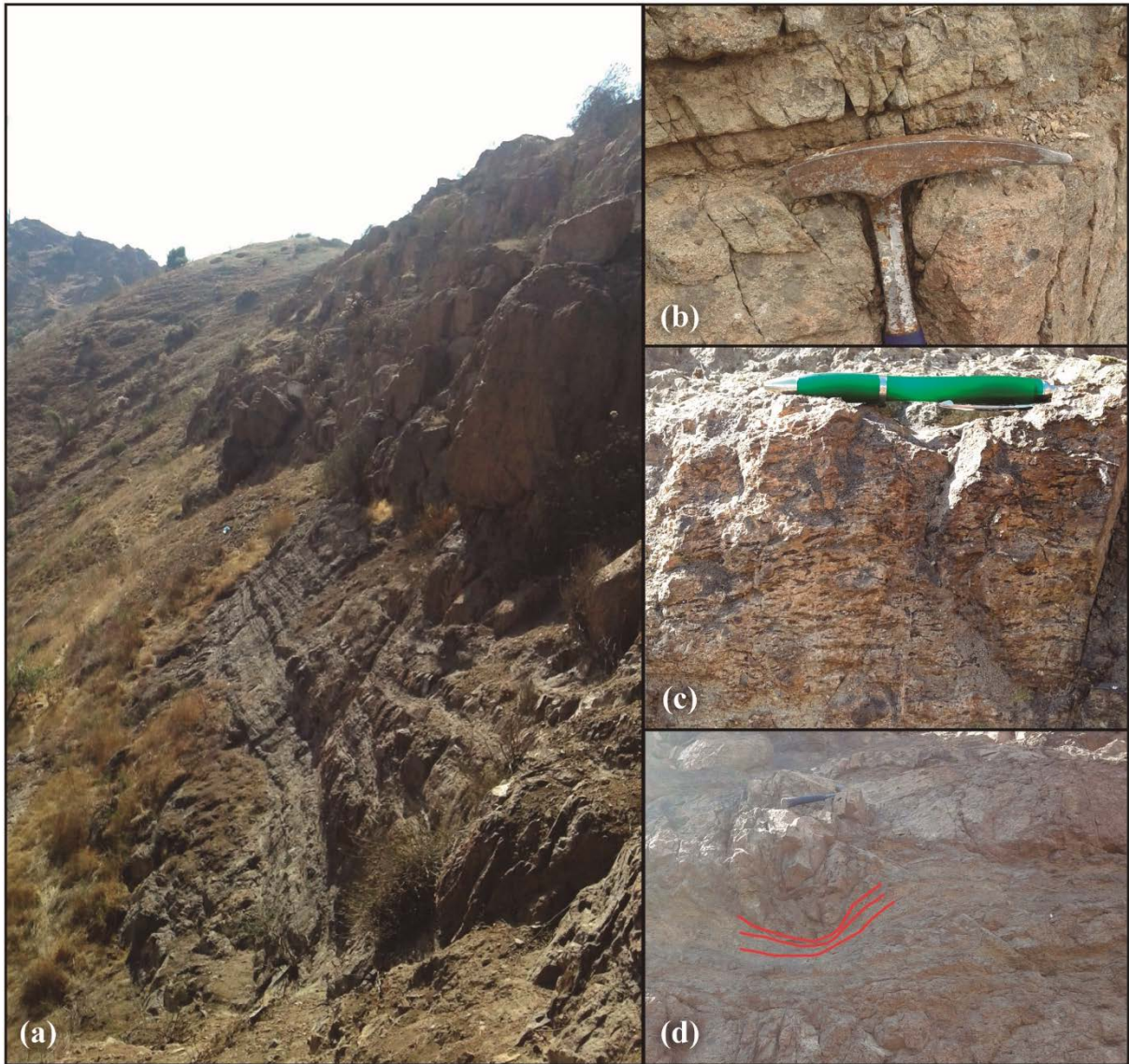


Figura 3.3: Fotografías de terreno representativas de la estratigrafía y litología expuesta en el sector de Cerro Negro. (a) Detalle de serie volcanosedimentaria estratificada de aproximadamente 5 m de espesor. (b) Detalle de toba vitro-cristalina que se observa en capas de 2 cm a 10 cm de espesor dentro de la serie. (c) Toba de lapilli vítrea de 25 cm de espesor, con textura de flujo y fiammes. (d) Estructura de impacto por bloque de caída de aproximadamente 40 cm de diámetro en tobas de lapilli.



Figura 3.4: Fotografía de terreno de afloramiento de toba vítrea andesítico-basáltica expuesta en el sector de Cerro Negro.

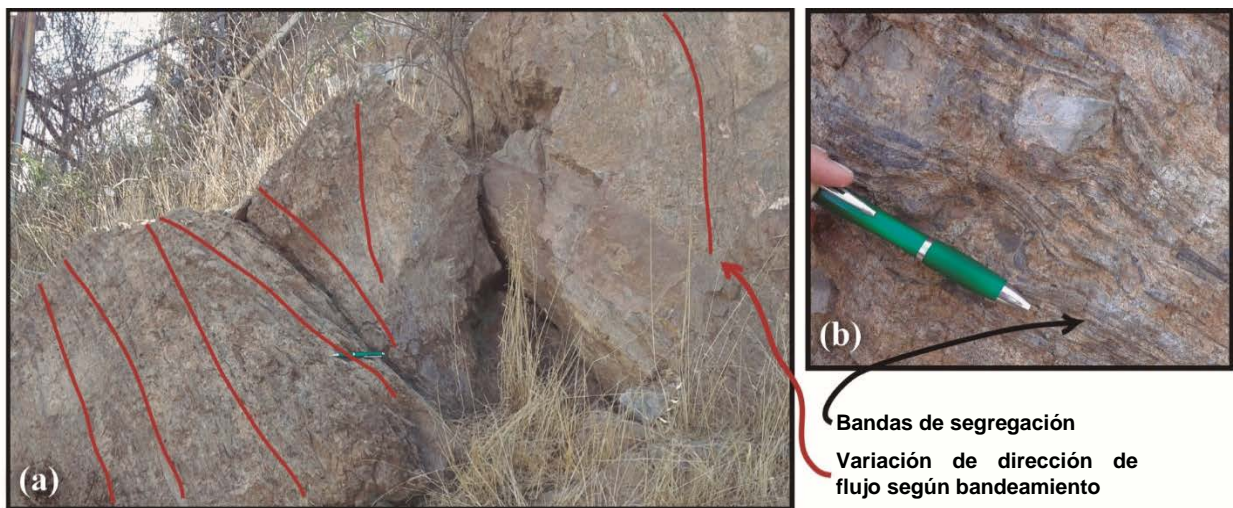


Figura 3.5: Fotografías de terreno representativas de la litología expuesta en el sector de Cerro Negro. (a) Lava dacítica con desarrollo de bandeamiento por flujo, se destaca variación de dirección de flujo con líneas rojas. (b) Bandas de segregación composicional ampliadas del mismo afloramiento.



Figura 3.6: Fotografía representativa de la litología presente en el sector de Cerro Negro. Brecha piroclástica vítrea monomictica.

Las rocas del sur de Cerro Negro corresponden a un intrusivo dacítico de piroxeno perteneciente a la unidad Intrusivos hipabisales dacíticos, la cual fue datada anteriormente por Sellés y Gana (2001) mediante K-Ar en roca total, reportando una edad de $36,4 \pm 1,3$ Ma (muestra CR024).

3.2.3 Cordón de los Ratones

El Cordón de los Ratones es una cadena de cerros con dirección aproximada N-S que separa las provincias de Maipo y Cordillera de la Región Metropolitana. Está ubicado al sur del río Maipo y en la zona centro-sur del área de estudio de este trabajo (Figura 3.1). Sus cerros alcanzan una altura máxima aproximada de 950 m s. n. m.

En terreno se recorrió la zona norte y parte de las zonas sureste y suroeste de la cadena. También se visitó uno de los cerros islas que se ubica al oeste de los Cerros del Principal, en el fundo La Vega. Se puede acceder a estas zonas a través de la avenida Padre Hurtado o por avenida Virginia Subercasaux (Figura 1.4), salvo por la zona sureste a la que se accede a través de la ruta G-411 de Pirque.

Las rocas que afloran en este sector fueron asignadas en su totalidad a los Estratos del Cordón de los Ratones (Sellés y Gana, 2001), salvo por algunos intrusivos asignados a la unidad Intrusivos hipabisales andesíticos y dacíticos emplazados en la zona sur del cordón de cerros (Figura 3.1). Dos nuevas edades de $42,3 \pm 0,5$ Ma y $41,7 \pm 0,3$ Ma fueron obtenidas en este estudio (U-Pb LA-ICP-MS en circones) en la zona y se presentan en la Sección 3.3 de este capítulo. Las muestras corresponden a un intrusivo riolítico con disyunción columnar (muestra CR046) y una lava riolítica con bandeamiento por flujo (muestra CR018). La petrografía de estas muestras y los datos analíticos obtenidos de las determinaciones radiométricas se presentan en el Anexo A y Anexo D respectivamente.

La serie expuesta en la **zona norte** (Figura 3.1) presenta potentes brechas masivas y lavas bandeadas con variación en la dirección de flujo, sin planos claros de estratificación por lo que su orientación es incierta. Esta serie se muestra discontinua y sus potentes afloramientos están separados por abundante vegetación. Tiene un espesor reconocido de 54 m.

Los niveles inferiores expuestos de esta serie están formados por niveles de tobas y brechas volcanoclásticas. En la ladera noreste del cordón de cerros aflora una toba litocristalina sobreyacida por una brecha volcanoclástica polimíctica matriz-soportada de al menos 40 m de espesor (Figura 3.7) con clastos de hasta 30 cm de diámetro. A unos 2 km hacia el sur de este afloramiento, continuando por el Cordón de los Ratones, se expone una brecha polimíctica matriz-soportada con clastos de 6 cm a 1 m de diámetro que varían de angulosos a redondeados. Esta brecha posee gradación normal, y además aumenta hacia el techo su contenido de cristales los que corresponden a anfíbol y plagioclasa de hasta 5 mm de largo. Esta roca se encuentra intruida por numerosos diques riolíticos con y sin disyunción columnar (Figura 3.8), los que hacia los bordes y niveles superiores adquieren una estructura brechosa formando domos con cambios en la dirección del flujo (muestras CR044, CR046 y CR047). De uno de estos afloramientos se obtuvo una nueva edad de $42,3 \pm 0,5$ Ma (muestra CR046). También se encuentra intruida por múltiples diques andesíticos (muestra CR020), uno de los cuales está datado en $22,4 \pm 1,1$ Ma mediante el método de K-Ar en roca total (Sellés y Gana, 2001). Sobre esta serie afloran lavas riolíticas con bandeamiento por flujo (muestra CR018, Figura 3.9) que al igual que los domos evidencian cambios bruscos de dirección. De estas lavas se obtuvo en este trabajo una nueva edad radiométrica de $41,68 \pm 0,30$ Ma.

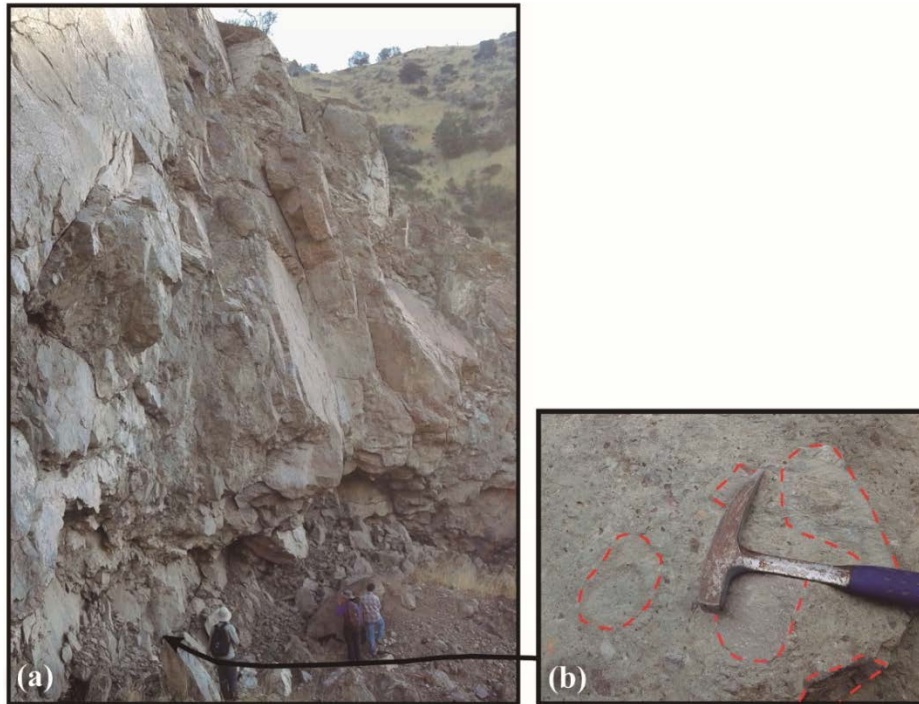


Figura 3.7: Fotografías representativas de litología presente en el sector Cordón de los Ratones Zona Norte. (a) Afloramiento de brecha piroclástica polimíctica de más de 40 m de espesor. (b) Acercamiento a brecha polimíctica con clastos andesíticos de hasta 15 cm.

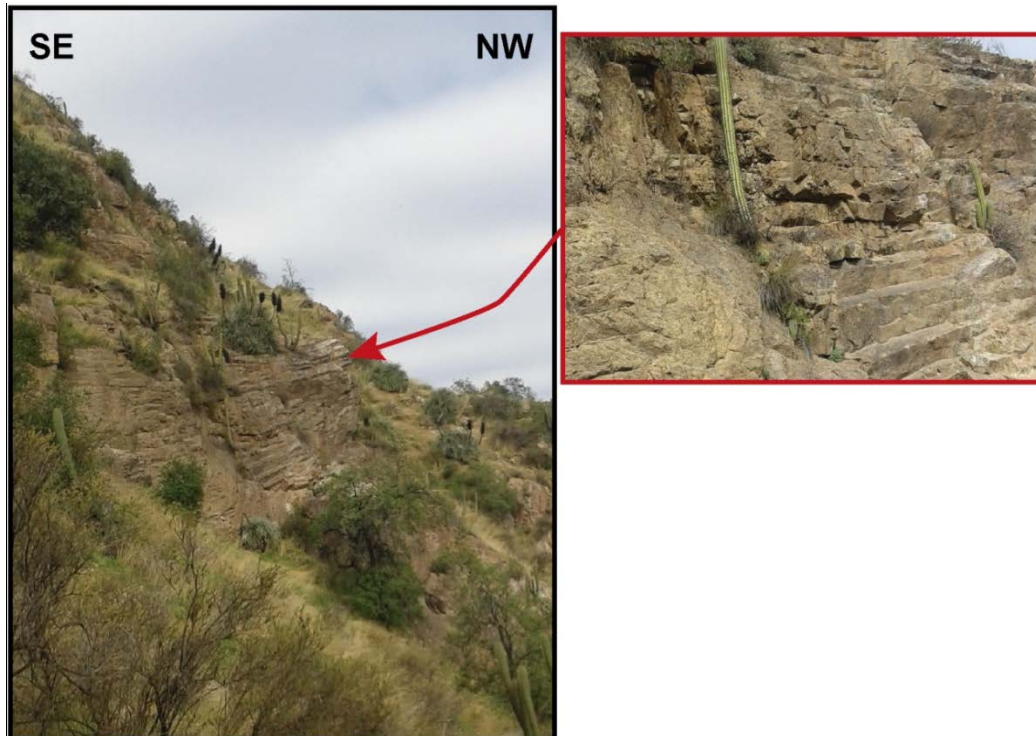


Figura 3.8: Fotografía representativa de la litología presente en el sector Cordón de los Ratones Zona Norte, con vista al suroeste. Se muestran afloramientos de intrusiones riolíticas con disyunción columnar y un acercamiento de las estructuras de aproximadamente 20 cm de diámetro. Ladera este de la zona norte del Cordón de los Ratones.



Figura 3.9: Fotografía representativa de litología presente en el sector Cordón de los Ratones Zona Norte. Se muestra una lava riolítica con bandeamiento por flujo, está alterada principalmente a ceolitas. Con líneas rojas se destacan algunas de las bandas.

La sucesión que aflora en la **zona suroeste** (Figura 3.1) es discontinua, y sus afloramientos están cubiertos por abundante vegetación y sedimentos cuaternarios. Estos también corresponden a lavas y tobas masivas sin una orientación clara. Sellés y Gana (2001) indican que en esta zona los estratos poseen un manteo de 25°E. El espesor reconocido en terreno es de unos 8 m.

Los niveles inferiores de la serie corresponden a tobas de lapilli vítreas polimícticas con fragmentos líticos andesíticos de hasta 4 cm de diámetro y cristales de plagioclasa de hasta 4 mm de largo inmersos en una matriz de ceniza (Figura 3.10). Están sobreyacidas por niveles de lavas andesítico-basálticas con fenocristales de plagioclasa de 3 mm en promedio y amígdalas rellenas de clorita que hacia el techo se hacen más abundantes (muestras CR031, CR032 y CR034). Sobre los niveles de lava se observan tobas vítreas más finas que las de la base. Finalmente, las tobas subyacen a una unidad de toba polimíctica y matriz soportada, de color distintivo verde claro con fiammes color verde. Esta secuencia está intruida por un dique félsico subvertical de grano fino.



Figura 3.10: Fotografía de toba vítrea con fragmentos líticos andesíticos y cristales de plagioclasa inmersos en matriz de ceniza color gris oscuro verdoso.

En la **zona sureste** (Figura 3.1) sólo se distingue un tipo litológico con una potencia reconocida superior a los 8 m, cuyos afloramientos son discontinuos. Éste corresponde a una toba de lapilli lítica polimítica de fragmentos líticos subredondeados de hasta 4 cm, de tonalidad verde con abundantes fiammes de color verde oscuro por encontrarse alterados a clorita y epidota (muestra CR041, Figura 3.11). Esta litología presenta sólo variaciones texturales por el aumento o disminución de los fiammes. Se encuentra intruida por un intrusivo hipabisal andesítico asignado al Mioceno temprano – Mioceno medio (Sellés y Gana, 2001).



Figura 3.11: Fotografía representativa de litología presente en el sector Cordón de los Ratones Zona Sureste. Se muestra toba de lapilli lítica polimítica. Posee fiammes y líticos de hasta 4 cm.

Finalmente, en el cerro isla ubicado en el **fundo La Vega** (Figura 3.1) se observa una sucesión de tobas de lapilli líticas y polimíticas, con fragmentos líticos de hasta 5 cm y cristales de plagioclasa, intercaladas con lavas andesíticas oxidadas con cambios texturales. Esta sucesión está intruida por un dique andesítico de aproximadamente 50 cm, el cual a su vez alberga múltiples vetillas con relleno de ceolitas. Esta serie posee un espesor reconocido de unos 6 m de espesor.

Un poco más al sur de esta localidad se encuentra ubicada la edad obtenida por Fock (2005) de $43,0 \pm 0,4$ Ma (U-Pb en circón), asignada a la unidad Estratos del Cordón de los Ratones (Figura 3.1).

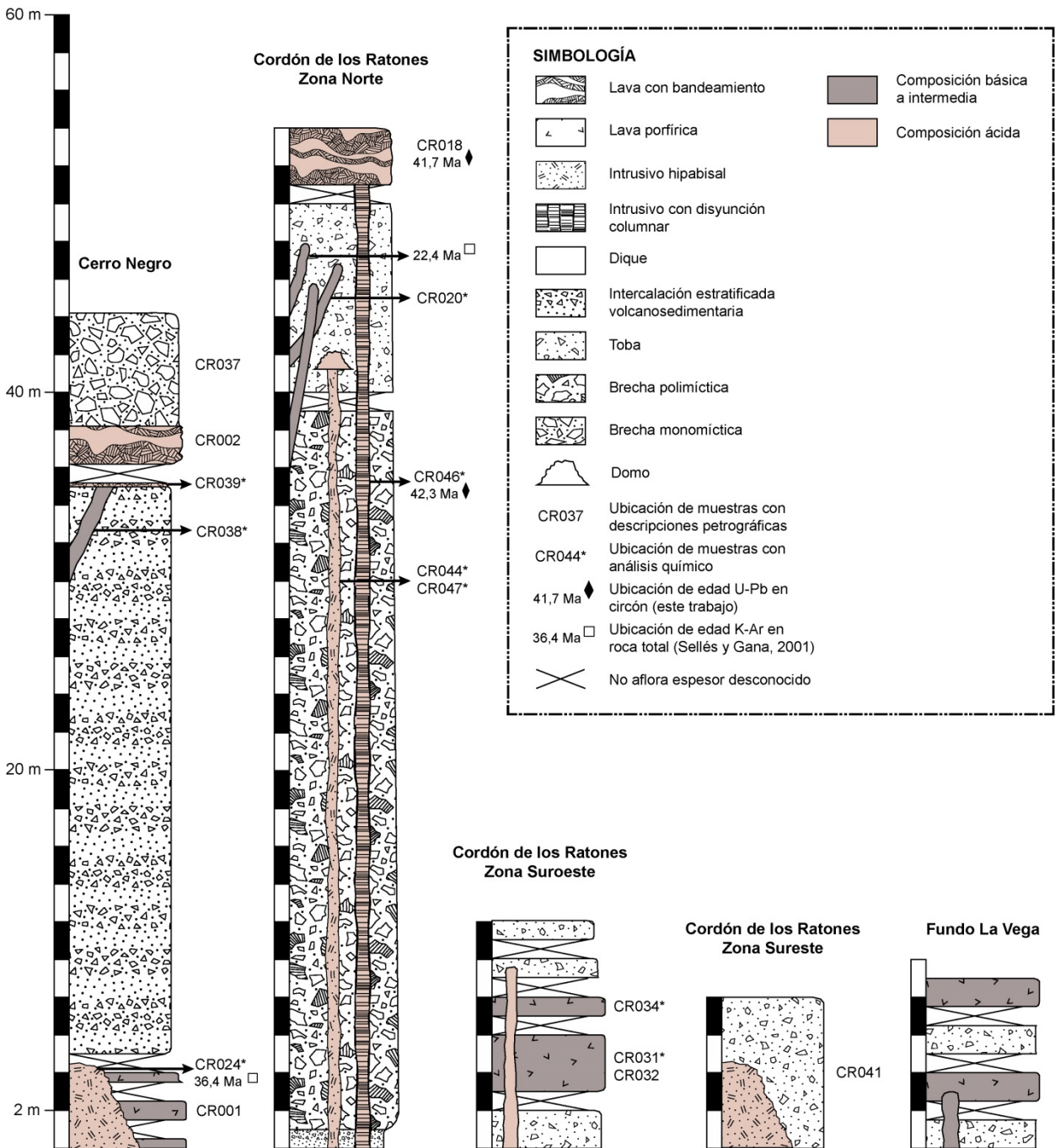


Figura 3.12: Columnas estratigráficas esquemáticas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones de cada área visitada en terreno. Se presentan edades reportadas por Sellés y Gana (2001) y aquellas obtenidas en este trabajo, junto con las ubicaciones de las muestras con análisis químico (Capítulo 4, Anexo C) y descripción petrográfica (en este capítulo, Anexo A).

3.3 Edades Radiométricas

3.3.1 Aspectos Generales

En el presente estudio, dos muestras de rocas ígneas pertenecientes a la unidad Estratos del Cordón de los Ratones, correspondientes a un intrusivo y una lava, fueron procesadas para la realización de geocronología U-Pb en circones. A continuación se describen las edades de cristalización obtenidas para estas rocas. La metodología y los datos analíticos del procedimiento se presentan en el Anexo B y D, respectivamente. Las edades que se presentan a continuación corresponden a los promedios ponderados de las edades para cada muestra.

3.3.2 Muestra CR018

En la cima de la Zona Norte del Cordón de los Ratones se recolectó la muestra CR018 que corresponde a una riolita con bandeamiento por flujo alterada principalmente a ceolitas, arcillas y clorita-esmectita. De esta muestra se analizaron 35 circones, de los que se descartaron 7 por presentar una discordancia mayor al 30%. De los 28 datos seleccionados, dos edades equivalentes a 43,9 y 44,00 Ma no fueron consideradas para el cálculo del promedio ponderado por consideraciones estadísticas (Figura 3.13). La edad promedio para esta muestra es de $41,68 \pm 0,30$ Ma.

3.3.3 Muestra CR046

En la ladera noroeste de la Zona Norte del Cordón de los Ratones se tomó la muestra CR046 que corresponde a un intrusivo riolítico alterado a clorita-esmectita, ceolitas, cuarzo y arcillas. De esta muestra se analizaron 35 circones, de los que se descartaron 9 por presentar una discordancia mayor al 25%. De los 26 datos seleccionados, una edad equivalente a 45.5 Ma no fue considerada para el cálculo del promedio ponderado por consideraciones estadísticas (Figura 3.14). La edad promedio ponderada para esta muestra es de $42,29 \pm 0,45$ Ma.

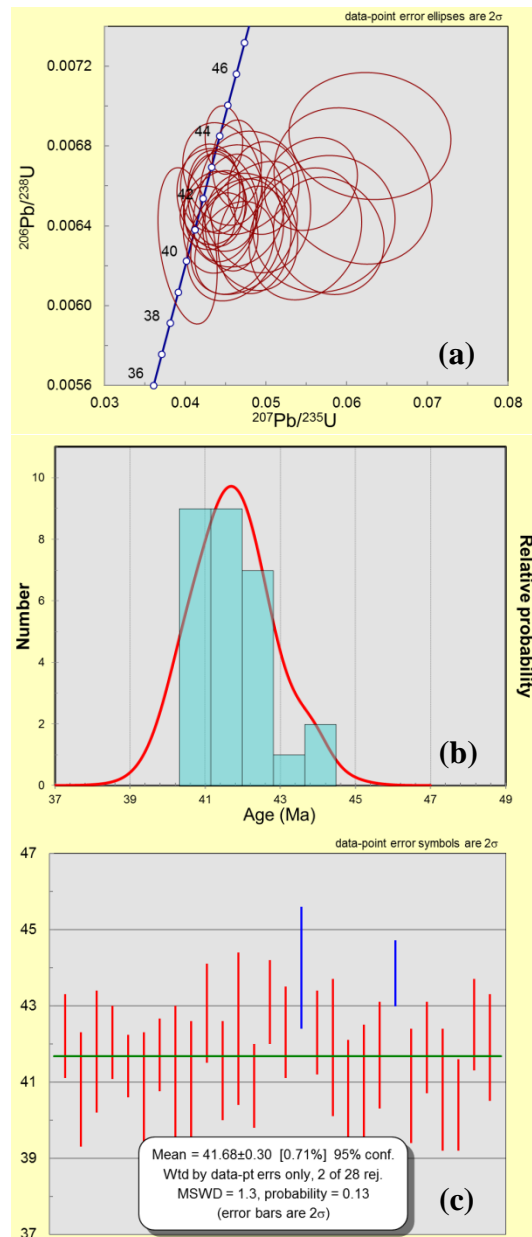


Figura 3.13: Edades U-Pb obtenidas en circones de lava de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones. (a) Curva de la Concordia para muestra CR018. (b) Histograma de edades para la muestra CR018. En el eje de las ordenadas el número de circones, en las abscisas la edad en millones de años. (c) Promedio ponderado de edades obtenidas y error asociado para muestra CR018. En rojo las edades consideradas para el cálculo, en azul las edades rechazadas.

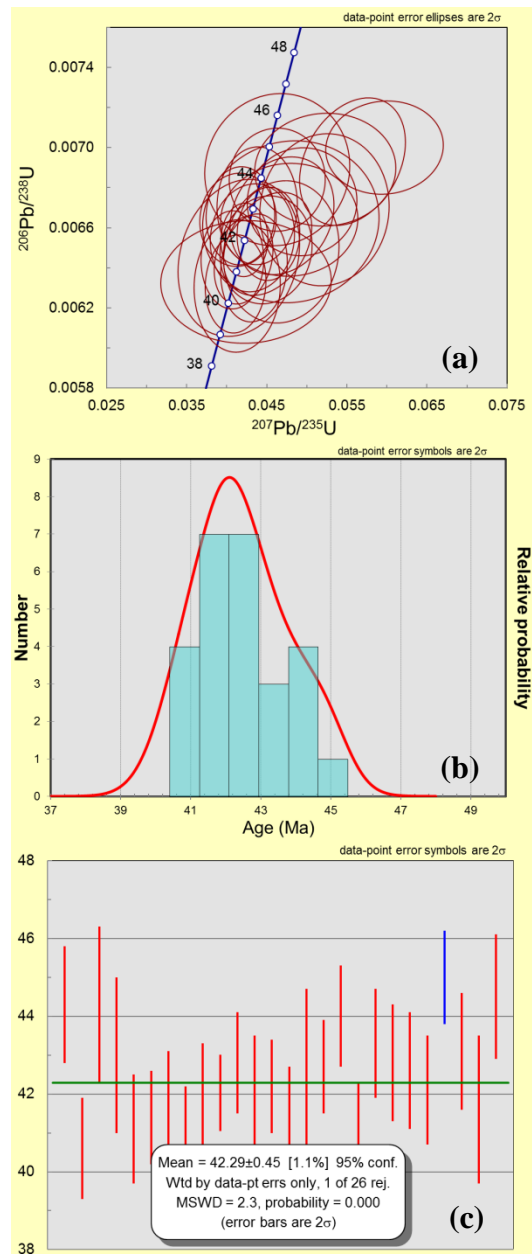


Figura 3.14: Edades U-Pb obtenidas en circones de intrusivo de la unidad Estratos del Cordón de los Ratonés. (a) Curva de la Concordia para muestra CR046. (b) Histograma de edades para la muestra CR046. En el eje de las ordenadas el número de circones, en las abscisas la edad en millones de años. (c) Promedio ponderado de edades obtenidas y error asociado para muestra CR046. En rojo las edades consideradas para el cálculo, en azul las edades rechazadas.

3.4 Petrografía

3.4.1 Aspectos Generales

Durante el trabajo de terreno se recolectó un total de 49 muestras del área de estudio para descripciones macroscópicas. De ellas se seleccionaron 15 para la realización de estudios microscópicos mediante cortes transparentes, 6 de las cuales corresponden a flujos de lava, 6 corresponden a intrusivos y 3 corresponden a rocas volcanoclásticas. Estas descripciones se

llevaron a cabo con el principal objetivo de analizar la susceptibilidad para la realización de análisis químicos y en segundo lugar, de caracterizar los depósitos en estudio.

En esta sección se presenta una descripción petrográfica microscópica de las muestras agrupadas de acuerdo a los tres grupos litológicos encontrados -lavas, rocas piroclásticas e intrusivos- con énfasis en la caracterización de su mineralogía primaria y secundaria. La descripción petrográfica detallada y la ubicación de cada una de las 15 muestras se presentan en el Anexo A.

3.4.2 Alteración

Los minerales de alteración presentes en las muestras dependen del tipo de roca, su composición y su ubicación. Las lavas e intrusivos más ácidos se caracterizan por presentar alteración a ceolitas, arcillas, clorita-esmectita y cuarzo, principalmente. Estas rocas fueron muestreadas desde Cerro Negro y la zona norte del Cordón de los Ratones.

Las lavas e intrusivos más básicos poseen alteración a clorita-esmectita, arcillas, calcita y cuarzo, principalmente. Estas rocas fueron obtenidas del Cerro Negro y de la zona suroeste del Cordón de los Ratones. Los minerales máficos se presentan como pseudomorfos, completamente reemplazados por clorita-esmectita, cuarzo y calcita, salvo por la muestra CR038, en la que los olivinos se encuentran bien preservados, con alteración a bowlingita, producto de alteración verde compuesto esencialmente por esmectita, clorita y serpentina, y en menor proporción por talco, mica y cuarzo, presente sólo en bordes y fracturas. Algunas de estas muestras presentan vetillas de calcita y/o amígdalas rellenas de clorita-esmectita-calcita.

Se describieron tres rocas piroclásticas, dos del Cerro Negro y una de la zona sureste del Cordón de los Ratones. Estas presentan alteración variable, con asociación de (i) arcillas, clorita-esmectita y ceolitas para una muestra en Cerro Negro, (ii) arcillas, clorita-esmectita y epidota para la muestra restante de Cerro Negro, y (iii) epidota, arcillas, clorita-esmectita y calcita para la muestra del Cordón de los Ratones.

Respecto a la selección de muestras para analizarlas químicamente es importante destacar esta alteración presente en la mayoría de los afloramientos pertenecientes a la unidad Estratos del Cordón de los Ratones, la cual impide la obtención de muestras frescas para estos procedimientos. Con los propósitos de seleccionar de las muestras obtenidas en terreno las más frescas posibles y de evaluar la influencia que tiene la presencia de minerales secundarios en los resultados de los análisis geoquímicos, se caracterizó la alteración, definiendo 4 grados de intensidad, de 1-muestra fresca, a 4-muestra muy alterada. Los grados de alteración asignados a las muestras estudiadas se encuentran en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1: Resumen de características generales de muestras del área de estudio analizadas a través de microscopía óptica. Arc: Arcillas, Bw: Bowlingita, Cal: Calcita, Ceo: Ceolitas, Chl: Clorita, Epi: Epidota, Esm: Esmectita, FeOx: Óxidos de hierro, Plg: Plagioclasa, Px: Piroxeno, Ol: Olivino, AM: Amígdalas, MF: Masa Fundamental, VT: Vetillas, MT: Matriz, CT: Clastos

Muestra	Litología	Clasificación microscópica	Minerales de alteración	Grado de alteración	Ocurrencia de alteración
CR001	Lava	Andesita de piroxeno	Cal-Chl-Esm-Arc	4	Plg, Px, VT y MF
CR002	Lava	Dacita bandeada de dos piroxenos	Ceo-Arc-Chl-Esm	4	Plg, Pyx, VT y MF
CR018	Lava	Riolita bandeada	Ceo-Epi-Ti-Chl-Esm-Arc-FeOx	4	Plg, AM, VT y MF
CR020	Dique	Intrusivo andesítico porfírico de piroxeno	Chl-Esm-Arc-Cal-FeOx	3	Plg, Px, VT y MF
CR024	Intrusivo	Intrusivo hipabisal dacítico de piroxeno	Arc-Chl-Esm-FeOx	3	Plg, Px y MF
CR031	Lava	Andesita de piroxeno y olivino	Chl-Esm-Cal-FeOx-Arc	3	Plg, Px, Ol, VT, AM y MF
CR032	Lava	Andesita de piroxeno y olivino	Chl-Esm-Cal-FeOx-Arc	3	Plg, Px, Ol, VT, AM y MF
CR034	Lava	Andesita porfírica de piroxeno	Cal-Chl-Esm-Ceo-FeOx	4	Plg, Px, MF, VT y AM
CR037	Brecha	Brecha piroclástica lítica	Arc-Ceo-Chl-Esm	4	CT y MT
CR038	Dique	Gabro de olivino	Chl-Esm-Bw	2	Plg, Ol y MF
CR039	Toba	Toba vítrea con textura de flujo	Arc-Chl-Esm-Epi	2	CT y MT
CR041	Toba	Toba de lapilli lítica	Chl-Esm-Epi-Ceo-Cal	4	CT y MT
CR044	Dique	Pórfido riolítico hipabisal	Arc-Chl-Esm-Ceo	3	Plg, MF y VT
CR046	Dique	Pórfido riolítico hipabisal	Arc-Chl-Esm-FeOx-Ceo	3	Plg, Px, VT y MF
CR047	Dique	Intrusivo riolítico hipabisal	Arc-Chl-Esm-Ceo-FeOx	3	MF

3.4.3 Lavas

3.4.3.1 Generalidades

Las lavas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones se presentan en afloramientos de color gris de hasta 4 m de espesor, con tonalidades anaranjadas por la alteración y cubiertos por vegetación. En este trabajo se seleccionaron 6 muestras de lavas para un estudio petrográfico microscópico detallado (Anexo A). De acuerdo a lo examinado a través de los cortes transparentes, las lavas de esta unidad se pueden separar en dos tipos según sus texturas y mineralogía primaria, los que se describen a continuación.

3.4.3.2 Lavas de composición básica

Las lavas del primer grupo se presentan con texturas porfíricas e hipocristalinas, con fenocristales que varían de 0,2 mm a 4,5 mm, y componen entre un 8% y un 53% de la roca. Estos fenocristales corresponden a plagioclasa mayoritariamente, y en menor medida a pseudomorfos de piroxeno y olivino (Figura 3.15, Figura 3.16). La masa fundamental está compuesta por microlitos de plagioclasa, vidrio y en menor porcentaje por cristales de piroxeno y opacos (Figura 3.15, Figura 3.16), presentando texturas intersertal, intergranular y pilotaxítica. Basándose en la mineralogía observada y según el diagrama QAP de Streckeisen (1976) estas muestras se clasifican como basaltos/andesitas de piroxeno o de piroxeno y olivino.

Los fenocristales de plagioclasa corresponden al 90% e incluso 100% de los fenocristales de estas rocas. Se presentan euhedrales a subhedrales con tamaños entre los 0,2 mm y 4,5 mm. Presentan maclas simples y polisintéticas, y en algunos casos se encuentran zonadas y/o con textura sieve. Se pueden diferenciar hasta 3 familias de tamaños. Los cristales de plagioclasa se observan aislados o en cúmulos con piroxenos u olivinos (Figura 3.15). Su integridad es media y están alterados a calcita, clorita-esmectita y arcillas (Figura 3.15, Figura 3.16), principalmente a partir de fracturas.

Los fenocristales de piroxeno corresponden a menos del 10% de fenocristales en estas rocas. Se observan euhedrales a subhedrales con tamaños entre los 0,2 mm y 0,6 mm. Se presentan aislados o en cúmulos con plagioclasas, en texturas glomeroporfíricas. Su integridad es muy baja pues se encuentran completamente alterados a clorita-esmectita, cuarzo, calcita y óxidos de Fe por lo que no se puede distinguir entre clinopiroxenos u ortopiroxenos (Figura 3.15). Algunos piroxenos presentan bordes de descomposición. Se diferencian de los olivinos por sus formas prismáticas más alargadas y por su clivaje característico.

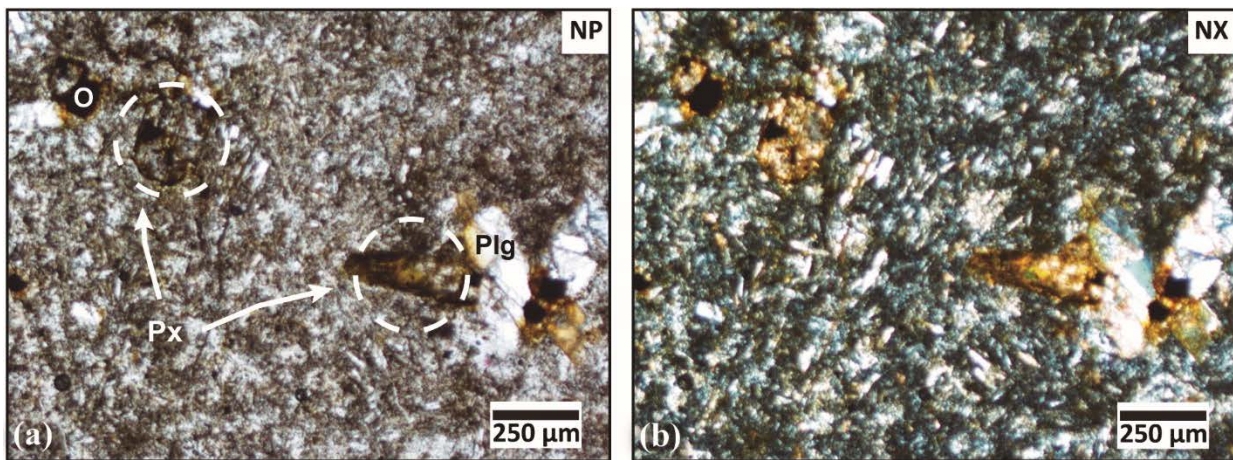


Figura 3.15: Microfotografías a nícoles paralelos (a) y cruzados (b) de una lava andesítica con fenocristales de plagioclasas y piroxenos, los que se encuentran completamente alterados a clorita-esmectita (muestra CR001). La masa fundamental se encuentra alterada a arcillas y clorita-esmectita principalmente. Plg: Plagioclasa. Px: Piroxeno. O: Opacos.

Los fenocristales de olivino se presentan en las muestras CR031 y CR032, y corresponden a menos del 4% de fenocristales de esas rocas. Sus tamaños varían entre 0,16 mm y 0,4 mm. Son de estructuralidad alta, euhedrales a subhedrales y, al igual que los piroxenos, son de integridad muy baja al estar completamente alterados a calcita, clorita-esmectita, cuarzo y óxidos de Fe (Figura 3.16). Se presentan aislados o en texturas glomeroporfíricas junto con plagioclasas y piroxenos. Se pueden diferenciar de los piroxenos por sus formas prismáticas más cortas y por la fractura concoidal típica de los olivinos.

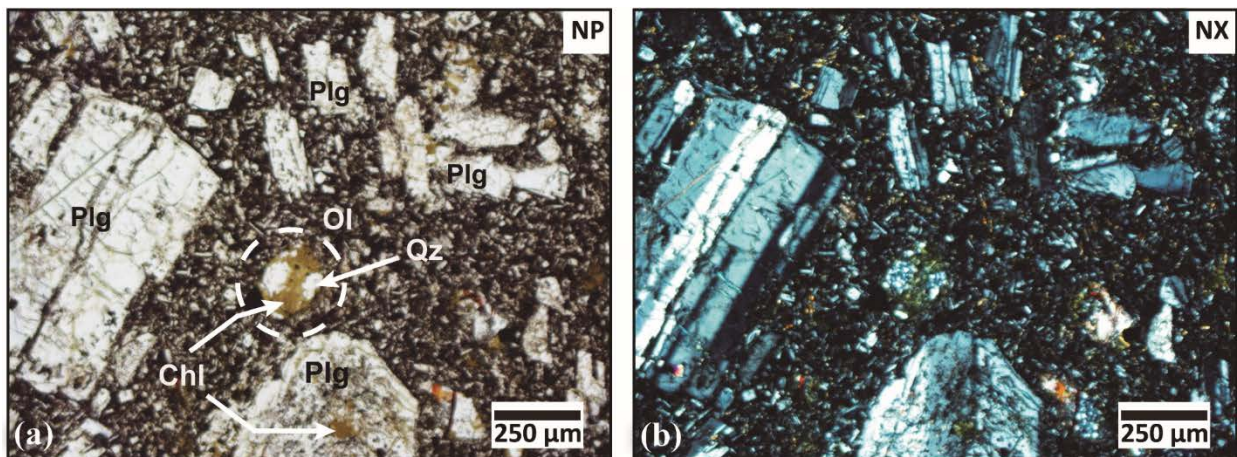


Figura 3.16: Microfotografías a nícoles paralelos (a) y cruzados (b) de una lava andesítica con fenocristales de plagioclasas y olivinos euhedrales a subhedrales, los que se encuentran completamente alterados a clorita y cuarzo (muestra CR032). Plg: Plagioclasa. Ol: Olivino. Chl: Clorita. Qz: Cuarzo.

La masa fundamental está mayoritariamente compuesta por microlitos de plagioclasa de tamaños menores a 0,16 mm y por opacos euhedrales (secciones cuadradas) a anhedrales de hasta 0,2 mm. Sólo en las muestras CR031 y CR032 se distinguió la presencia de piroxenos entre los

microlitos alargados de plagioclasa. El vidrio volcánico que compone estas muestras está alterado a arcillas y clorita-esmectita, presentando pequeños parches de calcita.

Todas las muestras contienen vetillas que llegan a tener hasta 1,2 mm de espesor, rellenas por calcedonia, clorita-esmectita, calcita y cuarzo, sinuosas e irregulares. También presentan <1% de amígdalas de hasta 0,3 mm de diámetro, rellenas de clorita-esmectita, cuarzo, calcita y óxidos de Fe, con o sin bordes de cuarzo. En algunas de las muestras se observa de manera accesoria titanita.

3.4.3.3 Lavas de composición ácida

Las lavas del segundo grupo están representadas por 2 muestras, la CR002 y la CR018. Macroscópicamente se distinguen por presentar bandeamiento por segregación composicional (Figura 3.17 y Figura 3.18), y una de ellas presenta además fragmentos líticos angulosos andesíticos con textura fluidal. A escala microscópica presentan texturas porfíricas, hipocristalinas y holohialinas, con fenocristales que varían de 0,1 mm a 3,2 mm y componen del 3% al 20% de la roca. Estos fenocristales corresponden a plagioclasas y en algunos casos a clinopiroxeno. La masa fundamental está compuesta por escasos microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno, con gran predominio de vidrio volcánico, que compone al menos el 98% de la masa fundamental en estas muestras y presenta texturas axiolítica por desvitrificación, de bandeamiento por flujo, perlítica y esferulítica. En base en las texturas observadas y la mineralogía observada en los cortes transparentes, estas muestras se clasifican según el diagrama QAP de Streckeisen (1976) como dacita de dos piroxenos (muestra CR002) y como riolita porfírica (muestra CR018).

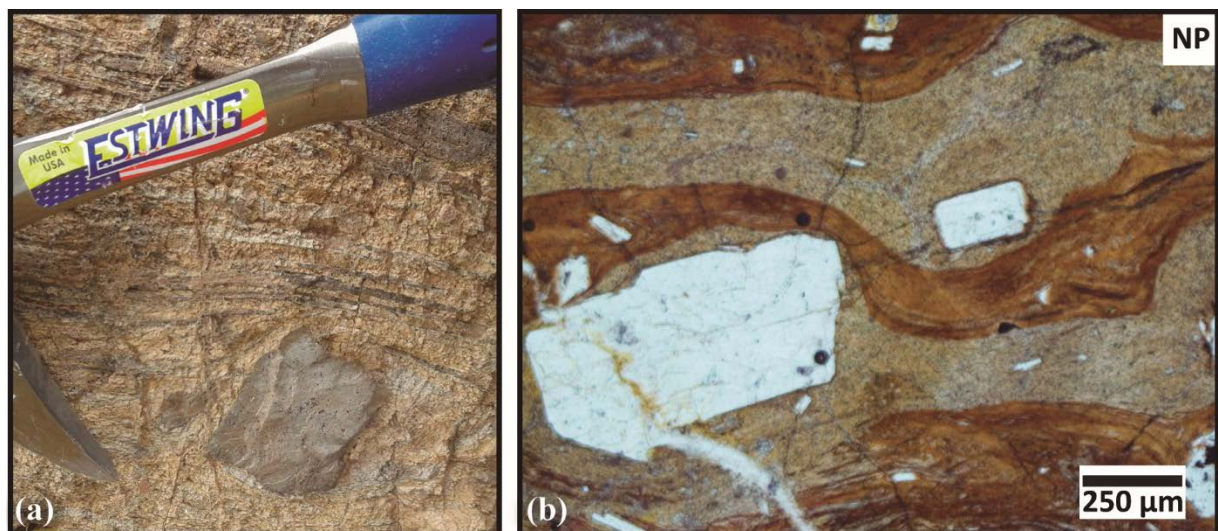


Figura 3.17: (a) Fotografía de afloramiento de lava dacítica con lítico anguloso, y bandeamiento por segregación composicional. (b) Microfotografía a nícoles paralelos de misma lava con bandeamiento submilimétrico y fenocristales de plagioclasas euhedrales a subhedrales (muestra CR002).

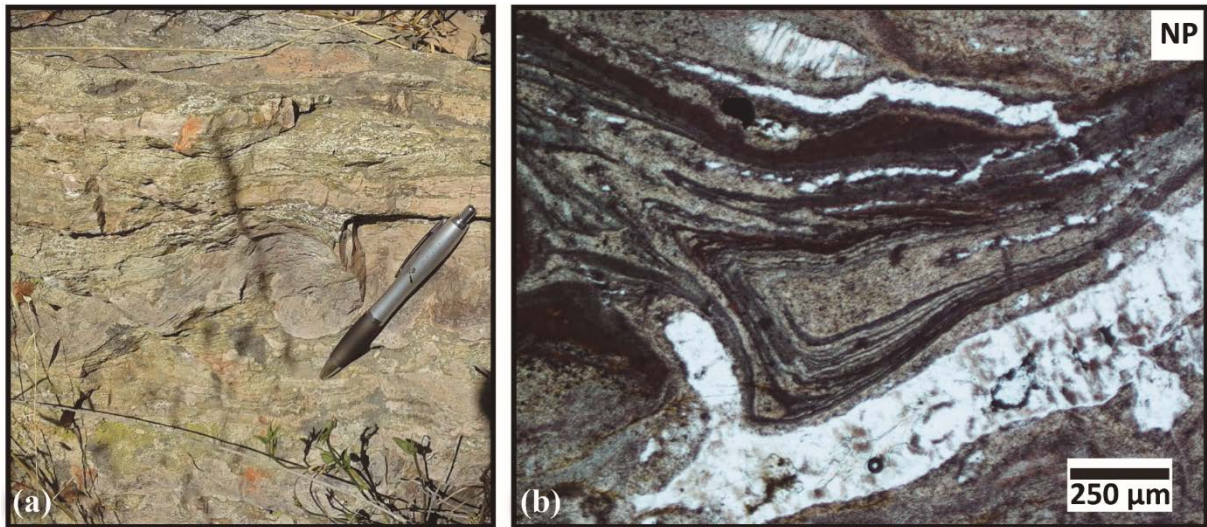


Figura 3.18: (a) Fotografía de afloramiento de lava riolítica con bandeamiento por flujo. (b) Microfotografía a nícoles paralelos de misma lava con bandeamiento submilimétrico en masa fundamental vítrea desvitrificada y alterada a arcillas, ceolitas y clorita-esmectita (muestra CR018).

Los fenocristales de plagioclasa corresponden al 83% e incluso 100% de los fenocristales de estas rocas. Se presentan euhedrales a anhedrales, y también fragmentados, con tamaños entre los 0,12 mm a 3,20 mm, distinguiéndose 3 familias de tamaños distintos. En la muestra CR002 se observan con maclas polisintéticas o simples, con texturas de reabsorción y pueden estar aisladas o en textura glomeroporfírica con clinopiroxenos. Además son de integridad alta, alteradas sólo a clorita-esmectita. Por otro lado, las plagioclasas de la muestra CR018 muestran sólo maclas simples, son de integridad media a baja y están alterados a ceolitas, epidota, titanita, clorita-esmectita y arcillas. Algunos cristales se encuentran completamente alterados, y en general se disponen aislados en la masa fundamental (Figura 3.19).

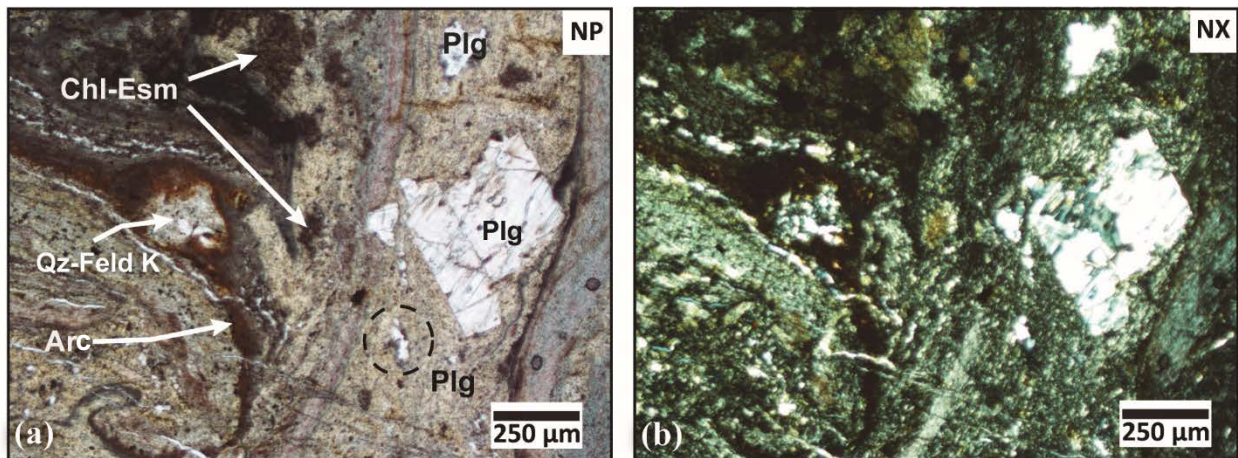


Figura 3.19: Microfotografías a nícoles paralelos (a) y cruzados (b) de lava riolítica con fenocristales de plagioclasa aislados. Se observa también bandeamiento por flujo (muestra CR018). Plg: Plagioclasa. Chl: Clorita. Esm: Esmectita. Arc: Arcillas. Qz: Cuarzo. Feld K: Feldespato potásico.

Los fenocristales de clinopiroxeno sólo se encuentran en la muestra CR002 componiendo el 15% de fenocristales de la roca. Se observan anhedrales con tamaños de 0,1 mm a 0,5 mm (Figura 3.20). Se encuentran moderadamente fracturados, aislados o en textura glomeroporfírica con cristales de plagioclasa. Son de integridad media a baja y están alterados a clorita-esmectita y ceolitas. Algunos cristales se encuentran completamente alterados.

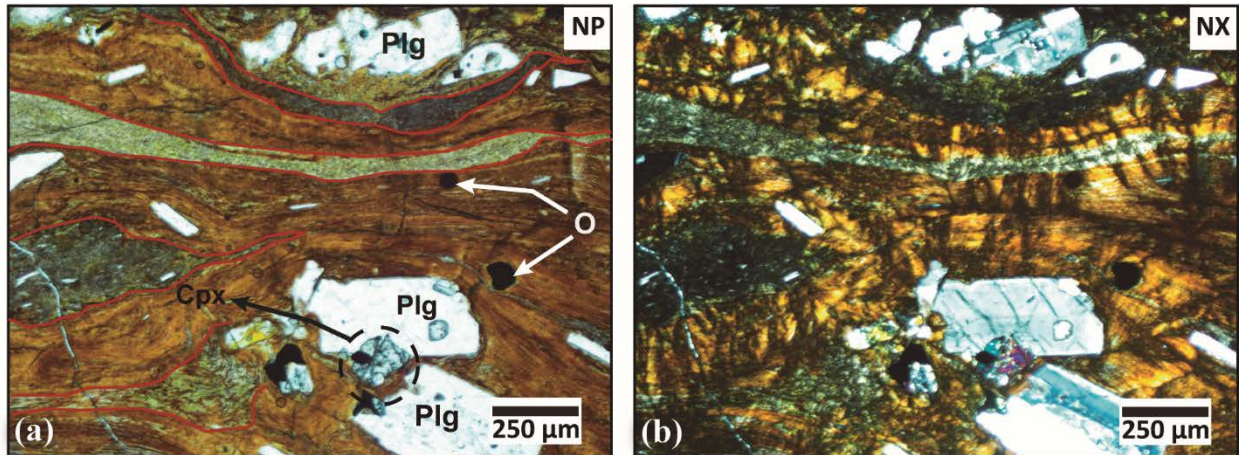


Figura 3.20: Microfotografías a nículos paralelos (a) y cruzados (b) de lava dacítica con bandeamiento por flujo (bandas marcadas en rojo) con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno en cúmulos y aislados. La masa fundamental se compone principalmente de vidrio el que se encuentra desvitrificado, presentando textura axiolítica, y alterado (muestra CR002). Plg: Plagioclasa. Cpx: Clinopiroxeno. O: Opacos.

La masa fundamental está casi completamente compuesta por vidrio volcánico, desvitrificado a cuarzo y feldespatos, representado a través de texturas axiolítica (Figura 3.21) y perlíticas (Figura 3.22). Está alterado a ceolitas, arcillas y clorita-esmectita. La masa fundamental presenta también segregación composicional con bandas que reflejan las direcciones del flujo.

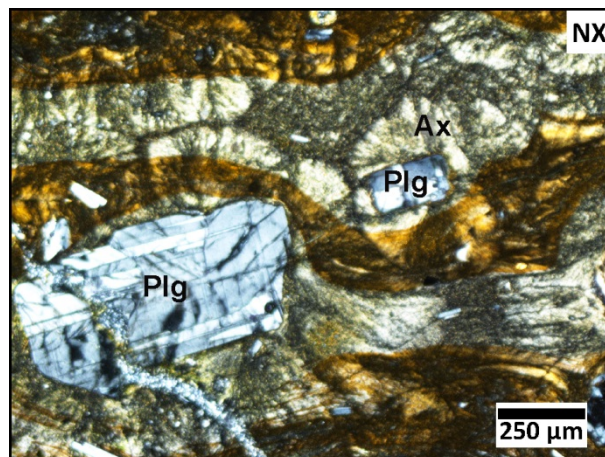


Figura 3.21: Microfotografía a nículos cruzados de lava riolítica bandeada con fenocristales de plagioclasa. Posee textura axiolítica en las bandas de la masa fundamental. Esta textura se observa como fibras radiales que emergen de un núcleo y se forman por desvitrificación (muestra CR002). Plg: Plagioclasa. Ax: Textura axiolítica.

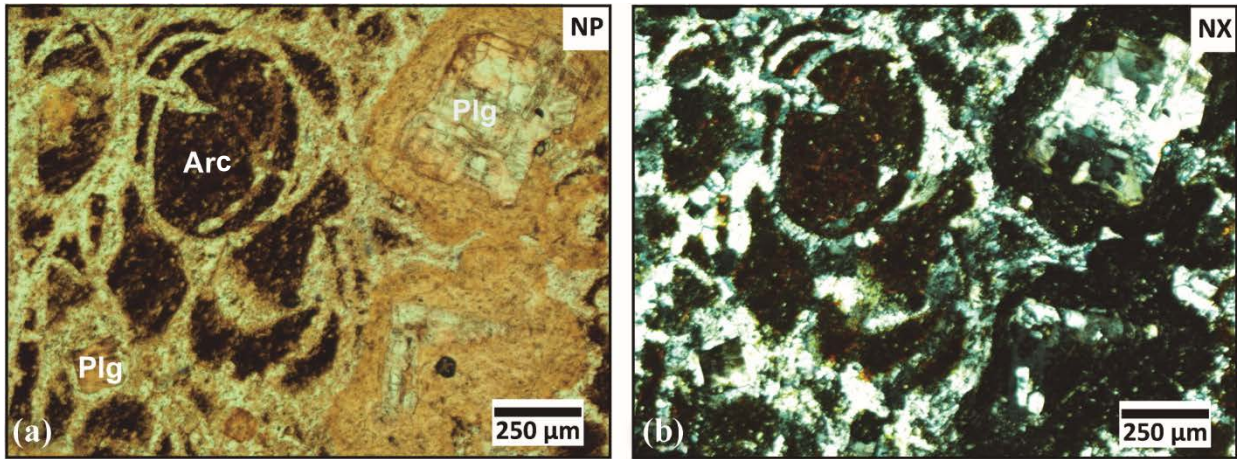


Figura 3.22: Microfotografía de lava riolítica con fenocristales de plagioclasa a nícoles paralelos (a) y nícoles cruzados (b). Posee textura perlítica en masa fundamental de vidrio volcánico desvitrificada y alterada a clorita-esmectita, arcillas y ceolitas (muestra CR018). Plg: Plagioclasa. Arc: Arcillas.

En algunos casos es posible observar microlitos de plagioclasas y piroxenos pero estos no componen más del 2% de la masa fundamental. De manera accesoria también se presentan líticos andesíticos, cristales de apatito y circón, escasos cristales de microclina de ~0,6 mm y mineralización cúbica oxidada a hematita. Estas muestras se encuentran atravesadas por abundantes vetillas de hasta 0,6 mm de espesor con relleno de ceolitas, sinuosas e irregulares.

3.4.4 Rocas piroclásticas

Las rocas piroclásticas reconocidas en terreno van desde brechas líticas a tobas de lapilli vítreas o líticas, que se exponen en afloramientos de hasta 30 m de espesor. Se presentan con alteración a arcillas, ceolitas, clorita-esmectita, epidota y calcita. Están compuestas por piroclastos correspondientes a juveniles, líticos y cristales, con tamaños que varían entre los 0,1 mm y 30 cm. La matriz de estas rocas está formada principalmente por vidrio volcánico y en menor medida por cristales de plagioclasa y piroxeno, y de fragmentos líticos submilimétricos. En este trabajo se seleccionaron 3 muestras de rocas piroclásticas para su descripción microscópica detallada (Anexo A).

Los fragmentos líticos, microscópicamente, componen de un 20% a un 45% de estas rocas. Son redondeados, subredondeados o angulosos. Macroscópicamente poseen tamaños milimétricos a centimétricos. A nivel microscópico los fragmentos más pequeños alcanzan los 0,6 mm y corresponden principalmente a fragmentos de rocas ígneas con textura afanítica o porfírica con fenocristales de plagioclasa entre los 0,2 mm y los 0,8 mm de largo, y masa fundamental formada por microlitos de plagioclasa con tamaños entre los 0,06 mm a 0,12 mm (Figura 3.23). La muestra CR039 posee fragmentos líticos formados casi exclusivamente por fenocristales de plagioclasa y piroxeno, con escasa masa fundamental (Figura 3.24). En general se encuentran alterados a arcillas, ceolitas y clorita-esmectita, y en ocasiones a epidota.

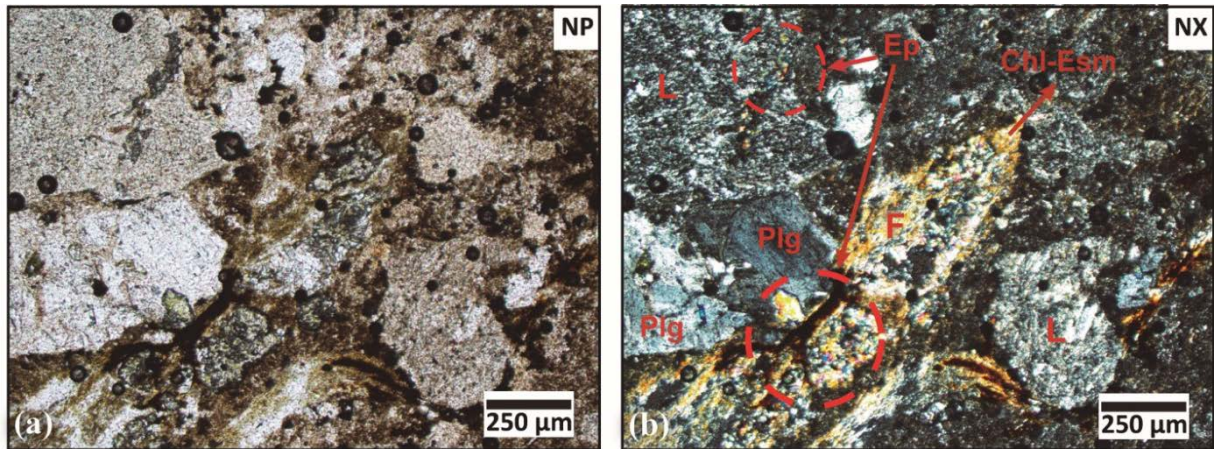


Figura 3.23: Microfotografías a nícoles paralelos (a) y cruzados (b) de toba de lapilli lítico-vítrea. En la esquina superior izquierda se observa fragmento lítico andesítico alterado a clorita-esmectita y epidota. También se presentan fragmentos de plagioclasas alteradas a epidota, y un fiamme alterado completamente a clorita-esmectita y epidota (muestra CR041). Plg: Plagioclasa. Ep: Epidota. Chl: Clorita. Esm: Esmectita. L: Lítico. F: Fiamme.

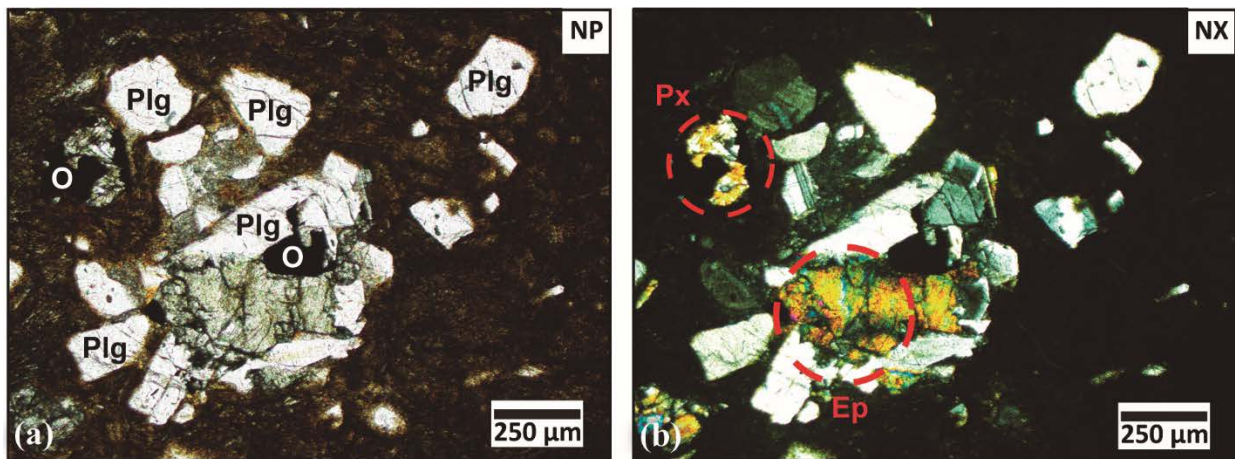


Figura 3.24: Microfotografías a nícoles paralelos (a) y cruzados (b) de toba vítrea con fragmentos líticos formados por cúmulo de fenocristales íntegros o fragmentados de plagioclasas y piroxenos, inmersos en una matriz vítrea con textura de flujo en algunas zonas. Están alterados parcialmente a epidota (muestra CR039). Plg: Plagioclasa. Px: Piroxeno. Ep: Epidota. O: Opaco

Los cristales más abundantes en estas rocas piroclásticas corresponden a los de plagioclasa, constituyendo del 80% al 100% del total de cristales. Poseen tamaños entre los 0,1 mm y los 2,4 mm, y se presentan como cristales íntegros o fragmentados. Es común que muestren maclas simples o polisintéticas y texturas de zonación. Están alterados parcialmente a clorita-esmectita, ceolitas, arcillas y en algunos casos a calcita y/o epidota. En segundo lugar se encuentran los cristales de piroxeno, de 0,1 mm a 1 mm de largo. Se pueden encontrar como pseudomorfos completamente alterados a ceolitas y clorita-esmectita (Figura 3.25), o parcialmente alterados.

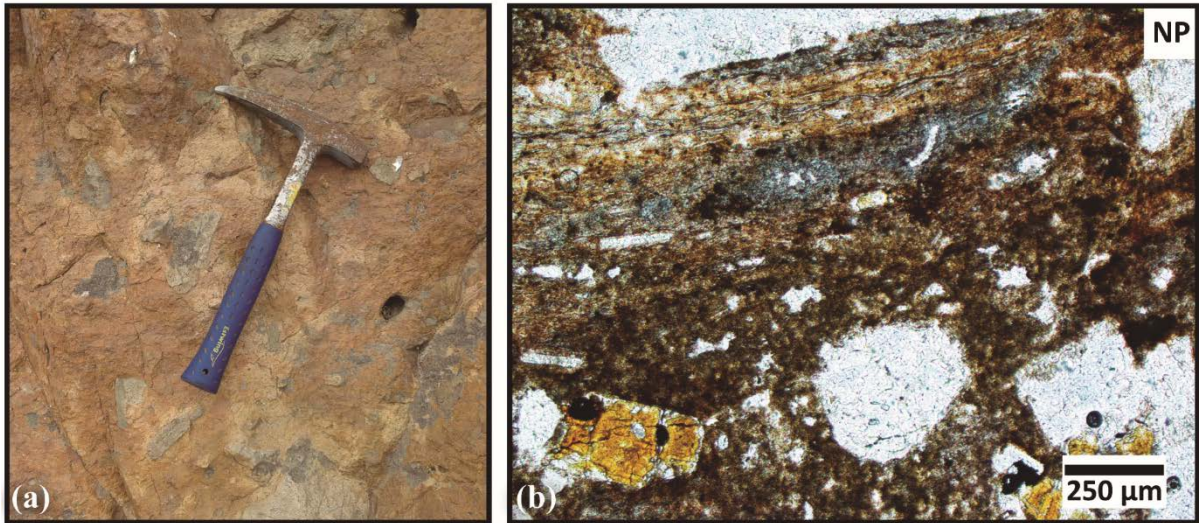


Figura 3.25: (a) Fotografía de brecha piroclástica. (b) Microfotografía a nícoles paralelos de la misma brecha, de matriz vítrea con textura de flujo alterada a ceolitas y arcillas. Posee cristales de plagioclasa y piroxenos, completa o parcialmente alterados a clorita-esmectita y ceolitas (muestra CR037).

Sólo se presentan piroclastos juveniles en la muestra CR041 con fiammes de hasta 1 cm de largo que le dan a la roca una textura eutaxítica (Figura 3.26). Están alteradas a clorita-esmectita, epidota, calcita y ceolitas, y contienen inmersos algunos cristales de plagioclasa.

La matriz de estas rocas está compuesta principalmente por vidrio volcánico el cual presenta texturas de flujo y de desvitrificación (Figura 3.25). Está alterado a arcilla, ceolitas y clorita-esmectita. También está formada por cristales y líticos que corresponden a los mencionados anteriormente pero de menor tamaño.

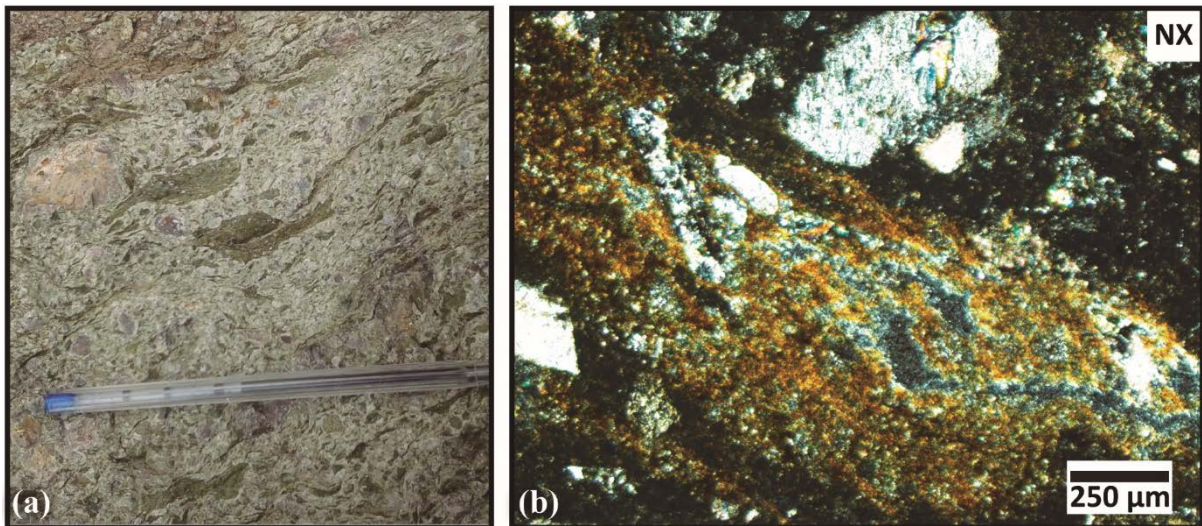


Figura 3.26: (a) Fotografía de toba de lapilli lítico-vítrea con fiammes. (b) Microfotografía de misma toba donde se observa fiamme alterado a clorita-esmectita, con cristales de plagioclasa inmersos en ella (muestra CR041).

3.4.5 Intrusivos

3.4.5.1 Generalidades

En terreno se reconocieron escasos afloramientos de lavas pertenecientes a la unidad Estratos del Cordón de los Ratones, por lo que se muestrearon algunos intrusivos de la zona que podrían ser alimentadores de las mismas rocas ígneas extrusivas de la unidad. Finalmente se escogieron 6 intrusivos hipabisales para ser descritos microscópicamente en detalle (Anexo A). Al igual que las lavas, los intrusivos se pueden separar en dos grupos según la mineralogía primaria y texturas observadas en los cortes transparentes, las que se traducen a su vez en dos grupos composicionales (básicos a intermedios y ácidos). A continuación se describen ambos tipos de intrusivos.

3.4.5.2 Intrusivos de composición básica

Macroscópicamente, el primer grupo de intrusivos se presenta en afloramientos de color gris oscuro con algunos tonos verdes debido a la alteración variable de clorita-esmectita. Dos de ellos corresponden a diques (muestras CR020 y CR038) y el tercero corresponde a uno de los intrusivos hipabisales datados por Selles y Gana (2001) mediante el método de K-Ar en roca total, con una edad de $36,4 \pm 1,3$ Ma (muestra CR024).

En términos petrográficos presentan texturas porfíricas, hipocristalinas y holocristalinas, con fenocristales que varían de 0,1 mm a 2,2 mm y componen entre un 12% y 55% de la roca. Corresponden a plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. La masa fundamental está compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos, y pequeños porcentajes de vidrio, presentando texturas traquítica, intersertal, e intergranular. En base a la mineralogía observada y según el diagrama QAP de Streckeisen (1976) estas muestras se clasifican como dioritas o gabros de olivino/piroxeno.

Los fenocristales de plagioclasa componen el 55% al 85% de los fenocristales de estos intrusivos. Se observan anhedrales a euhedrales con tamaños entre los 0,16 mm y 2,2 mm. Presentan maclas simples o polisintéticas y algunas poseen textura de zonación y sieve. Se encuentran aisladas o en cúmulos con piroxenos u olivinos. Estos cristales poseen integridad media y están levemente alterados a clorita-esmectita y arcillas, y raramente a calcita.

Los fenocristales de clinopiroxeno representan del 0% al 15% de fenocristales de estas rocas. Se observan con o sin maclas, anhedrales a euhedrales con tamaños que varían entre los 0,1 mm y los 1,4 mm. Se presentan aislados o en cúmulos con plagioclasas formando texturas glomeroporfíricas. Pueden presentar bordes de descomposición con óxidos de Fe y textura de reabsorción (Figura 3.27). Poseen integridad media con alteración a clorita-esmectita, con algunos cristales completamente alterados.

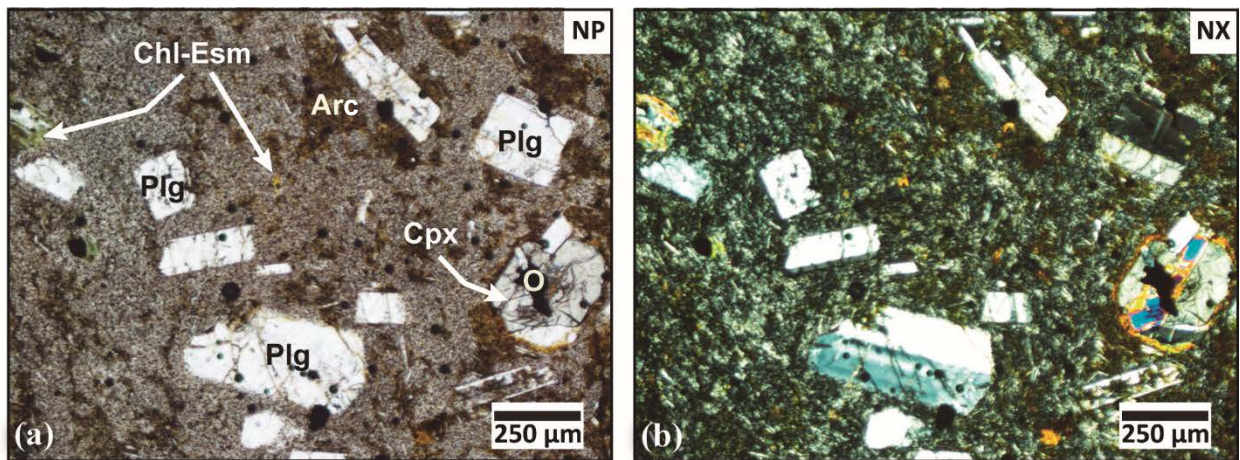


Figura 3.27: Microfotografías a nícoles paralelos (a) y cruzados (b) de intrusivo andesítico con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno con bordes de descomposición. Están inmersos en una masa fundamental intersertal alterada a clorita-esmectita y arcillas (muestra CR020). Plg: Plagioclasa. Chl: Clorita. Esm: Esmectita. Cpx: Clinopiroxeno. Arc: Arcillas. O: Opacos.

Los fenocristales de olivino se presentan en la muestra CR038, y corresponden al 45% de fenocristales de la roca. Estos cristales poseen tamaños entre los 0,2 mm y los 1,2 mm y son de estructuralidad alta. Se observan prismáticos y en ocasiones presentan fractura concoidal. Se presentan aislados en la masa fundamental o en cúmulos con cristales de plagioclasa. Son de integridad media a baja, presentando una alteración característica a bowlingita a partir de los bordes hacia adentro, y a través de fracturas (Figura 3.28). Algunos cristales se encuentran completamente alterados a este mineral.

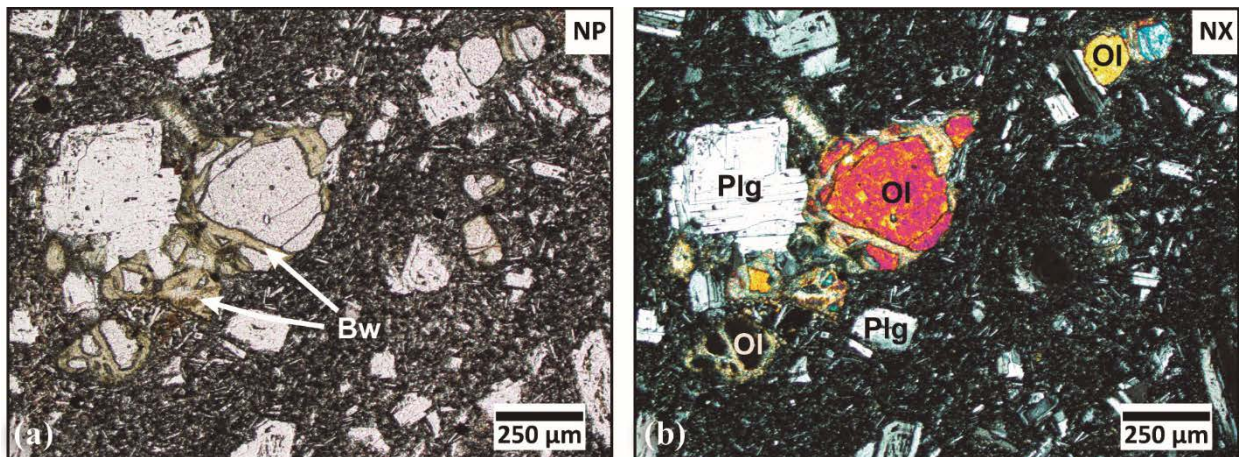


Figura 3.28: Microfotografías a nícoles (a) paralelos y (b) cruzados de intrusivo basáltico de olivino. Posee textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y olivino total o parcialmente alterados a bowlingita. Están inmersos en una masa fundamental intergranular con escasa alteración a clorita-esmectita (muestra CR038). Plg: Plagioclasa. Ol: Olivino. Bw: Bowlingita.

La masa fundamental de estos intrusivos está compuesta mayoritariamente por microlitos de plagioclasa (60% a 80% de la masa fundamental) de tamaños menores a 0,2 mm, los que en algunas zonas están orientados formando la textura traquítica. También la componen cristales de clinopiroxeno y minerales opacos que alcanzan los 0,06 mm de largo, y vidrio volcánico que

compone del 0% al 15% de la masa fundamental. Ésta puede estar alterada a clorita-esmectita y arcillas con pequeños parches de calcita.

Algunas de las muestras contienen vetillas de hasta 0,06 mm de espesor rellenas de calcita, discontinuas e irregulares.

3.4.5.3 Intrusivos de composición ácida

El segundo grupo de intrusivos se encuentra en la parte norte del Cordón de los Ratones y se presenta en afloramientos color gris claro con tonos rosados por la presencia de ceolitas. Están cubiertos por vegetación, y con afloramientos de más de 6 m de altura. Algunos presentan disyunción columnar.

A escala microscópica presentan texturas porfíricas y felsíticas con fenocristales que van desde los 0,1 mm a los 1,8 mm y componen entre un 5% y un 8% de las muestras. Estos fenocristales corresponden casi totalmente a cristales de plagioclasa. La masa fundamental está compuesta por entramados microcristalinos de cuarzo y feldespato potásico, presentando textura felsítica con presencia de algunos minerales opacos. En base a la mineralogía observada y según el diagrama QAP de Streckeisen (1976) estas muestras se clasifican como intrusivos graníticos.

Los fenocristales de plagioclasa representan el 100% de los fenocristales de estos intrusivos. Se observan euhedrales a anhedrales con tamaños que varían entre los 0,1 mm y los 1,8 mm (Figura 3.29). Pueden presentar maclas simples. Están alterados a arcillas y clorita-esmectita, con algunos parches de ceolitas, óxidos de Fe y titanita.

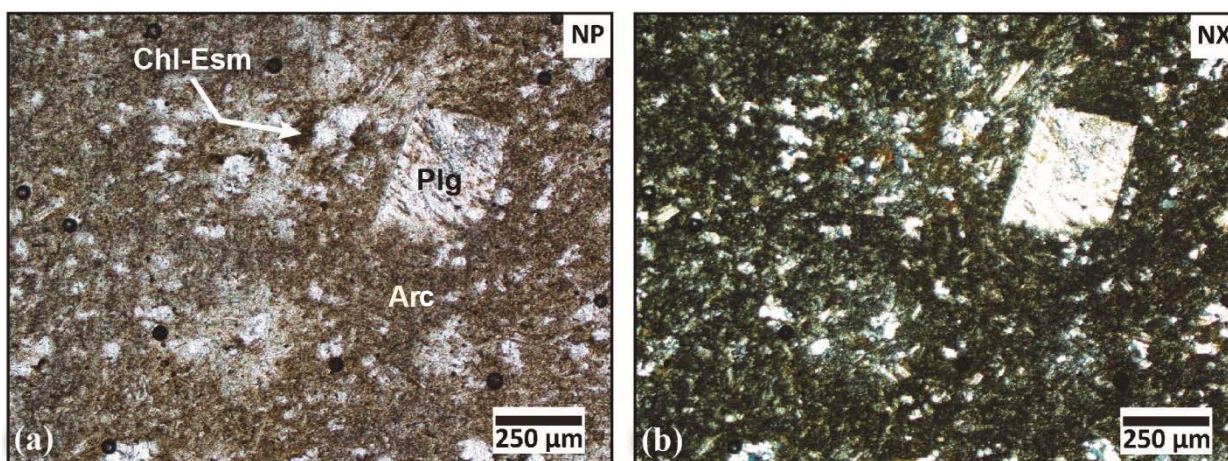


Figura 3.29: Microfotografías a nícoles paralelos (a) y cruzados (b) de intrusivo riolítico porfírico con fenocristales de plagioclasa. Están inmersos en una masa fundamental con textura felsítica alterada a arcillas, ceolitas y clorita-esmectita (muestra CR044). Arc: Arcillas. Plg: Plagioclasa. Chl: Clorita. Esm: Esmectita.

Se observan cristales de piroxeno de manera accesoria, subhedrales y de tamaños menores a los 0,25 mm. Son de integridad muy baja pues se encuentran completamente alterados a clorita-esmectita. Se presentan aislados o en cúmulos con cristales de plagioclasa.

La masa fundamental de este grupo de intrusivos está formada por un entramado microcristalino de cuarzo y feldespato potásico que generan una textura felsítica (Figura 3.29 y Figura 3.30) y que sólo varía en cuanto al tamaño de grano. También se observan minerales opacos diseminados de tamaños menores a 0,02 mm. Algunos de estos minerales opacos son minerales cúbicos que además están alterados a jarosita y goetita, por lo que podrían corresponder a mineralización de pirita. La masa fundamental de estas muestras está alterada a arcillas, ceolitas, cuarzo y clorita-esmectita (Figura 3.30).

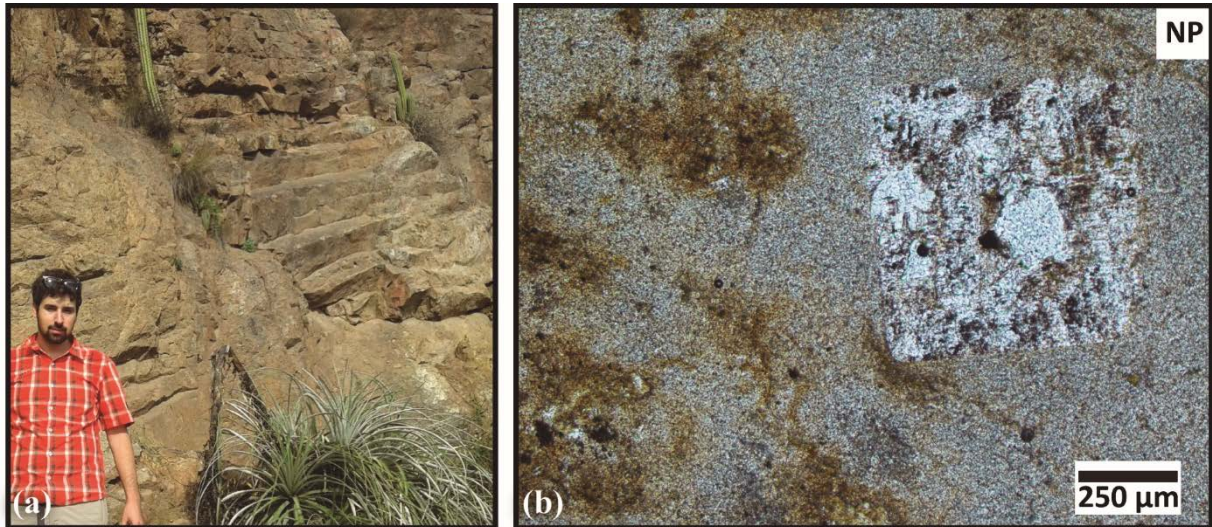


Figura 3.30: (a) Fotografía de afloramiento de intrusivo riolítico con disyunción columnar. (b) Microfotografía de muestra del mismo afloramiento, posee fenocristales de plagioclasa inmersos en masa fundamental de textura felsítica fina, alterada a clorita-esmectita, arcillas y ceolitas (muestra CR046).

Poseen algunas vetillas de aproximadamente 0,04 mm de espesor rellenas de clorita-esmectita. Son discontinuas, irregulares y sinuosas. Además se observan cristales de mineral isótropo que podría corresponder a granate.

De manera accesoria también se presentan cristales primarios de circón, menores a 0,06 mm, y de apatito.

4. GEOQUÍMICA DE LA UNIDAD ESTRATOS DEL CORDÓN DE LOS RATONES

4.1 Generalidades

En este capítulo se presentan las principales características geoquímicas de rocas volcánicas representativas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones, en base al análisis de concentraciones de elementos mayores y traza, con el objetivo de establecer un modelo petrogenético para su formación.

Las muestras analizadas fueron seleccionadas a partir del estudio microscópico de luz transmitida de 15 cortes transparentes. Dichos cortes fueron descritos mineralógica y texturalmente considerando tanto la mineralogía primaria como la secundaria (Anexo A). De esta manera, se descartaron las muestras con una alta presencia de minerales de alteración. Las muestras con análisis químico se indican en las columnas estratigráficas de la Figura 3.12.

Se realizaron 9 análisis químicos en roca total de elementos mayores y elementos traza (incluyendo tierras raras) mediante espectrometría de masas (ICP-MS) en el laboratorio Activation Laboratories Ltda., Ontario, Canadá. El detalle del procedimiento analítico llevado a cabo se presenta en el Anexo B y los resultados de los análisis químicos se presentan en el Anexo C.

Las muestras con análisis químico corresponden a 2 lavas, 1 toba y 6 intrusivos, estos últimos están asignados a los Estratos del Cordón de los Ratones o cortan a dicha unidad. Ocho muestras del conjunto analizado presentan una pérdida de volátiles por calcinación (LOI) menor al 3%, las que corresponden a los intrusivos y lavas, mientras que la toba arrojó un valor de LOI elevado, igual a un 8,6%. Esta muestra presenta una alteración a arcillas en toda su matriz, además de un escaso porcentaje de líticos. Para el tratamiento de los datos que se presentan a continuación, los análisis fueron recalculados a una base anhidra al 100%.

La baja representación de productos ígneos extrusivos y piroclásticos, dentro de las muestras con geoquímica de la unidad se debe a la escasa presencia de afloramientos de lavas, al alto porcentaje de líticos en tobas y brechas, y a la intensa alteración que presentan las rocas en las zonas visitadas en terreno. Por estas razones, 6 de las muestras corresponden a intrusivos. Para el estudio de la geoquímica obtenida, dichos cuerpos intrusivos se consideraron parte de la unidad. Uno de ellos corresponde a un intrusivo hipabisal dacítico de piroxeno datado mediante el método K-Ar en roca total en $36,4 \pm 1,3$ Ma (Sellés y Gana, 2001) (muestra CR024). Otro de los intrusivos de los que se obtuvo análisis geoquímico corresponde a un intrusivo riolítico con disyunción columnar datado mediante el método U-Pb (ICP-MS) en circón en $42,29 \pm 0,45$ Ma (este trabajo) (muestra CR046). Este último correspondería al mismo evento asociado a la lava riolítica bandeada datada en $41,68 \pm 0,30$ Ma mediante el mismo método (este trabajo) (muestra CR018), así como también a los intrusivos representados por las muestras CR044 y CR047. Los

dos intrusivos restantes, muestras CR020 y CR038, no tienen edades asociadas, pero comparten características geoquímicas y petrográficas con la unidad Intrusivos Hipabisales del Eoceno tardío-Mioceno temprano de Sellés y Gana (2001). Estos poseen edades entre 34 y 19 Ma.

4.2 Elementos Mayores

Las muestras analizadas presentan contenidos de SiO_2 que varían entre 52 y 77% ubicándose todas en el campo de la serie subalcalina según Irvine y Baragar (1971) (Figura 4.1). Según el diagrama TAS de Le Maitre *et al.* (1989), las lavas son andesitas basálticas con contenidos de SiO_2 entre 52 y 54%. La toba analizada presenta una composición dacítica con un contenido de SiO_2 de 69%, mientras que los intrusivos presentan contenidos de sílice entre 53 y 77%, presentando composiciones que van de andesítico-basáltica a riolítica (Figura 4.1). Según los datos presentados en el diagrama TAS de la Figura 4.1 es posible observar una ausencia de muestras de composición andesítica, existiendo un gap composicional entre un 54% y un 64% de sílice.

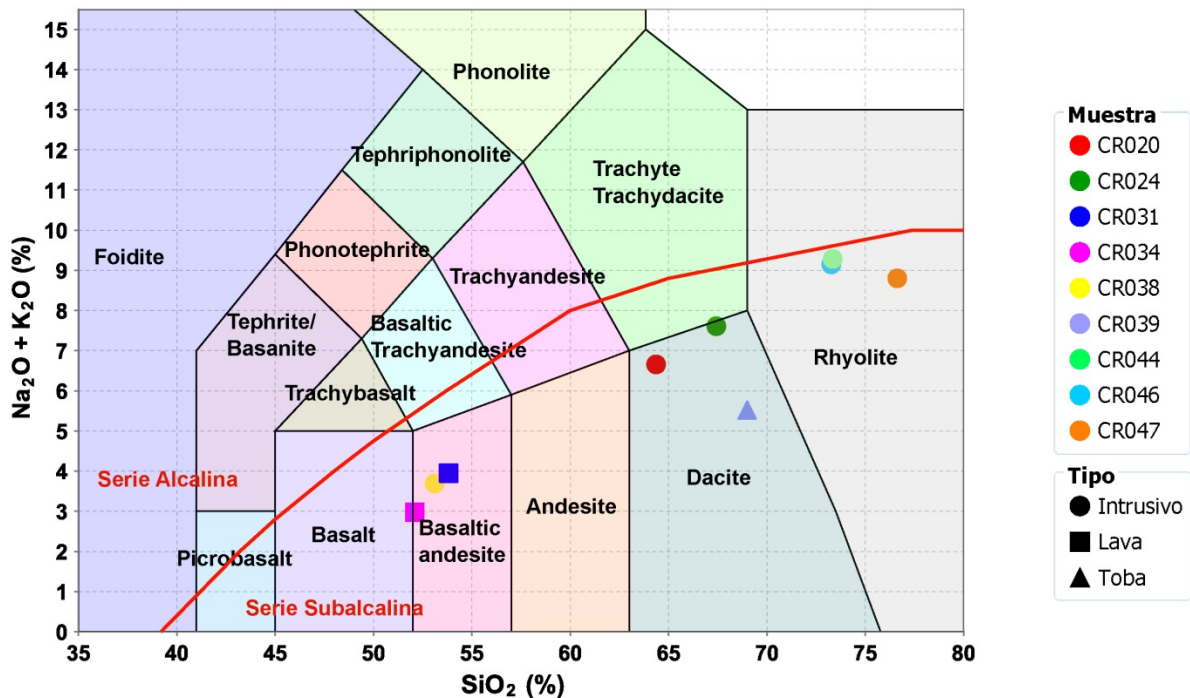


Figura 4.1: Diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 1989) para rocas volcánicas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones. El límite entre los campos de la serie alcalina y subalcalina es de Irvine y Baragar (1971).

Según el diagrama AFM, las muestras analizadas se ubican en el campo calcoalcalino (Figura 4.2). En el diagrama de K_2O vs SiO_2 , las muestras presentan un patrón creciente y discontinuo con gran dispersión de los datos. Ellas se agrupan en los campos definidos por Le Maitre *et al.* (1989) para rocas calcoalcalinas de medio a alto K, en el caso de los miembros ácidos, y en el campo para rocas toleíticas de bajo K (Figura 4.3), en el caso de la mayoría de los miembros básicos a intermedios.

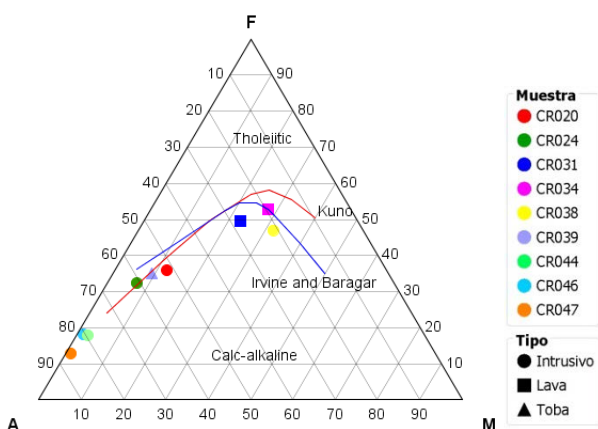


Figura 4.2: Diagrama AFM con los límites calcoalcalino-toleítico de Irvine y Baragar (1971) en azul y de Kuno (1966) en rojo para rocas volcánicas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones. A: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; F: Fe_2O_3 ; M: MgO .

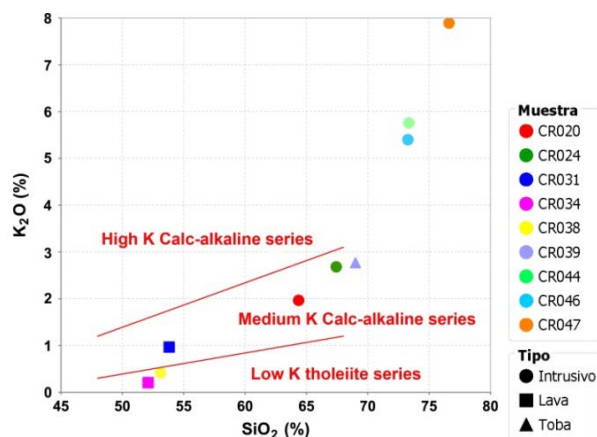


Figura 4.3: Diagrama K_2O vs SiO_2 de Le Maitre *et al.* (1989) con los campos de potasio alto, medio y bajo para rocas volcánicas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.

Los diagramas Harker para óxidos de 8 elementos mayores (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 y P_2O_5) se presentan en la Figura 4.4, además del #Mg que se calculó como $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ (óxidos en porcentaje en peso). Las muestras presentan valores de este último parámetro entre 0,07 y 0,38. El gap composicional entre miembros básicos y ácidos de la serie se observa en estos diagramas y en los diagramas de variación de elementos traza, reconociéndose en ellos el carácter bimodal de la suite analizada.

El Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO y el #Mg presentan un comportamiento uniformemente decreciente con el aumento de sílice y una baja dispersión de los datos. El MgO presenta una tendencia fuertemente decreciente en los miembros básicos a intermedios y luego decreciente en los miembros ácidos. El TiO_2 y el MnO presentan un comportamiento decreciente con el aumento del contenido de sílice, con una dispersión media. Por otro lado, el Na_2O y el P_2O_5 presentan valores entre 0,9% y 4,9% y entre 0,01% y 0,26% respectivamente, donde en las muestras básicas a intermedias los datos se encuentran muy concentrados para distinguir una tendencia respecto al contenido de sílice. A partir de un 64-67% de sílice es posible inferir un comportamiento decreciente de estos elementos. Los valores mínimos y máximos definidos por las muestras estudiadas para estos óxidos están detallados en la Tabla 4.1.

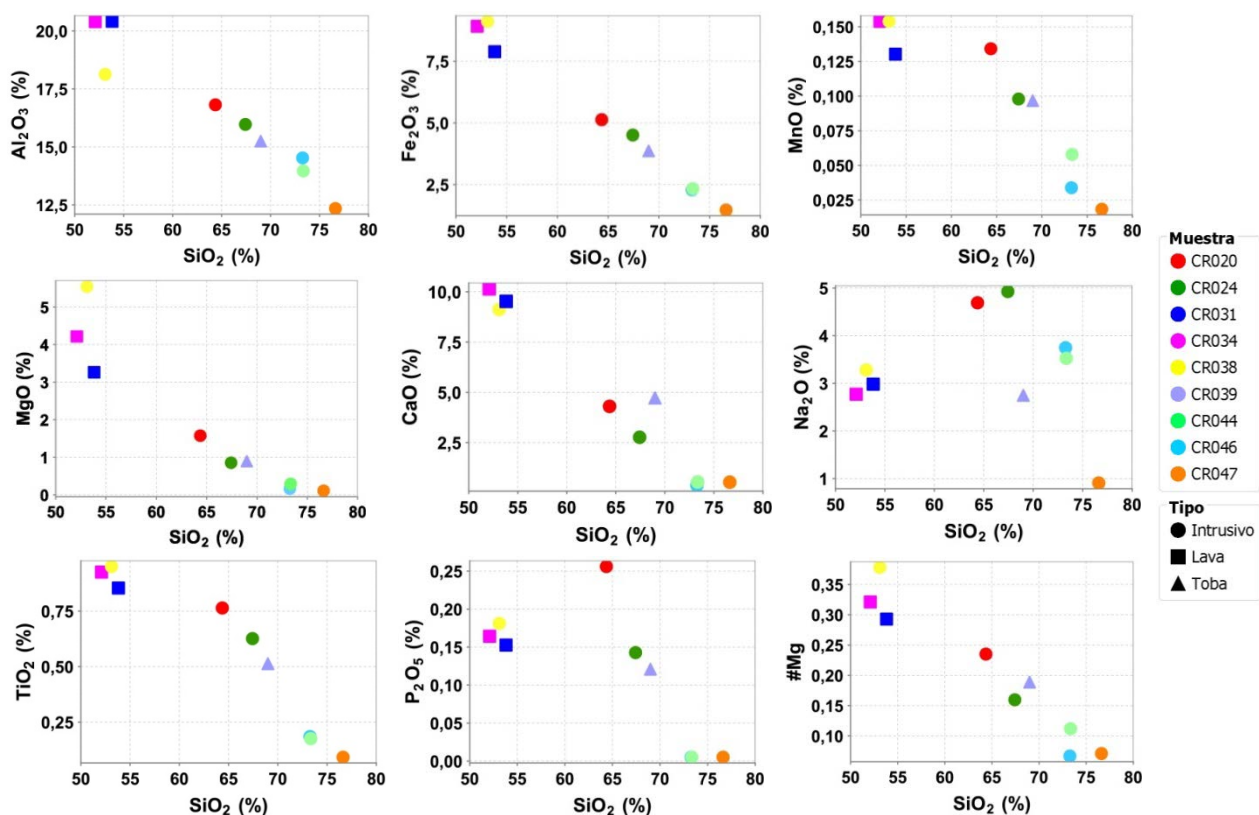


Figura 4.4: Diagramas de Harker para óxidos de 8 elementos mayores (Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, Ti y P) y el número de magnesio (#Mg) de rocas volcánicas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratonés.

$\#Mg = MgO / (MgO + Fe_2O_3)$, con óxidos en porcentaje en peso.

Tabla 4.1: Contenidos mínimos y máximos de porcentaje en peso de óxidos de elementos mayores para las muestras de rocas volcánicas analizadas (normalizados a una base 100% anhidra).

%	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	#Mg
Mínimo	52,10	12,35	1,47	0,02	0,11	0,38	0,91	0,21	0,09	0,01	0,07
Máximo	76,62	20,42	9,11	0,15	5,54	10,15	4,93	7,89	0,95	0,26	0,38

4.3 Elementos Traza

4.3.1 Elementos Compatibles

En esta sección se describe el comportamiento de algunos elementos traza: Cr, Co, Ni, V y Sc, los que se consideran compatibles con minerales máficos primarios. En la Figura 4.5 se muestran los diagramas de Harker de estos elementos.

El V y el Sc desarrollan inicialmente un comportamiento decreciente con el contenido de sílice, para luego mantener su concentración alrededor de los 25 y 5 ppm respectivamente en las muestras más ácidas. En el diagrama del Co se observa una tendencia en general decreciente, con una gran dispersión en los miembros más ácidos. El Cr y el Ni presentan una tendencia

decreciente en los términos más básicos, llegando a un mínimo de 10 ppm para ambos elementos. En los miembros ácidos se observa una tendencia creciente con el contenido de sílice.

En todos los diagramas la muestra CR038, que corresponde a un intrusivo andesítico-basáltico, presenta valores de elementos compatibles mayores a las tendencias, lo que se ve mejor reflejado en los diagramas de variación del Cr y del Ni. Estas altas concentraciones podrían explicarse por el gran contenido modal de olivino en la muestra. A pesar de ser la muestra más primitiva del conjunto analizado, no cumple con los criterios establecidos por Wilson (2007) para clasificarla como primaria, esto es altos contenidos de Ni (> 400-500 ppm) y Cr (> 1000 ppm), alto valor de Mg' ($(Mg/[Mg + Fe^{2+}]) > 0,7$) y concentraciones en peso de SiO₂ menores a 50%.

Los valores máximos y mínimos de concentración para estos elementos en las muestras analizadas se presentan en la Tabla 4.2.

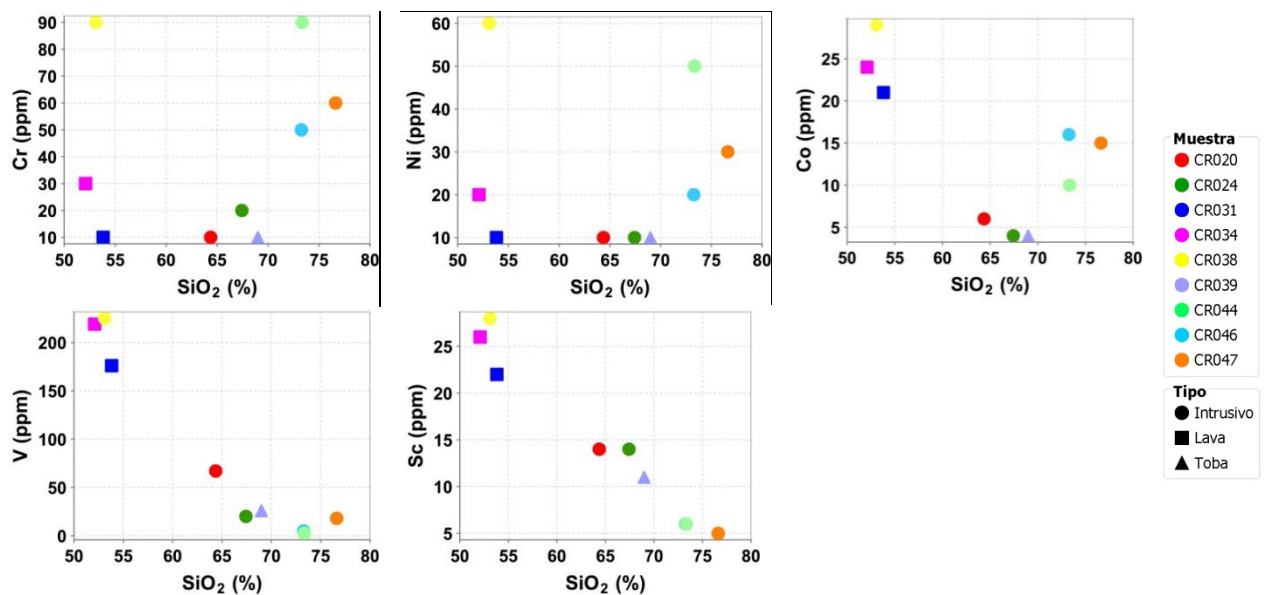


Figura 4.5: Diagramas de Harker para elementos traza compatibles (Cr, Ni, Co, V y Sc) de rocas volcánicas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.

Tabla 4.2: Contenidos mínimos y máximos en partes por millón (ppm) de elementos traza compatibles para las muestras de rocas volcánicas analizadas.

ppm	Cr	Co	Ni	Sc	V
Mínimo	10	4	10	5	2,5
Máximo	90	29	60	28	225

4.3.2 Elementos LILE (Large Ion Lithophile Elements)

En esta sección se describe el comportamiento de 3 elementos LILE, Ba, Rb y Sr, caracterizados por poseer un gran radio iónico y un potencial iónico bajo. Estos elementos por lo general tienen un comportamiento altamente incompatible en fundidos silicatados, y a la vez

altamente móvil en fluidos acuosos. Los diagramas de Harker de estos elementos se presentan en la Figura 4.6.

En el diagrama de variación del Sr se observa que las muestras básicas a intermedias están muy concentradas para lograr identificar alguna tendencia en su comportamiento respecto al contenido de sílice. Las muestras ácidas en cambio, presentan una tendencia decreciente. De igual forma, en el diagrama del Rb las muestras básicas a intermedias se presentan concentradas, sin mostrar una tendencia clara respecto al contenido de sílice de las muestras. Las muestras más ácidas desarrollan un comportamiento creciente de este elemento con el aumento del contenido de sílice. El Ba presenta un patrón creciente con el aumento de sílice, exceptuando la muestra CR047 que posee una baja concentración del elemento en relación a la tendencia observada. Los contenidos máximos y mínimos para estos elementos en las muestras analizadas se presentan en la Tabla 4.3.

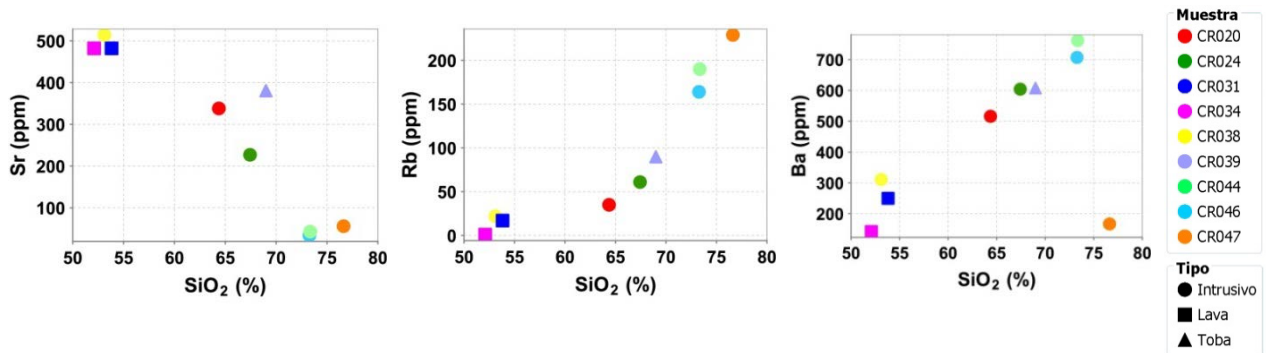


Figura 4.6: Diagramas de Harker para 3 elementos traza LILE (Ba, Rb y Sr) de rocas volcánicas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.

Tabla 4.3: Contenidos mínimos y máximos en partes por millón (ppm) de 3 elementos traza LILE para las muestras de rocas volcánicas analizadas.

ppm	Ba	Rb	Sr
Mínimo	142	1	34
Máximo	762	229	514

4.3.3 Elementos HFSE (High Field Strength Elements)

En esta sección se describe el comportamiento de los elementos Y, Ta, Nb, Zr, Hf y Th, los que se caracterizan por poseer un bajo radio iónico y una carga alta, razón por la cual estos elementos generalmente tienen un comportamiento altamente incompatible con fases minerales silicatadas, sin embargo, algunas fases accesorias, como el circón para los elementos Zr y Hf, pueden concentrarlos. Los diagramas de Harker de estos elementos se presentan en la Figura 4.7.

El elemento Ta desarrolla un comportamiento uniformemente creciente con el aumento del contenido de sílice, con una baja dispersión. Los elementos Y, Zr, Hf y Th también presentan

una tendencia creciente pero con una dispersión mayor, donde la muestra CR047 no sigue este comportamiento al poseer concentraciones de los elementos menores a la tendencia. El Nb presenta una tendencia decreciente con el aumento del contenido de sílice en los miembros más ácidos, aunque posee una alta dispersión de los datos, lo que limita la inferencia de patrones claros. Los contenidos mínimos y máximos de cada uno de estos elementos en las muestras analizadas se presentan en la Tabla 4.4.

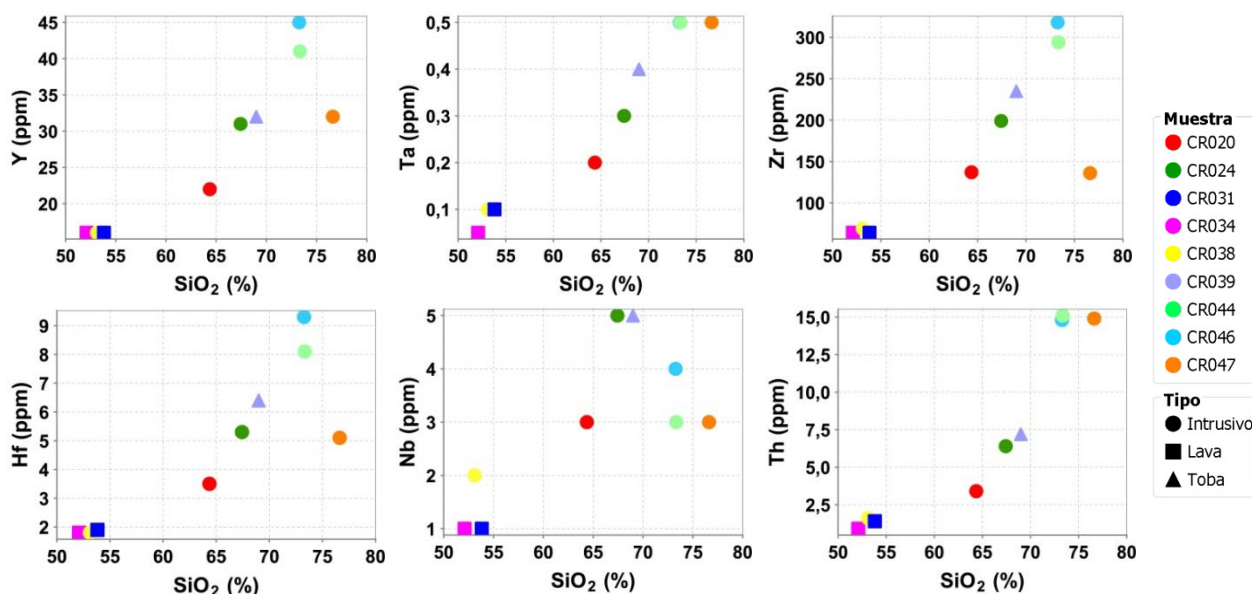


Figura 4.7: Diagramas de Harker para 6 elementos traza HFSE (Y, Ta, Zr, Hf, Nb y Th) de rocas volcánicas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.

Tabla 4.4: Contenidos mínimos y máximos en partes por millón (ppm) de 6 elementos traza HFSE para las muestras de rocas volcánicas analizadas.

ppm	Y	Zr	Nb	Hf	Ta	Th
Mínimo	16	64	1	1.8	0.05	0.9
Máximo	45	318	5	9.3	0.5	15.1

4.3.4 Tierras Raras (REE, Rare Earth Elements)

En esta sección se presentan los resultados de los análisis de tierras raras realizados a las muestras en estudio. Estas fueron ordenadas en tres grupos según su contenido de sílice. El grupo 1 está constituido por las tres muestras de composición básica a intermedia, con contenidos de sílice entre 52 y 54%, donde dos de ellas corresponden a lavas y la restante corresponde a un intrusivo. El grupo 2 está constituido por rocas de composición ácida, con contenidos de sílice que varían entre 64 y 69%, correspondientes a dos intrusivos y una toba. El grupo 3 se constituye de muestras de composición ácida con contenidos de sílice que varían entre 73 y 77%, correspondientes a 3 intrusivos.

Todas las muestras estudiadas presentan valores de tierras raras enriquecidos con respecto al condrito, los que aumentan progresivamente con el aumento del contenido de sílice. Esto último se observa en la Figura 4.8, donde el La y el Yb presentan una tendencia creciente con el aumento del contenido de sílice en las muestras. En la misma figura se observa una tendencia creciente de las razones La/Yb y La/Sm respecto al contenido de sílice con una dispersión media, y una tendencia decreciente de la razón Sm/Yb con una dispersión mayor. El aumento de las razones La/Yb con el contenido de sílice respondería entonces a un mayor enriquecimiento de La que de Yb en las muestras, sin que haya una disminución de este último elemento con el aumento del contenido de sílice. La tendencia decreciente que muestran las razones Sm/Yb podría deberse al fraccionamiento de MREE. Esto último se observa en la Figura 4.9 donde el diagrama de REE para muestras de composición riolítica es cóncavo hacia arriba.

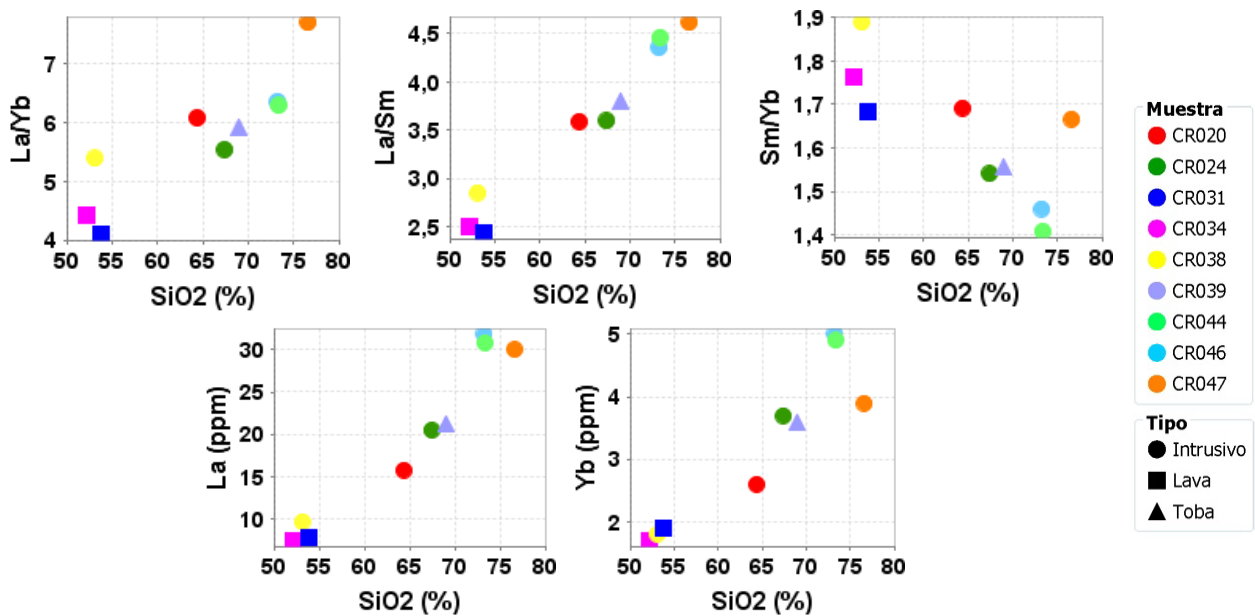


Figura 4.8: Diagramas La/Yb vs SiO₂, La/Sm vs SiO₂, Sm/Yb vs SiO₂, La vs SiO₂, y Yb vs SiO₂ para rocas volcánicas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.

La Figura 4.9 muestra el diagrama de REE para las muestras del grupo 1, normalizado al condrito de Nakamura (1974). Los patrones de REE se caracterizan por ser paralelos y uniformes con contenidos de tierras raras enriquecidos respecto al condrito. Los elementos La y Lu presentan valores que varían entre 23-29 y 8-9 veces el valor condritico respectivamente. Las razones La_N/Yb_N de este grupo varían entre 2,7 y 3,6 con razones La_N/Sm_N entre 1,5 y 1,8 y razones Sm_N/Yb_N entre 1,8 y 2,0, valores normalizados al condrito de Nakamura (1974). Para las tierras raras pesadas (HREE) se observa un patrón plano, mientras que para las tierras raras medianas y livianas (MREE y LREE respectivamente) se muestra un patrón recto con una leve pendiente.

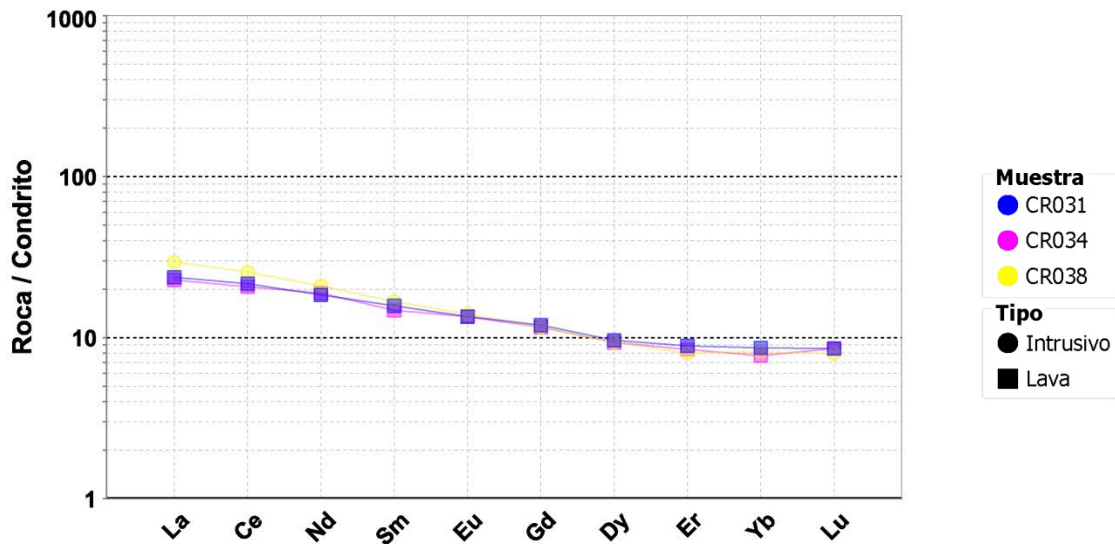


Figura 4.9: Diagrama de REE normalizado al condrito de Nakamura (1974) para andesitas basálticas (grupo 1) de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.

El diagrama de REE del grupo 2 se presenta en la Figura 4.10, en donde puede observarse que las muestras despliegan patrones subparalelos. Los contenidos de tierras raras en este grupo están enriquecidos respecto al condrito, donde los elementos La y Lu presentan valores que varían entre 48-65 y 13-17 veces el valor de este reservorio respectivamente. Los patrones presentan los siguientes parámetros: (1) La_N/Yb_N : entre 4,1 y 4,7; (2) La_N/Sm_N : entre 2,2 y 2,3; y (3) Sm_N/Yb_N : entre 1,7 y 1,8. Las HREE de este grupo forman un patrón plano con una leve pendiente positiva, mientras que las MREE y LREE forman una recta con pendiente mayor a las del grupo 1. Dos de las muestras exhiben una anomalía negativa de Eu (CR24 y CR39).

Cabe destacar el paralelismo que existe entre los patrones de las muestras intrusivas y extrusivas/piroclásticas del grupo 1 y grupo 2, característica que sugiere un origen cogenético con la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.

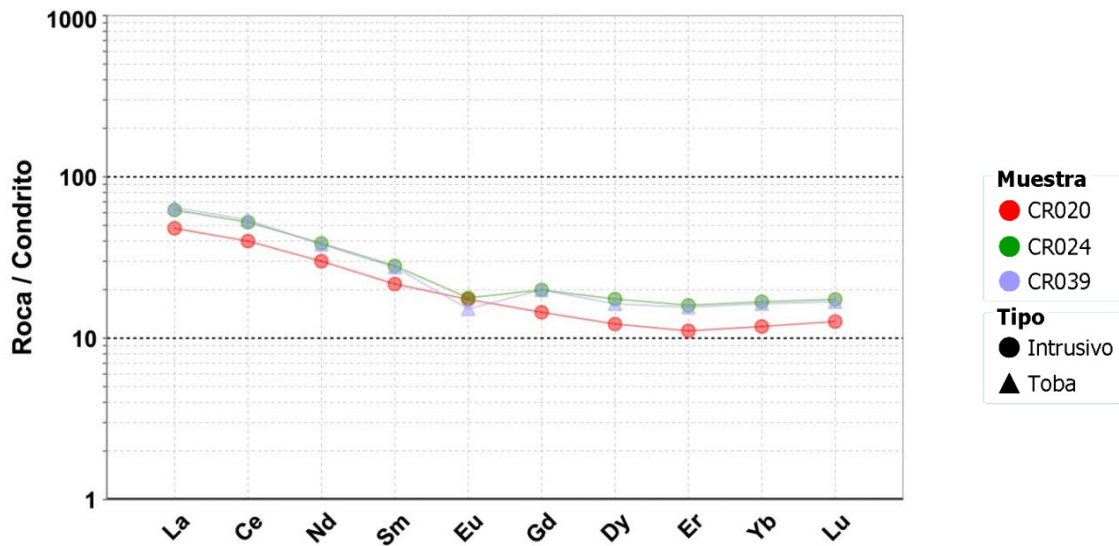


Figura 4.10: Diagrama de REE normalizado al condrito de Nakamura (1974) para dacitas (grupo 2) de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.

El grupo 3 también presenta patrones subparalelos entre las muestras, con valores de La y Lu que varían entre 91-97 y 18-25 veces el valor condritico respectivamente (Figura 4.11). Las muestras de este grupo presentan razones de La_N/Yb_N que varían entre 4,2 y 5,1 con razones La_N/Sm_N entre 2,7 y 2,8 y razones Sm_N/Yb_N entre 1,5 y 1,8. Para las tierras raras pesadas (HREE) se tiene un patrón recto con una leve inclinación, mientras que las tierras raras livianas y medianas (LREE y MREE) presentan un patrón recto con una inclinación mayor a las del grupo 1 y 2. Todas las muestras de este grupo composicional presentan una anomalía negativa importante de Eu la que aumenta progresivamente con el contenido de sílice de las rocas analizadas (Figura 4.12).

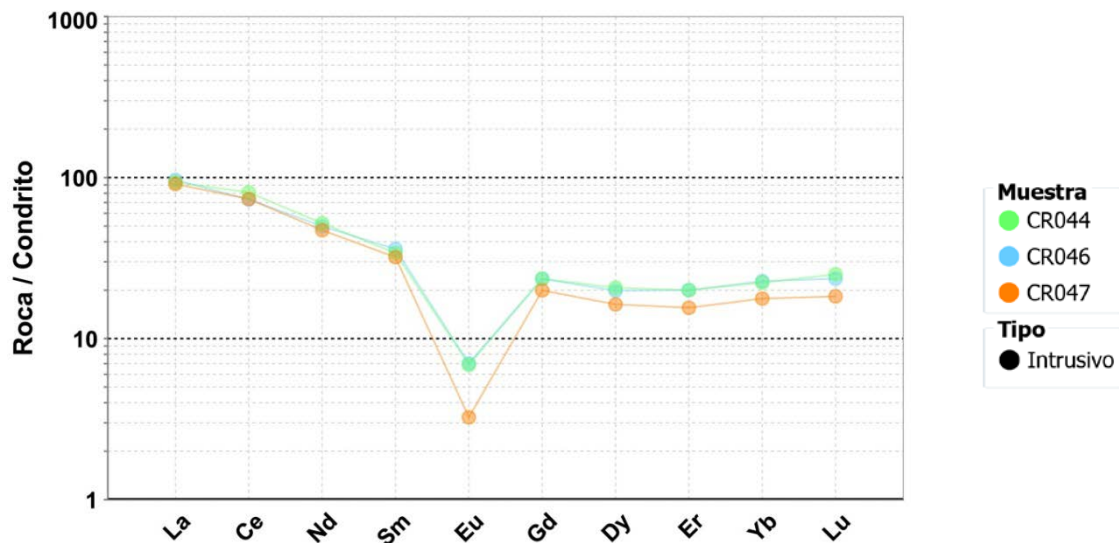


Figura 4.11: Diagrama de REE normalizado al condrito de Nakamura (1974) para riolitas (grupo 3) de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.

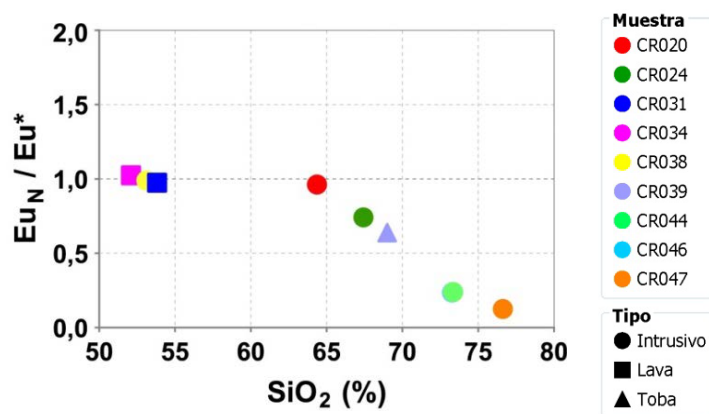


Figura 4.12: Diagrama de Eu_N/Eu^* vs SiO_2 , con $Eu^*=(Sm_N+Gd_N)/2$, normalizado al condrito de Nakamura (1974)

Al integrar las muestras analizadas en este trabajo al diagrama de Kay *et al.* (2005) (Figura 4.13), las razones La/Yb de la unidad, representadas por el campo en rojo, son menores a las reportadas para la Zona Volcánica Sur a los 34°S y a los 33°S, caen en el campo que estos autores obtuvieron para la Formación Coya Machalí, equivalente de la Formación Abanico a la latitud de Rancagua, y son similares a las reportadas a los ~37°S. Según Tassara *et al.* (2006), el espesor cortical a lo largo de la Cordillera Principal disminuye gradualmente hacia el sur de la Zona Volcánica Sur, alcanzando un mínimo local alrededor de los 36°S el que sería menor a 35 km. A partir de los 37°S la corteza no superaría los 40 km de espesor.

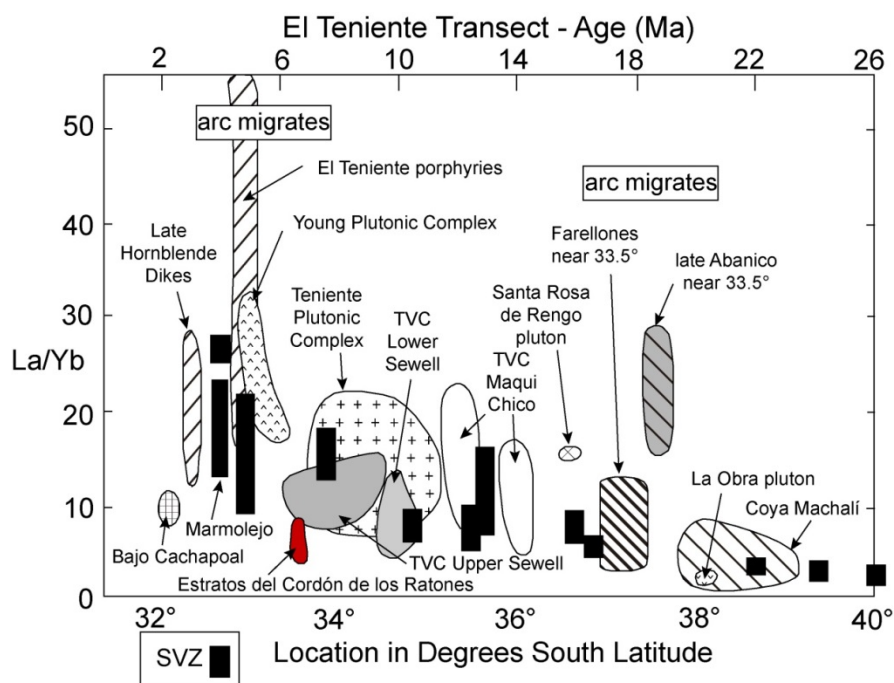


Figura 4.13: Diagrama que muestra las razones La/Yb vs la ubicación de las muestras en latitud, para los campos definidos por rocas volcánicas cenozoicas de Chile Central de El Teniente (globos con simbología) y de la Zona Volcánica Sur (barras negras) (modificado de Kay *et al.* 2005). En rojo se muestra el campo definido por las muestras de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones analizadas en este trabajo.

4.3.5 Diagramas Multielemento

En esta sección se describe el comportamiento relativo de elementos traza de las muestras analizadas en diagramas multielemento normalizados al N-MORB de Pearce (1983) (Figura 4.14, Figura 4.15, Figura 4.16). Para el estudio de estos diagramas se mantuvo la agrupación de muestras definida en la sección anterior de acuerdo con su contenido de sílice.

En general las muestras presentan un enriquecimiento en elementos LILE por sobre HFSE y una marcada fosa Nb-Ta, los que corresponden a rasgos característicos de magmas asociados a ambientes de subducción. Además, entre los distintos grupos se observan patrones subparalelos con mayores contenidos de los distintos elementos a medida que aumenta el contenido de sílice. El grado de enriquecimiento en los elementos K_2O , Rb y Th, pertenecientes a los elementos LILE, también aumenta con el contenido de sílice de las muestras. Por otro lado, algunas anomalías negativas como las de Sr, Ba, P_2O_5 y Ti se hacen más importantes con el aumento del contenido de sílice (Figura 4.14, Figura 4.15, Figura 4.16). En el caso particular del Sr, P_2O_5 y Ti, las anomalías podrían responder a fraccionamiento de plagioclasa, apatito y magnetita, respectivamente.

Los patrones definidos por los elementos HFSE del grupo 1, el que corresponde al grupo de composición más básica, se presentan subparalelos al N-MORB con concentraciones levemente deprimidas respecto a este reservorio, cercanas al valor de normalización. La muestra CR034 de este grupo posee concentraciones de elementos LILE menores a las otras analizadas. Probablemente esta característica responde al bajo grado de diferenciación de esta muestra y a la movilidad de estos elementos en fluidos acuosos.

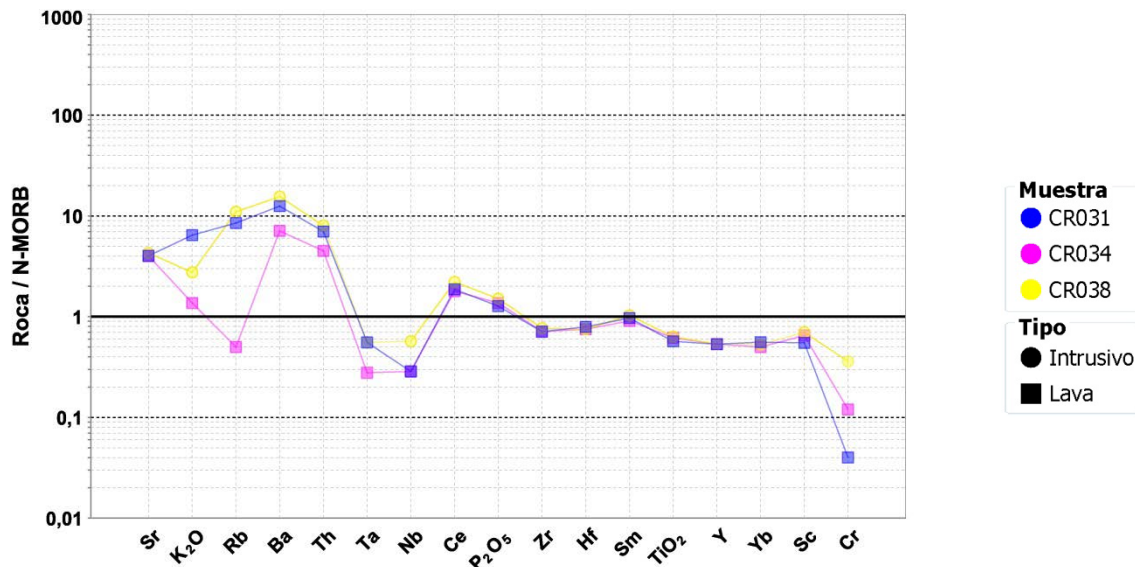


Figura 4.14: Diagrama multielemento normalizado al N-MORB de Pearce (1983) para andesitas basálticas (grupo 1) de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.

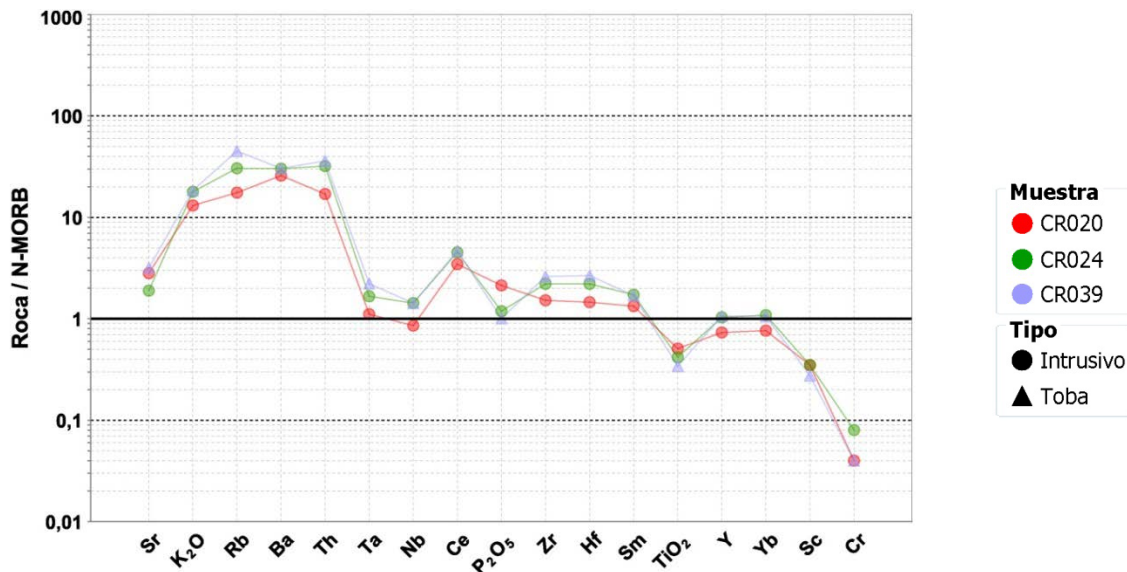


Figura 4.15: Diagrama multielemento normalizado al N-MORB de Pearce (1983) para dacitas (grupo 2) de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.

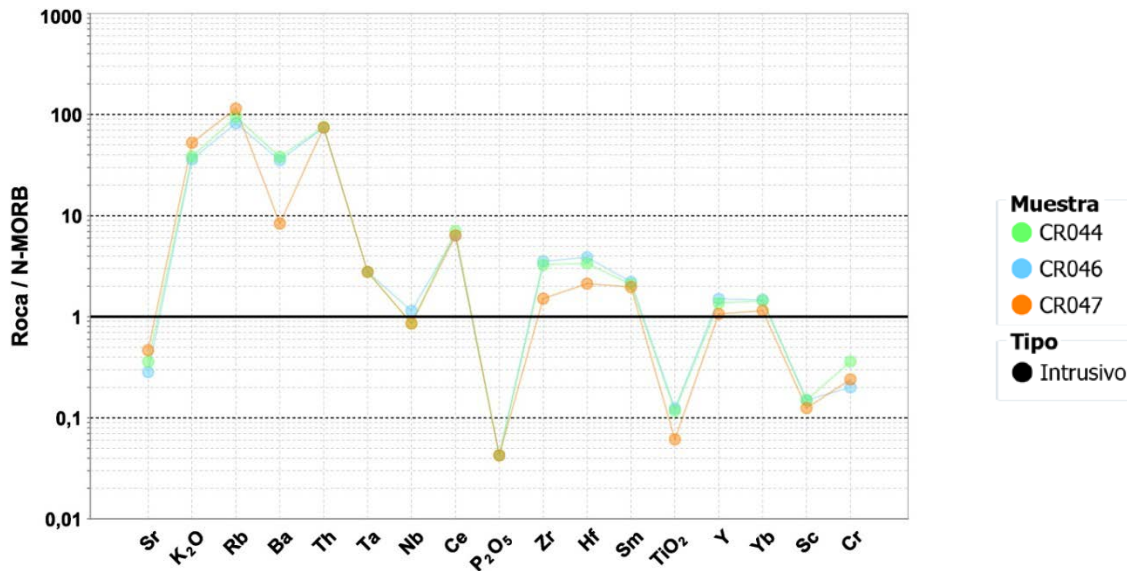


Figura 4.16: Diagrama multielemento normalizado al N-MORB de Pearce (1983) para riolitas (grupo 3) de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.

4.3.6 Diagramas de discriminación tectónica

Los diagramas de discriminación tectónica suelen ser útiles para obtener una aproximación al ambiente tectónico en que se generan las rocas ígneas. Se han utilizado algunos de estos para las muestras estudiadas, los que se presentan y discuten a continuación.

Para las muestras más primitivas de la serie se han utilizado diagramas de discriminación tectónica basados en elementos traza. En la Figura 4.17 se presenta el diagrama de Wood (1980) el que utiliza elementos HFSE para determinar el campo tectónico correspondiente a cada muestra. En dicho diagrama todas las muestras se ubican en el campo de basaltos de arco

volcánico (VAB) y de basaltos calcoalcalinos (CAB). Esto también se observa en el diagrama de Cabanis y Lecolle (1989) (Figura 4.18) donde las muestras seleccionadas presentan composiciones dentro de los campos de arco calcoalcalino y de arco transicional.

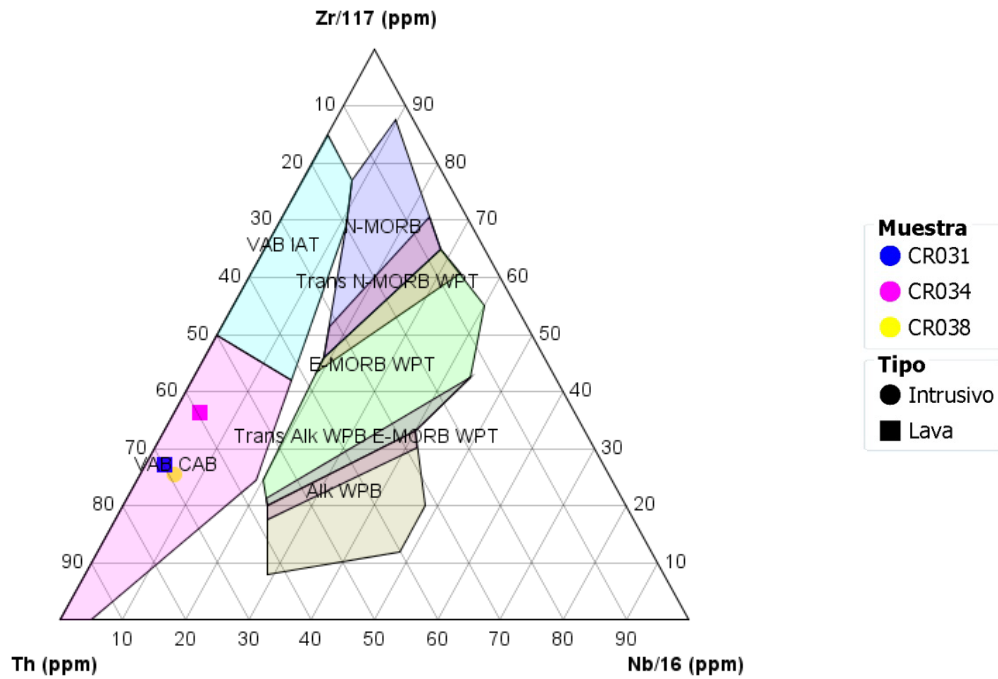


Figura 4.17: Diagrama de discriminación tectónica (Wood, 1980) para rocas volcánicas básicas a intermedias de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones. CAB: Calc-alkaline basalts; VAB: Volcanic arc basalt; Alk WPB: Alkaline within-plate basalt; E-MORB: Enriched mid-oceanic ridge basalt; WPT: Within-plate tholeiite; IAT: Island arc tholeiite; N-MORB: Normal mid-oceanic ridge basalt.

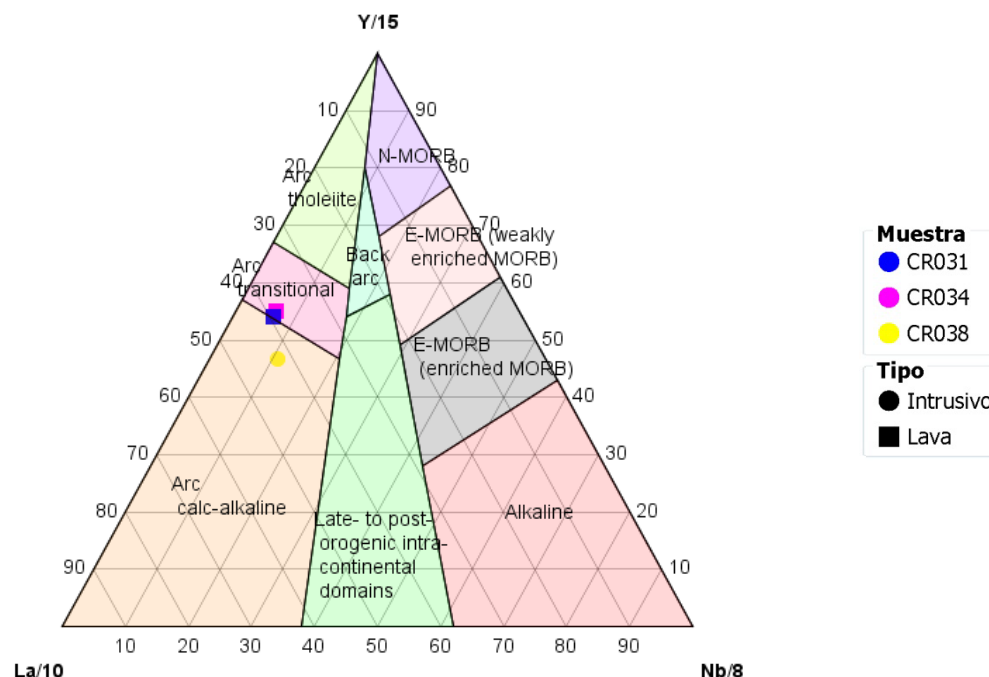


Figura 4.18: Diagrama de discriminación tectónica de Cabanis y Lecolle (1989) para rocas básicas a intermedias de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones. N-MORB: Normal mid-oceanic ridge basalt; E-MORB: Enriched mid-oceanic ridge basalt.

En el diagrama Th/Yb vs Ta/Yb de la Figura 4.19 se incluyeron todas las muestras analizadas. En él se observa que las más básicas (CR031, CR034 y CR038) se ubican en el campo de arco oceánico calcoalcalino de Pearce (1983). Las muestras ácidas (CR020, CR024, CR039, CR044, CR046 y CR047) se agrupan en el campo definido por Gorton y Schandl (2000) para rocas formadas en márgenes continentales activos, cercanas al límite del campo para rocas formadas en arcos oceánicos. En el diagrama Th/Ta vs Yb de Gorton y Schandl (2000) para rocas intermedias y ácidas, las muestras se ubican en los campos definidos para rocas formadas en márgenes continentales activos y arcos oceánicos.

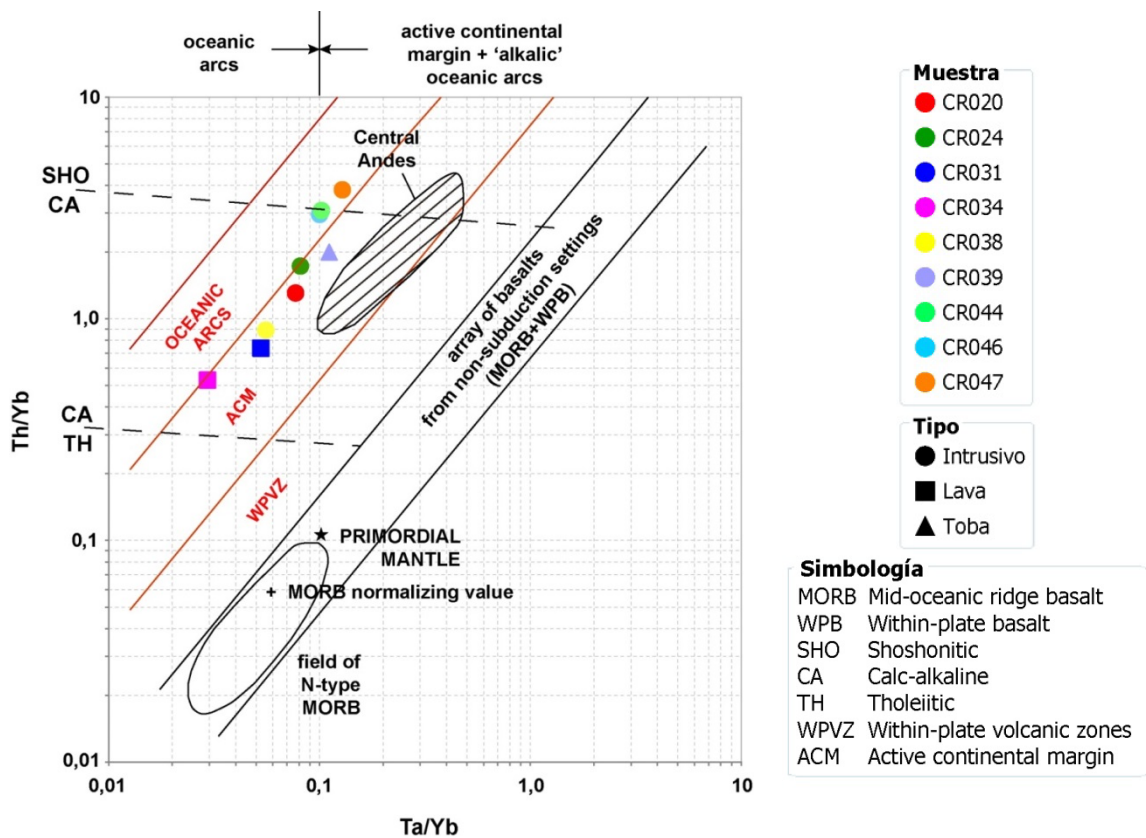


Figura 4.19: Diagrama de discriminación tectónica Th/Yb vs Ta/Yb para rocas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones. Los campos tectónicos en negro representan las zonas definidas por Pearce (1983) para rocas basálticas. Los campos tectónicos en rojo son los definidos por Gorton y Schandl (2000) para rocas ácidas e intermedias.

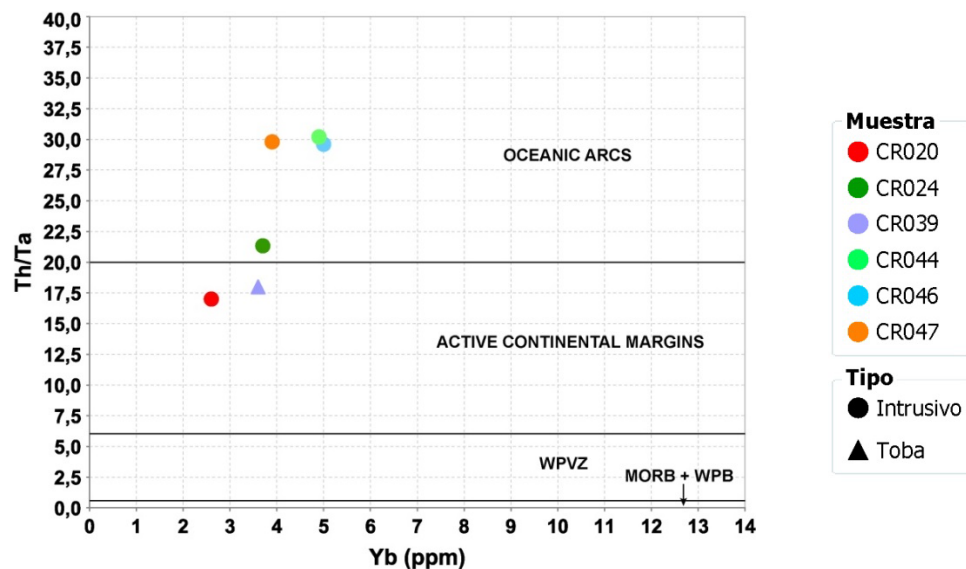


Figura 4.20: Diagrama de discriminación tectónica Th/Ta vs Yb de Gorton y Schandl (2000) para rocas intermedias y ácidas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones. WPVZ: within-plate volcanic zone; MORB: mid-oceanic ridge basalt; WPB: within-plate basalt.

4.4 Discusión y Consideraciones Petrogenéticas

De lo expuesto anteriormente se desprende que en general las muestras presentan características típicas de magmas generados en zonas de subducción, con patrones en los diagramas multielemento enriquecidos en elementos LILE por sobre elementos HFSE y una marcada fosa Nb-Ta. A su vez, el diagrama AFM indica para estas rocas afinidad calcoalcalina y los diagramas de discriminación tectónica basados en elementos traza clasifican las muestras como afines a volcanismo de arco calcoalcalino de margen continental activo a arco oceánico, apoyando la signatura de arco para la unidad.

Analizando los contenidos de sílice de las muestras se observa que estas varían entre andesitas basálticas, dacitas y riolitas, con ausencia de rocas con contenidos de sílice entre 54% y 64%. Esto sugiere un carácter bimodal para las rocas ígneas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones. En el trabajo de campo, este carácter se encuentra reflejado en abundantes afloramientos de intrusivos riolíticos con y sin disyunción columnar, lavas ácidas bandeadas y tobas vítreas a líticas (64%-77% de sílice). El extremo básico de la serie está representado por lavas e intrusivos andesítico-basálticos con contenidos de sílice menores a 54%, caracterizados por la frecuente presencia de olivino.

La geoquímica descrita de las muestras estudiadas de los Estratos del Cordón de los Ratones permite además inferir una historia de cristalización y evolución común de sus rocas volcánicas al presentar patrones coherentes en los diagramas multielemento y patrones paralelos en los diagramas de REE. Esto sugiere una evolución magmática afín del grupo de muestras, en la cual las tendencias de los elementos mayores sugieren el fraccionamiento de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno a partir de magmas primarios similares, lo que se infiere además de la mineralogía principal observada en los cortes transparentes de las muestras.

La cristalización temprana estaría dominada por fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno hasta al menos un 54% de contenido de sílice, porcentaje en el cual el decrecimiento de los valores de Cr y Ni se detiene, obteniendo concentraciones mínimas, iguales o menores a 10 ppm para ambos elementos, y en el cual la tendencia fuertemente decreciente del MgO cambia a decreciente. El fraccionamiento de clinopiroxeno continuaría posterior al 54% de sílice, lo que se ve reflejado en el decrecimiento de Sc y V hasta un 67-73% de contenido de sílice. Esta fase también sería responsable, en parte, del empobrecimiento en MgO, Co y CaO con el contenido de sílice de la serie.

El fraccionamiento de plagioclasa se evidenciaría a partir de un 65-67% de sílice reflejado en las anomalías negativas de Eu que aumentan con el contenido de sílice (Figura 4.12). La ausencia de anomalías negativas de Eu en las muestras básicas a intermedias podría indicar un fraccionamiento de plagioclasa en condiciones de alta fugacidad de oxígeno, o bien, que la plagioclasa no es una fase importante en la secuencia de la cristalización en los productos básicos de la serie. Sin embargo, esta última hipótesis se descartaría dada la abundante presencia de

fenocristales de plagioclasa en las muestras y los patrones decrecientes con el contenido de sílice del Al_2O_3 y del CaO en los diagramas de Harker, coherentes con la cristalización de este mineral en etapas tempranas.

Los contenidos de FeO_t , expresado como Fe_2O_3 , decrecen continuamente con el contenido de sílice, consistente con el fraccionamiento de olivino y con la presencia de minerales opacos en las muestras. Esto sugiere la cristalización continua de óxidos de Fe-Ti, como magnetita e ilmenita, apoyada por la disminución de TiO_2 con el contenido de sílice y la ausencia de patrones toleíticos en la serie.

En las muestras de composición riolítica hay una amplia presencia modal de circones, lo que no ocurre en las rocas básicas a intermedias estudiadas. Esto refleja una cristalización tardía de aquel mineral. Como no se observa un empobrecimiento de Zr en el diagrama de Harker de este elemento (Figura 4.7), el fraccionamiento de circones no sería un proceso importante dentro de la secuencia de cristalización de la serie. En cuanto al apatito, se puede inferir fraccionamiento de este mineral a partir de un 64% de sílice, desde donde se observa un cambio en las concentraciones del P_2O_5 que disminuye sistemáticamente en los miembros más ácidos (Figura 4.4). Esto es consistente con la presencia modal del mineral en las muestras ácidas.

La muestra CR038 presenta los valores más altos de MgO , FeO_t , #Mg y de elementos compatibles. Esto indicaría que se trata de la muestra más primitiva de la serie, o bien podría corresponder a un cumulado máfico. El alto porcentaje modal de olivino en la muestra sugiere que se trata de la segunda hipótesis.

Respecto a los intrusivos riolíticos (muestras CR044, CR046, CR047), estos presentan un enriquecimiento en el contenido de Cr, Ni y Co respecto a las muestras de composición dacítica e incluso a algunas de las muestras más básicas de la serie. Esto es consistente con la presencia de mineralización cúbica alterada a jarosita y goetita, la que podría corresponder a pirita secundaria.

Los patrones de REE muestran pendientes relativamente planas con razones La_N/Yb_N menores a 6, lo que apoya la existencia de fraccionamiento de una mineralogía de baja presión. Además, la ausencia de un empobrecimiento en MREE en los patrones de REE de las muestras básicas y las bajas razones de Sm_N/Yb_N (≤ 2) indicarían una ausencia de anfíbola y granate como fases en fraccionamiento y/o fases residuales en la fuente de los magmas.

Los contenidos máximos de Cr y Ni en las muestras son altos, pero estos corresponden a las muestras CR038 y CR047 que se pueden clasificar como anomalías dentro de la serie de muestras, pues la primera posee un alto porcentaje modal de olivino, y la segunda, junto con las muestras CR044 y CR046, posee mineralización, posiblemente, de pirita secundaria. Al descartar estas muestras del análisis, los contenidos máximos de Cr y Ni serían 30 ppm y 20 ppm respectivamente.

Los patrones de HFSE en diagramas multielemento normalizados al N-MORB indicarían que la fuente de los magmas correspondería a un manto lherzolítico de espinela, similar a lo reportado por Nyström *et al.*, (2003) para la Formación Abanico a los ~33°S.

Las características geoquímicas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones, en general, sugieren una fuente correspondiente a una lherzolita de espinela y una evolución magmática posterior dominada por una secuencia de cristalización en condiciones de baja presión. Las razones La/Yb observadas en la Figura 4.13 son similares a las reportadas para los 36-37°S de la Zona Volcánica Sur donde se tiene un espesor cortical de 35- 40 km (Tassara *et al.*, 2006; Kay *et al.*, 2005). A partir de esto es posible inferir un espesor cortical de unos 30-40 km para la época, similar a lo reportado para la Formación Abanico (e.g. Kay *et al.*, 2005; Nyström *et al.*, 2003).

5. DISCUSIÓN

5.1 Generalidades

En el presente capítulo se discuten las principales características de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones descritas en los capítulos 3 y 4 para comprender su ambiente de origen. Además, se comparan algunos rasgos geoquímicos destacables de la unidad con los de formaciones cenozoicas cercanas al área de estudio, esto con el fin de estudiar posibles cambios en la evolución del magmatismo en esta localidad. A partir del análisis de la edad de esta unidad, de sus características estratigráficas, petrológicas y geoquímicas, y de las correlaciones propuestas por otros autores, se discute el contexto geodinámico de formación para los depósitos de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones, y el rol de dicha unidad en la evolución del volcanismo en el margen Andino.

5.2 Características de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones

5.2.1 Aspectos Generales

El carácter volcanosedimentario de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones, sus características geoquímicas y las edades obtenidas en este trabajo permiten establecer que esta unidad forma parte del arco volcánico del Eoceno medio. La presencia de domos e intrusivos en el nivel superior de la sucesión sugiere que esta correspondería a facies de un complejo de caldera (Sellés y Gana, 2001). Los depósitos volcanosedimentarios, algunos formados a partir de las tobas que se encuentran en parte retrabajadas, dan cuenta de procesos de erosión sincrónicos con la actividad eruptiva de este periodo.

Los patrones paralelos en los diagramas de REE y la mineralogía presente en los cortes transparentes sugieren una evolución común de estas rocas a partir de procesos de cristalización fraccionada. Los diagramas de razones de elementos traza señalan que la fuente mantélica estaría enriquecida respecto al N-MORB con el componente de subducción (elementos LILE y LREE). Los patrones de HFSE paralelos y cercanos al N-MORB en los diagramas multielemento sugieren que la fuente de los magmas correspondería a un manto lherzolítico de espinela. Las razones La/Yb son menores a las reportadas para la Zona Volcánica Sur a la misma latitud, similares a las reportadas para la latitud 36-37°S, en que se tiene un espesor cortical de 35-40 km, y a las reportadas para la Formación Abanico. Esto señala que las rocas de los Estratos del Cordón de los Ratones se habrían formado bajo una corteza de 30-40 km de espesor.

5.2.2 Petrografía

Las muestras analizadas petrográficamente correspondientes a la unidad Estratos del Cordón de los Ratones destacan por dividirse en dos grupos texturales y mineralógicos, esto asociado al carácter bimodal que se discute en la Sección 5.2.4 de este capítulo.

Los intrusivos y lavas del grupo más básico se caracterizan por presentar fenocristales de plagioclasa, piroxeno y olivino, mientras que el grupo ácido se caracteriza por contener fenocristales de plagioclasa y piroxeno, inmersos en una masa fundamental con texturas de desvitrificación o textura felsítica, entre otras.

Los patrones de REE de las muestras riolíticas analizadas en esta memoria muestran un leve empobrecimiento de MREE respecto a LREE y HREE, lo que sugiere una pequeña participación de fraccionamiento de anfíbol en su evolución. A pesar de esto, no se observaron cristales del mineral hidratado en los cortes transparentes. El contenido de fenocristales en estos intrusivos no supera el 8% del total de las muestras, y de ellas sólo en una se encontraron cristales de minerales máficos. Dichos minerales máficos estaban agrupados en un cúmulo con cristales de plagioclasa y correspondían a piroxenos alterados a clorita-sericita. Para una muestra perteneciente a los afloramientos de estos intrusivos de composición ácida, Risetto (2015) realizó una descripción petrográfica (UR0501) indicando la presencia de un cristal de hornblenda subhedral en el corte transparente, el que componía menos del 1% del total de la roca, evidenciando este leve fraccionamiento de anfíbol observado en los patrones de REE.

También se observan cristales de anfíbol en las potentes brechas y tobas que afloran en el Cordón de los Ratones, de las que no se obtuvieron cortes transparentes en este estudio, pero que Risetto (2015) describe también en su trabajo (UR0503).

5.2.3 Edad, correlaciones y extensión de la unidad

A partir de las edades obtenidas en este estudio para los Estratos del Cordón de los Ratones, es posible corroborar la edad mínima Eocena media propuesta por Fock (2005) y descartar definitivamente la correlación propuesta por Sellés y Gana (2001) entre los productos ácidos de esta unidad y la Formación Lo Valle (Campaniano tardío- Maastrichtiano). Además, se propone integrar los afloramientos datados por Fock (2005) previamente asignados por Sellés y Gana (2001) a la Formación Abanico, a la unidad. La edad Eocena media correspondería entonces a los eventos de volcanismo ácido que coronan la sucesión volcanosedimentaria, representados en terreno a través de domos, lavas ácidas bandeadas e intrusivos riolíticos con y sin disyunción columnar.

También se descarta la correlación propuesta por Persico (2016) con la Unidad Guanaco de edad Cretácico Tardío, la que aflora en el valle del río Tinguiririca, en base a la ubicación de la unidad y a la edad anteriormente asignada por Sellés y Gana (2001).

Las edades reportadas en este trabajo mantienen el hiatus observado de ~17 m.a. entre los Estratos del Cordón de los Ratones y una andesita de $26,3 \pm 0,9$ Ma (Sellés y Gana, 2001) del área de estudio, período del cual no se tiene información sobre la evolución temprana de la Cuenca de Abanico en su borde occidental (Risetto, 2015). Así mismo se mantiene también el hiatus estratigráfico de al menos 20 m.a. entre la Formación Lo Valle, de edad Maastrichtiano

tardío (72 – 65 Ma) (Gana y Wall, 1997; Fuentes, 2004) y los Estratos del Cordón de los Ratones (43 – 41 Ma) (Fock, 2005; este trabajo). Se sugiere por lo tanto la realización de nuevos estudios con el fin de datar los depósitos que subyacen al volcanismo ácido eoceno medio y así acotar la edad máxima de esta sucesión.

También se propone un estudio más acabado de los afloramientos pertenecientes a esta unidad, pues ellos han sido asignados a otras unidades en base a su similitud. Este es el caso de las rocas volcánicas del Cretácico, que al presentar una geoquímica similar a los productos de este evento magmático (Sellés, 2000a) ha sido correlacionado con los productos volcánicos ácidos de la Formación Lo Valle, la cual se distribuye al norte del área de estudio (Sellés, 2000a; Sellés y Gana, 2001; Rissetto, 2015). Así mismo, han sido asignados a los productos piroclásticos de unidades cercanas como ocurre con la toba datada por Fock (2005) en $43,0 \pm 0,4$ Ma la cual fue obtenida de un cordón de cerros asignados a la Formación Abanico (Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005). Esto podría extender la distribución de los afloramientos asociados a esta unidad, dejando de ser un evento aislado espacialmente.

5.2.4 Bimodalidad composicional de los productos ígneos

Como se mencionó en el Capítulo 4, los productos ígneos de los Estratos del Cordón de los Ratones presentan un gap composicional entre un 54% y un 64% de sílice, lo que le otorga a la unidad un carácter bimodal, con ausencia de miembros andesíticos. Si bien esta característica podría deberse a un sesgo de muestreo, las muestras analizadas en este trabajo se escogieron con el fin de abarcar todo el rango composicional de la unidad. Además, Sellés (2000a) también realizó análisis geoquímico a algunas muestras pertenecientes a la unidad Estratos del Cordón de los Ratones, que por su similitud geoquímica correlacionó con las rocas de la Formación Lo Valle (Sellés, 2000a; Sellés y Gana, 2001). Todas estas muestras fueron integradas en el diagrama de clasificación TAS, del que se obtuvo que todas corresponderían a andesitas basálticas, dacitas y riolitas, manteniéndose el gap composicional antes mencionado. El extremo ácido de la serie está representado en terreno por afloramientos de intrusivos riolíticos con y sin disyunción columnar, lavas ácidas bandeadas y tobas vítreas a líticas. En tanto el extremo básico está representado por lavas e intrusivos andesítico-basálticos caracterizados por la presencia de olivino.

El magmatismo bimodal se asocia frecuentemente a ambientes extensionales pues es común en configuraciones continentales extensionales anorogénicas (e.g. Doe *et al.*, 1982; Morata *et al.*, 2000) y en cuencas extensionales de trasarco en márgenes continentales (e.g. McCulloch *et al.*, 1994). Un caso comparable a lo observado en los Estratos del Cordón de los Ratones es el magmatismo bimodal jurásico de la Formación Mudurnu en la zona de Sakarya, al norte de Turquía, de donde Genç y Tüysüz (2010) obtuvieron firmas típicas de ambientes de subducción, con enriquecimiento en LILE y empobrecimiento en Nb, Ta, P y Ti. El modelamiento del fundido realizado en ese trabajo para las rocas máficas, indica que posiblemente se habrían generado a partir de manto litosférico subcontinental compuesto por

lherzolita de espinela. Los datos de isotopía apuntarían a una relación genética entre los miembros félsicos y máficos, y a través de modelamiento geoquímico habrían determinado que las rocas félsicas se formaron a partir de los fundidos máficos por procesos de cristalización fraccionada. En base a estas características los autores proponen que las rocas magmáticas de la Formación Mudurnu se habrían formado en una cuenca extensional situada en una zona de subducción activa o que habría recién concluido (Genç y Tüysüz, 2010). De esta manera la Formación Mudurnu es un ejemplo de magmatismo extensional derivado de una fuente de manto empobrecido, con firmas de subducción.

En Chile se ha identificado magmatismo bimodal durante el llamado Ciclo Pre-Andino, posterior a la construcción del megacontinente Gondwana. Este ciclo se atribuye a los periodos Pérmico y Triásico, y coincide con una pausa en la deriva de Gondwana (e.g. Charrier *et al.*, 2007). Dicho periodo estacionario produjo nuevas condiciones tectónicas a lo largo del margen oeste del megacontinente lo que, sumado al colapso extensional posttectónico del orógeno del Carbonífero-Pérmico entre los 30° y 40°S (Mpodozis y Kay, 1990; Franzese y Spalletti, 2001), favoreció la acumulación de calor y de basaltos en el manto superior (el llamado “efecto frazada”), fundiendo parte de la corteza y generando grandes volúmenes de magma a lo largo del norte de la costa chilena y en los Andes chilenos y argentinos. Este volcanismo Triásico en la Cordillera de la Costa de Chile central está representado por la Formación Pichidangui, constituida por flujos de lavas ácidas y básicas con intercalaciones de cuerpos subvolcánicos y rocas sedimentarias. Las lavas poseen características geoquímicas afines a la serie toleítica. Los grupos composicionales de rocas ácidas y básicas presentan diferencias en el contenido de elementos traza inmóviles y REE, consistente con su firma isotópica (Morata *et al.*, 2000). Estas diferencias son interpretadas por Morata *et al.* (2000) como consecuencia de los distintos grados de contaminación cortical a partir de una fuente mantélica enriquecida con un componente litosférico en un ambiente extensional intracontinental seguida de cristalización fraccionada para generar fundidos ácidos y básicos.

Diversos autores han investigado la bimodalidad magmática al nivel de los procesos involucrados en la evolución de cámaras magmáticas. Por ejemplo, Bachmann y Bergantz (2008) explican que es posible generar gradientes composicionales abruptos por la interacción de dos magmas distintos, o incluso en unidades que muestran evidencia geoquímica de diferenciación *in situ*. Debido al pequeño tamaño de los cristales que se forman en los sistemas magmáticos (generalmente de 0,1 a 5 mm) y a la alta viscosidad de los fundidos ricos en sílice, la separación de cristales a partir de estos fundidos es un proceso lento, lo que se dificulta aún más si los magmas se ven sometidos a mezcla convectiva. Es por esto que la separación entre cristales y el fundido se ve favorecida cuando la convección se detiene, lo que generalmente ocurre al alcanzar un contenido de cristales aproximado de 50% en volumen (Bachmann y Bergantz, 2004). Por tanto, la ventana de cristalinidad más favorable para la separación ocurre a una cristalinidad de alrededor del 50-60% en volumen de cristales, cuando la convección se ha detenido pero el sistema está lo suficientemente permeable para que el fundido intersticial sea expulsado del

enrejado cristalino. De esta manera el fundido intersticial de baja densidad puede acumularse sobre el enrejado de cristales, como una capa libre de cristales y de una composición más evolucionada respecto a la capa subyacente. Finalmente, la erupción de ambas capas, primero la libre de cristales de composición más ácida y luego la que contiene el enrejado cristalino de una composición básica, dará paso a productos volcánicos de composición bimodal.

Es importante agregar que, en Argentina, durante el Cretácico Tardío y el Paleógeno se desarrollaron en la provincia de Neuquén dos cinturones volcánicos andesíticos diferentes: el cinturón andesítico Naunauco de edad Cretácico Tardío-Eoceno (Llambías y Aragón, 2011), ubicado al norte de la provincia, y el cinturón andesítico Pilcaniyeu de edad Eoceno temprano-Eoceno medio (Llambías y Aragón, 2011), ubicado en la parte sur de la provincia de Neuquén. Este último es predominantemente extrusivo, con tendencia bimodal y desarrollo de calderas en sus términos más silíceos. Su mineralogía principal consiste en plagioclasa y piroxeno, y posee bajas razones Ba/Nb. En cambio, el cinturón andesítico Naunauco está formado por una facies intrusiva y otra extrusiva, posee una única moda estadística composicional, su mineralogía principal consiste en plagioclasa y anfíbol, y presenta mayores razones Ba/Nb. Ambos cinturones son subalcalinos con una impronta calcoalcalina definida y con potasio moderado. Llambías y Aragón (2011), de acuerdo con sus características geológicas y geoquímicas, relacionan el cinturón Naunauco con ambientes de arco magmático, a diferencia del cinturón Pilcaniyeu, el que aproximan a la actividad magmática desarrollada en ambientes tipo *rift* en el antepaís. Gran parte del magma máfico de este cinturón llegó a la superficie directamente, sin estaciones intermedias en la corteza y fue eminentemente efusivo. El magma más silíceo, por el contrario, constituyó cámaras magmáticas intermedias en los niveles superiores de la corteza, siendo predominantemente explosivo (Llambías y Aragón, 2011). Dicho cinturón además se desarrolló en una franja de extensión que dio lugar a la cuenca de Ñirihuau, formando parte de los niveles basales de esta misma. La presencia de fallas directas controlando los niveles basales del desarrollo de la cuenca, indicaría que su depositación estuvo asociada a extensión cortical, emplazada en un ambiente rígido, con deformación frágil (Llambías y Aragón, 2011). Los depósitos del cinturón andesítico Pilcaniyeu son, por lo tanto, evidencia de magmatismo bimodal durante el Eoceno, pero este se encuentra desplazado unos 600 km más al sur del área de estudio, por lo que no es posible establecer una correlación directa con los depósitos de los Estratos del Cordón de los Ratones.

La geoquímica descrita en el Capítulo 4 de las muestras estudiadas de los Estratos del Cordón de los Ratones permite inferir una historia de cristalización y evolución común de sus rocas ígneas al presentar patrones coherentes en los diagramas multielemento y patrones paralelos en los diagramas de REE. Esto sugiere que el grupo composicional ácido sería comagmático con el grupo composicional más básico.

Las muestras de los Estratos del Cordón de los Ratones presentan características típicas de subducción, similar al caso de la Formación Mudurnu asociada a ambiente extensional, y la evidencia de magmatismo bimodal relacionado a ambiente de *rift* durante el Eoceno en el margen

occidental del continente, permiten la posibilidad de considerar el magmatismo bimodal de la unidad como resultado de un ambiente extensional durante aquella época.

La formación de los magmas bimodales del Triásico en Chile, donde la acumulación de basaltos en el manto superior habría provocado la fusión de la corteza, implica un engrosamiento cortical significativo. Para la bimodalidad de los Estratos del Cordón de los Ratones no es posible aplicar esta hipótesis pues se descarta en base a la geoquímica obtenida en este trabajo, la que indica que la unidad se habría generado sobre un espesor cortical no superior al actual en el área de estudio. Además, la escasez de afloramientos pertenecientes al Eoceno medio en la zona no es coherente con los grandes volúmenes de magma que debiesen generarse por fusión cortical a partir de la acumulación de basaltos en el manto superior.

Si bien es posible que la bimodalidad de la unidad se haya generado a partir de los procesos descritos por Bachmann y Bergantz (2008) al interior de una cámara magmática, en aquel trabajo los procesos se describen en base a una serie volcánica estratificada muy fina y bien determinada. En cambio, las series que se describen en esta memoria para los Estratos del Cordón de los Ratones no se muestran continuas por lo que no es posible corroborarlo a partir de las observaciones en terreno.

Por otro lado, tampoco es posible descartar la influencia de asimilación cortical en la generación de los miembros de composición ácida de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones. La determinación del aporte cortical en el magmatismo de la unidad se encuentra fuera del alcance de esta memoria, por lo que se la propone para estudios posteriores. Específicamente se sugiere la realización de análisis isotópicos, por ejemplo, de Sr-Nd. También se propone un análisis más acabado de la continuidad espacial de los afloramientos de la época que pudieran presentar características similares a lo largo del límite chileno-argentino para corroborar o bien descartar una posible relación con los Estratos del Cordón de los Ratones.

5.3 Comparación de rasgos geoquímicos

5.3.1 Aspectos Generales

En esta sección se presenta un análisis y una comparación de los resultados geoquímicos obtenidos en esta memoria con aquellos recopilados de Sellés (1999), Sellés (2000a) y Nyström *et al.* (2003) de muestras cercanas a la zona de estudio asignadas por estos autores a las formaciones Farellones y Abanico, y a la unidad Estratos del Cordón de los Ratones (Figura 5.1, las muestras de Sellés (2000a) no poseen ubicación). Algunas de las muestras consideradas poseen dataciones radiométricas con edades que van desde los ~30 Ma a los ~16 Ma, las que disminuyen progresivamente de oeste a este.

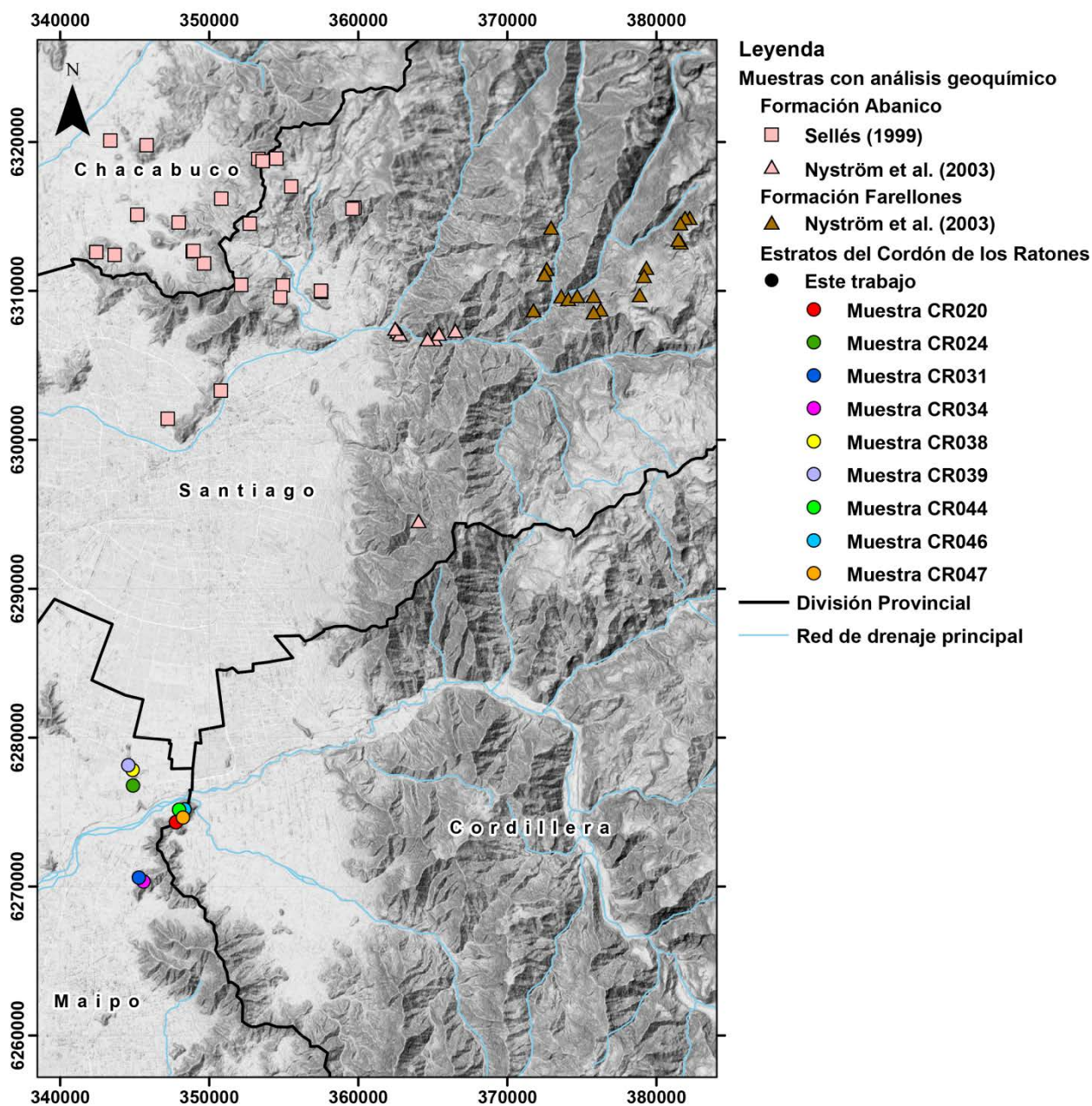


Figura 5.1: Mapa con ubicación de muestras con análisis geoquímico asignadas a los Estratos del Cordón de los Ratones (este trabajo), a la Formación Abanico (Sellés, 1999; Nyström *et al.*, 2003) y a la Formación Farellones (Sellés, 1999).

5.3.2 Razones de elementos traza incompatibles de interés petrogenético

Las razones LILE sobre HFSE son útiles para estudiar aspectos como variaciones en el componente de subducción, la participación de componentes corticales en la evolución de los magmas, diferencias en el grado de fusión parcial o diferencias en la fuente. En esta sección se presentan algunas razones de elementos traza, LILE/HFSE y, específicamente, LILE/LREE, de las muestras obtenidas en este trabajo y de resultados recopilados de otros estudios para contrastar y analizar las variaciones en el tiempo de estas razones. Según Pearce y Peate (1995),

en ambientes de arco, los LILE son altamente no conservativos, es decir, están controlados por el componente de subducción, mientras que los LREE son moderadamente no conservativos.

Los diagramas de variación de elementos LILE respecto al La, Rb vs La y K_2O vs La se presentan en la Figura 5.2 y la Figura 5.3, respectivamente. En ellos se integran resultados geoquímicos obtenidos en esta memoria en conjunto con los reportados por Sellés (1999) y Nyström *et al.* (2003) para las formaciones Abanico y Farellones, y por Sellés (2000a) para la unidad Estratos del Cordón de los Ratones.

En ambos diagramas (Figura 5.2 y Figura 5.3) se observa una correlación positiva de los datos, manteniendo razones relativamente constantes para cada grupo de rocas. Se observa que las razones de LILE/LREE de las muestras de la Formación Abanico disminuyen drásticamente respecto a las de los Estratos del Cordón de los Ratones. Las muestras de la Formación Farellones presentan valores mayores que las de la Formación Abanico, y mayores a su vez que las de los Estratos del Cordón de los Ratones.

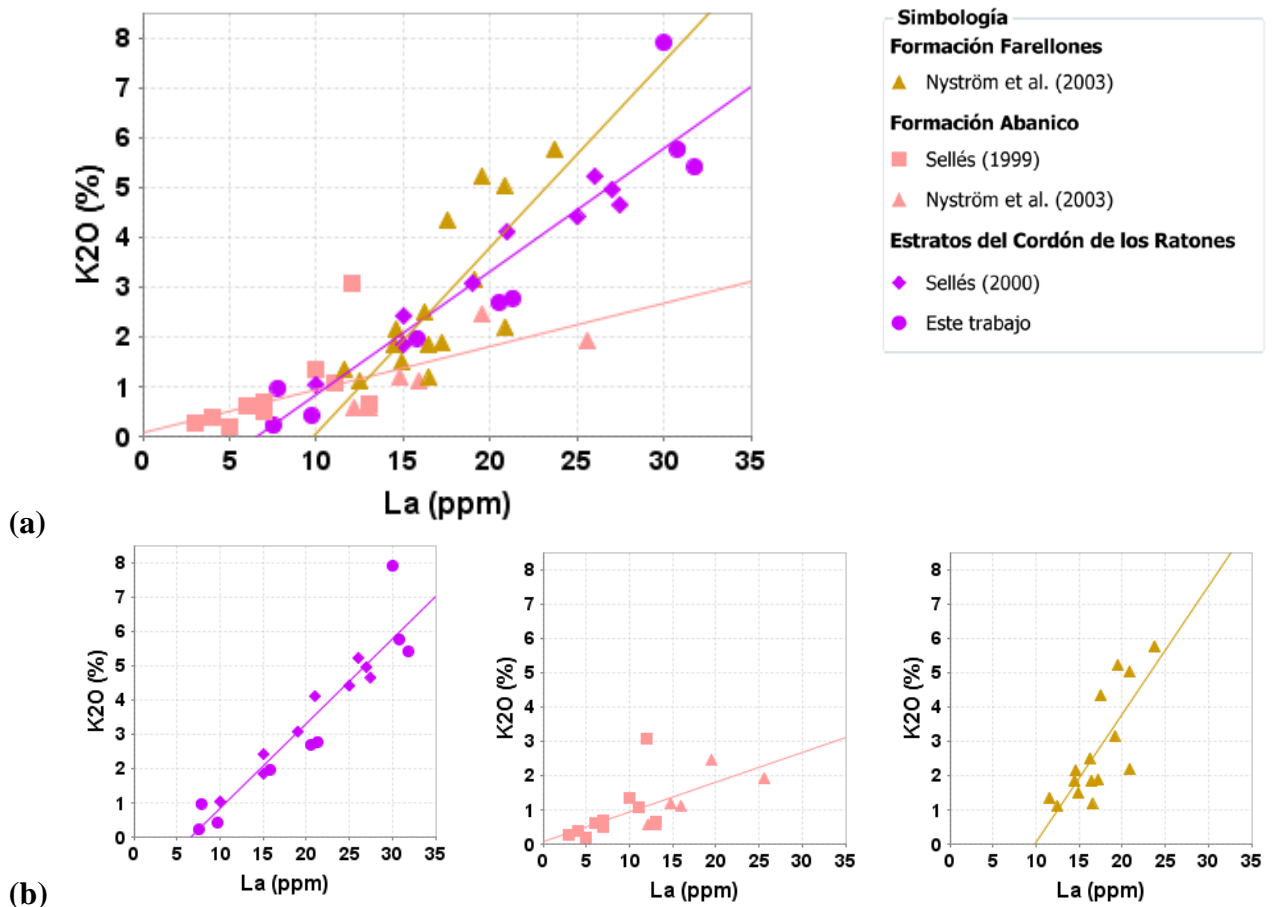


Figura 5.2: (a) Diagrama K_2O vs La con valores reportados para muestras de los Estratos del Cordón de los Ratones (Sellés, 2000a; este trabajo), y de las formaciones Abanico y Farellones (Sellés, 1999; Nyström *et al.*, 2003). Se despliega la línea de tendencia para cada grupo de muestras. (b) Los mismos diagramas por separado.

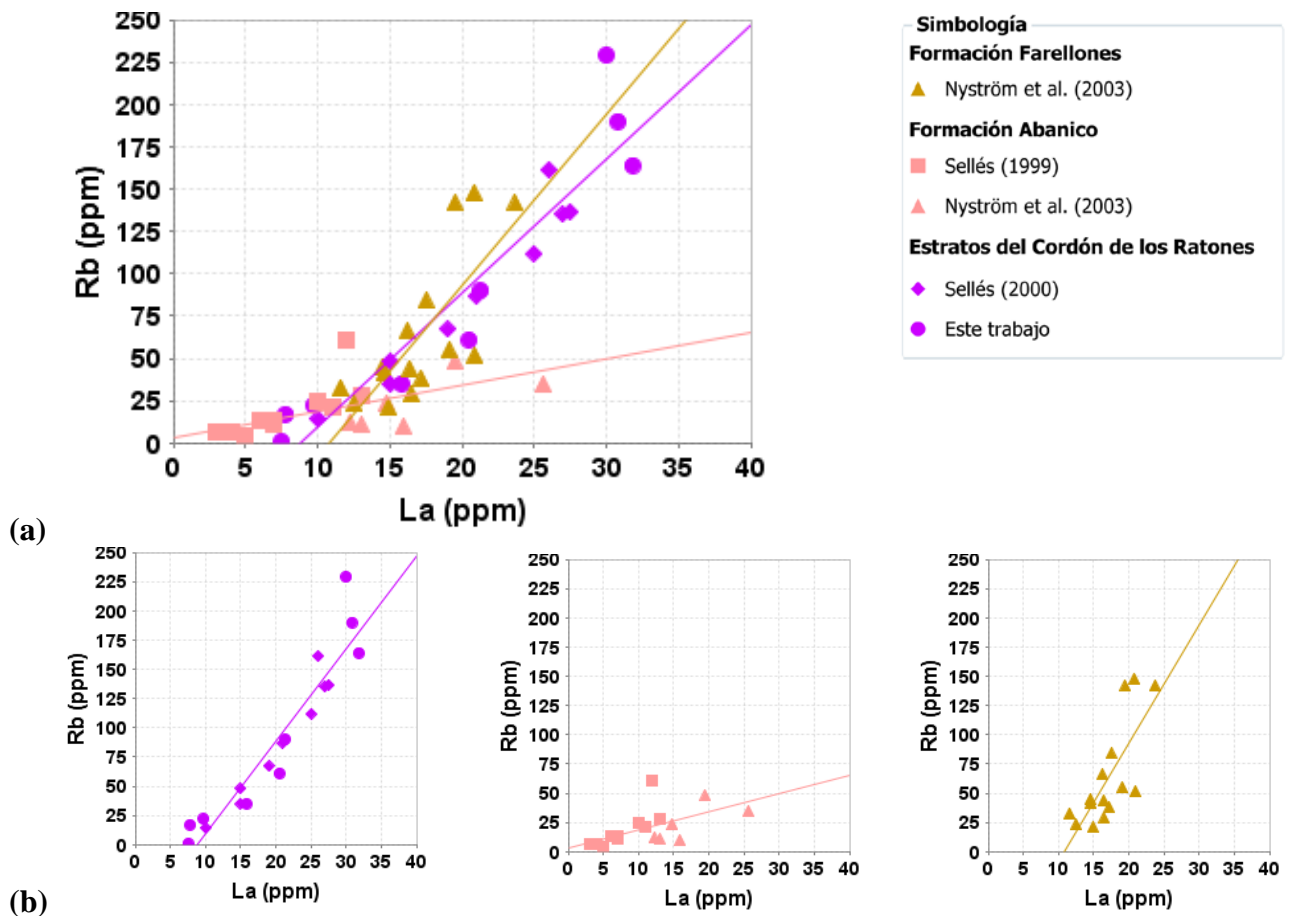


Figura 5.3: (a) Diagrama Rb vs La con valores reportados para muestras de los Estratos del Cordón de los Ratones (Sellés, 2000a; este trabajo), y de las formaciones Abanico y Farellones (Sellés, 1999; Nyström *et al.*, 2003). Se despliega la línea de tendencia para cada grupo de muestras. (b) Los mismos diagramas por separado.

En la Figura 5.4 se presenta la distribución de las razones de La_N/Yb_N para cada agrupación de muestras. Se observa que la Formación Farellones posee un rango mucho más amplio de razones La_N/Yb_N que la Formación Abanico y que los Estratos del Cordón de los Ratones. Estos últimos presentan un rango más acotado, con valores entre el mínimo de la Formación Abanico y el máximo de la Formación Farellones. La Formación Abanico es la que presenta los valores más bajos de esta razón. Esto indicaría un mayor espesor cortical para la Formación Farellones, y un menor espesor cortical y similar para la Formación Abanico y los Estratos del Cordón de los Ratones.

En Figura 5.4 se presentan además los diagramas La_N/Yb_N vs SiO_2 y La_N/Sm_N vs SiO_2 en los que los grupos de muestras forman tendencias crecientes con una baja dispersión, exceptuando las muestras de la Formación Farellones que presenta una dispersión mayor. Lo mismo ocurre en el diagrama de razones Sm_N/Yb_N vs SiO_2 , sólo que los patrones de esta razón muestran tendencias decrecientes. Los valores mínimos de estas tres razones para distintas composiciones de sílice corresponden a la Formación Abanico, y los máximos a la Formación Farellones. Las muestras asociadas a los Estratos del Cordón de los Ratones poseen valores

comprendidos entre ambas formaciones, muy cercanos a los de la Formación Abanico. En el caso de los diagramas La_N/Sm_N vs SiO_2 y Sm_N/Yb_N vs SiO_2 , las muestras de la Formación Farellones despliegan tendencias con pendientes mucho más pronunciadas lo que podría indicar un importante fraccionamiento de anfíbol. Además, las razones La_N/Yb_N y Sm_N/Yb_N son altas para bajos contenidos de sílice lo que sugiere estabilidad de anfíbol en la fuente para esta formación.

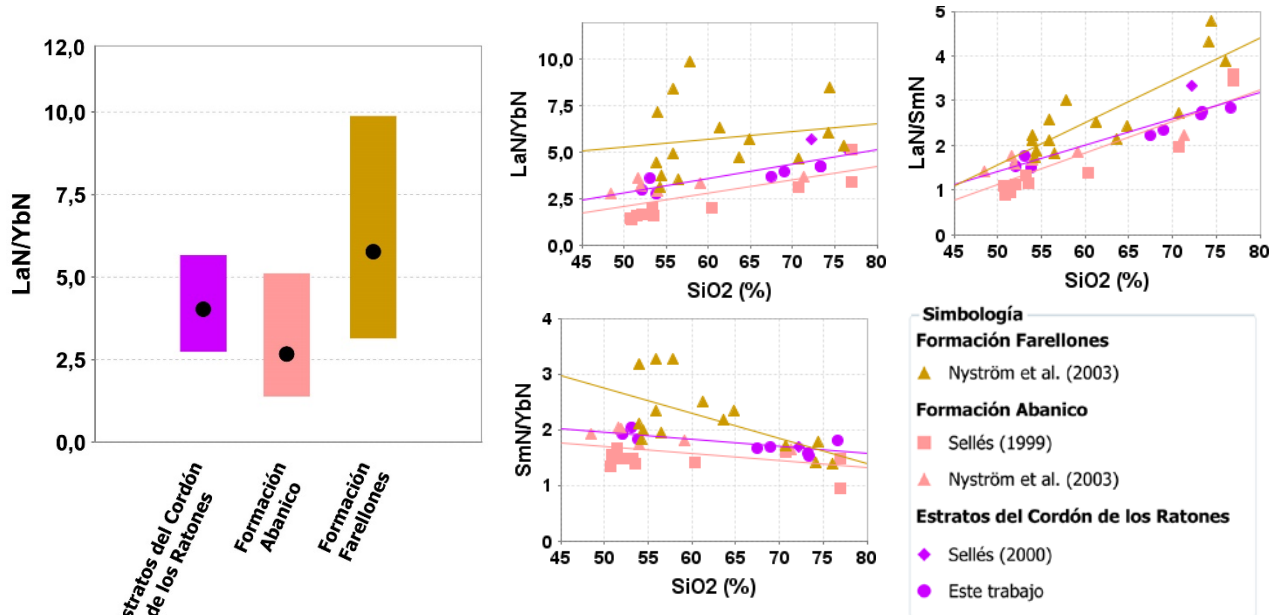


Figura 5.4: Diagramas con razones La_N/Yb_N (las barras representan el rango de las razones y los círculos negros representan los valores promedio para cada grupo de muestras), La_N/Yb_N vs SiO_2 , Sm_N/Yb_N vs SiO_2 y La_N/Sm_N vs SiO_2 con valores reportados para muestras de los Estratos del Cordón de los Ratones (Sellés, 2000a; este trabajo), y de las formaciones Abanico y Farellones (Sellés, 1999; Nyström *et al.*, 2003). Estos datos se encuentran agrupados según su edad de formación.

Asumiendo un componente de subducción similar durante el Cenozoico, la diferencia en los patrones de LILE/LREE para los tres grupos de muestras considerados podría ser explicada por distintos grados de contaminación cortical. La diferencia de incompatibilidad y movilidad de estos elementos produciría razones altas de LILE/LREE para una mayor asimilación cortical y razones bajas para una menor asimilación cortical. En el caso de la Formación Abanico se tienen razones LILE/LREE más bajas que para los Estratos del Cordón de los Ratones, los que a su vez presentan razones LILE/LREE más bajas que la Formación Farellones, lo que implicaría una menor asimilación cortical para la primera formación, una asimilación cortical media para la unidad Estratos del Cordón de los Ratones, y una mayor asimilación cortical para la Formación Farellones. Esta situación es coherente con los espesores corticales relativos que pueden inferirse a partir de las razones La_N/Yb_N , de manera que a menores espesores corticales, se tiene menor asimilación cortical, como lo es el caso de la Formación Abanico, y a mayores espesores corticales se tiene una mayor asimilación de corteza, situación que bien representa la Formación Farellones.

Otra manera de explicar estas diferencias en las razones LILE/LREE es en base a variaciones en el grado de fusión parcial. Para mayores grados de fusión parcial se tendrían bajas razones de LILE/LREE, y para bajos grados de fusión parcial se generarían altas razones. Esto concuerda con los volúmenes de los depósitos observados en terreno, donde la Formación Abanico que tiene bajas razones LILE/LREE posee abundantes depósitos asociados a una mayor actividad magmática por altos grados de fusión parcial. A su vez, la Formación Farellones y los Estratos del Cordón de los Ratones poseen un volumen de depósitos más acotado, concordante con las altas razones LILE/LREE y con un menor grado de fusión parcial.

Para razones de elementos HFSE de distinta compatibilidad, como lo es la razón Zr/Y (Figura 5.5), los Estratos del Cordón de los Ratones y la Formación Farellones muestran valores más altos que la Formación Abanico, lo que es coherente con un menor grado de fusión parcial y una mayor asimilación cortical propuestos para los Estratos del Cordón de los Ratones en relación a la Formación Abanico.

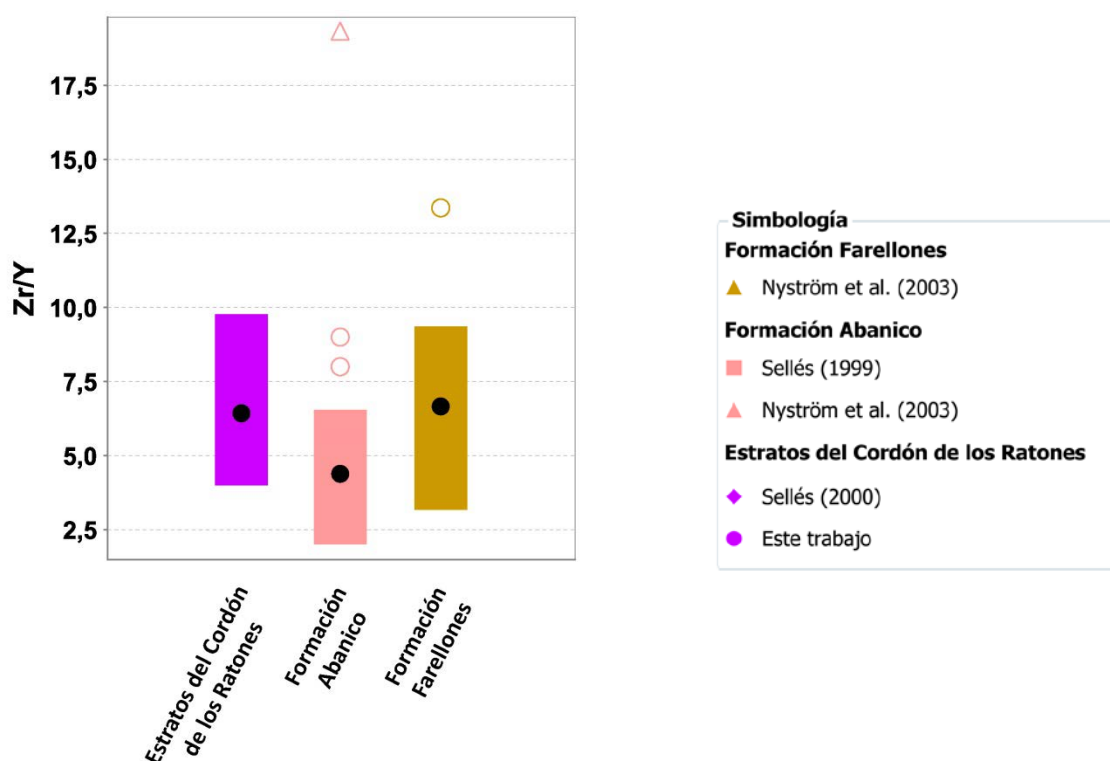


Figura 5.5: Diagrama con razones Zr/Y. Las barras representan el rango de las razones y los círculos negros representan los valores promedio para cada grupo de muestras. Las figuras sin relleno representan los valores *outliers* que no se consideraron.

5.4 Relación de los Estratos del Cordón de los Ratones con la Cuenca de Abanico

Fock (2005), Charrier *et al.* (2009) y Rissetto (2015) proponen que los depósitos de los Estratos del Cordón de los Ratones corresponderían a los más antiguos de la Cuenca de Abanico en esta zona de Chile. Charrier *et al.* (2009) señala además que durante el Eoceno medio habría comenzado la exhumación de las rocas mesozoicas de la Cordillera de la Costa, basado en edades

por trazas de fisión en cristales de apatito (Farías *et al.*, 2008) de rocas cretácicas que conforman el borde de esta cordillera. Dicha exhumación la relaciona con el alzamiento del borde oeste de la Cuenca de Abanico al iniciarse la extensión (alzamiento de las “hombreras” del graben).

Por otro lado, Muñoz-Sáez *et al.* (2014) proponen que los Estratos del Cordón de los Ratones serían más antiguos que el desarrollo de la Cuenca de Abanico en esta localidad. Esto a partir de la discordancia angular propuesta por Sellés y Gana (2001), del hiatus de ~17 m.a. entre esta unidad y la Formación Abanico, y de que algunos de los afloramientos de la unidad se encontrarían al oeste de la falla Portezuelo de Chada.

Es importante señalar que el contacto entre la unidad Estratos del Cordón de los Ratones y la Formación Abanico sólo ha sido descrito como tectónico y que la discordancia angular se propuso en base a evidencias indirectas: la discontinuidad de pliegues e intrusiones de la unidad al pasar a la Formación Abanico (Sellés y Gana, 2001).

La similitud de algunos rasgos geoquímicos de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones y de la Formación Abanico como lo son las bajas razones La_N/Yb_N , los patrones de REE planos para las rocas más básicas y los patrones de elementos HFSE en diagramas multielemento paralelos al N-MORB, sugieren que estas rocas se habrían generado en un ambiente tectónico similar al de las rocas de dicha formación, pero con un menor grado de fusión parcial y una mayor contaminación cortical, evidenciado por una diferencia en las razones LILE/LREE y Zr/Y.

Las edades más antiguas asociadas a la Formación Abanico cercanas al área de estudio corresponden a ~30 Ma (Nyström *et al.*, 2003), mientras que las muestras analizadas en este trabajo poseen edades comprendidas entre los ~42 y ~36 Ma, exceptuando dos intrusivos (CR020 y CR038) que no tienen edades asociadas, pero que en base a las características petrográficas y geoquímicas descritas en Sellés y Gana (2001), lo más probable es que correspondan a la unidad Intrusivos Hipabisales del Eoceno tardío-Mioceno temprano (intermedio-básicos), interpretados como conductos alimentadores de la Formación Abanico (Kay y Kurtz, 1995; Sellés, 1999, 2000a). En la Sección 4.4, en base al estudio de los resultados de los análisis geoquímicos realizados, se concluyó un origen cogenético para las muestras analizadas en este trabajo, coherentes con una evolución común de estas rocas a partir de procesos de cristalización fraccionada. Es por esta razón que los intrusivos sin edades estimadas se consideraron parte de los Estratos del Cordón de los Ratones. Si dichos intrusivos tienen edades más jóvenes que 36 Ma y están correlacionados con la unidad de intrusivos antes mencionada, esto apoyaría sustancialmente el que los Estratos del Cordón de los Ratones y la Formación Abanico correspondieran a distintas etapas del mismo evento.

Por estas razones, se propone que los Estratos del Cordón de los Ratones corresponderían a las etapas iniciales de la extensión de la Cuenca de Abanico.

5.5 Modelo de evolución paleogeográfica

En base a los antecedentes expuestos previamente, se propone el modelo de evolución paleogeográfica de la Figura 5.6.

5.5.1 Eoceno medio

Comienza la depositación de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones, controlada por la falla Portezuelo de Chada, producto de un bajo grado de fusión parcial, en una corteza levemente engrosada por la orogenia previa, en la cual se habría depositado la Formación Las Chilcas. Esto habría provocado una contaminación cortical media. Durante esta etapa comenzaría la extensión de la Cuenca de Abanico a esta latitud.

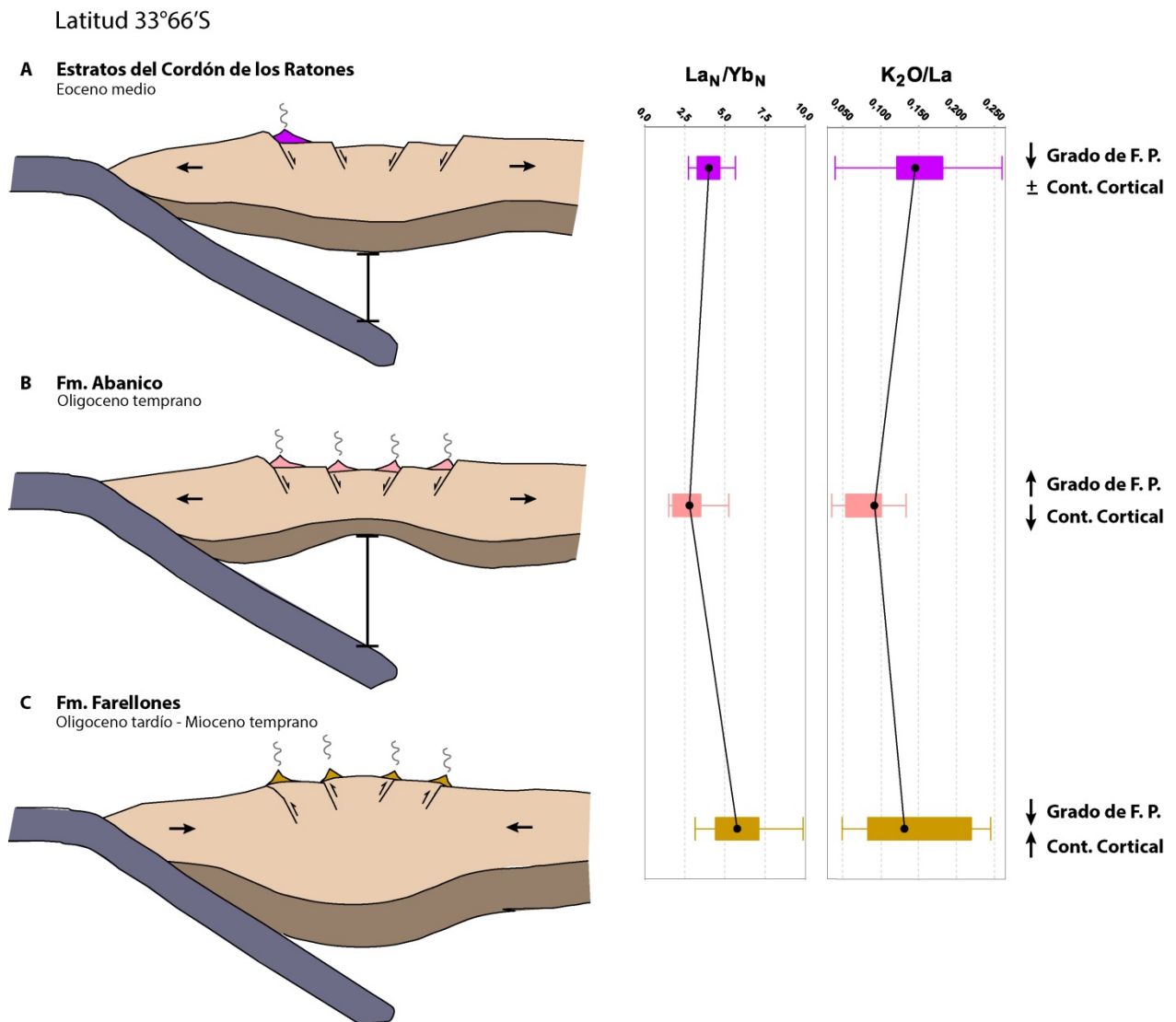


Figura 5.6: Perfil esquemático de la evolución paleogeográfica y tectónica a los ~33°S. A la derecha se presentan las razones La_N/Yb_N y K_2O/La para cada unidad y formación. Explicación en el texto.

5.5.2 Oligoceno temprano

Se deposita la Formación Abanico junto con una gran actividad magmática producto de altos grados de fusión parcial, la que se reflejaría en un intenso volcanismo. La corteza durante esta época sería más delgada que en la etapa anterior, producto de lo cual la contaminación cortical sería muy baja. El aumento del grado de fusión parcial podría ser explicado por un mayor volumen de manto para fundir sobre el slab, a diferencia de la etapa previa, en la que la corteza habría tenido un mayor espesor.

5.5.3 Oligoceno tardío - Mioceno temprano

Comienza a depositarse la Formación Farellones durante un proceso de engrosamiento cortical. Durante esta etapa, la contaminación cortical sería mucho mayor que en las anteriores. El aumento de espesor de la corteza habría sido provocado por la inversión de la Cuenca de Abanico. Disminuye la intensidad del volcanismo debido a un menor grado de fusión parcial.

6. RESUMEN Y CONCLUSIONES

La unidad Estratos del Cordón de los Ratones, que aflora al sur de la ciudad de Santiago, está formada esencialmente por depósitos volcanosedimentarios, descrita por al menos 450 m de espesor. Estos corresponden a lavas, tobas, y brechas volcánicas, con escasas intercalaciones sedimentarias, e intrusivos hipabisales y domos. Los productos ígneos de la unidad se pueden clasificar en dos grupos según su mineralogía y texturas, lo que se refleja en la ocurrencia de lavas e intrusivos de composición andesítico-basáltica con fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa, y lavas con textura de flujo e intrusivos de composición dacítica a riolítica con fenocristales de piroxeno y plagioclasa, lo que le otorga a la unidad un marcado carácter bimodal. Las edades obtenidas en este trabajo permiten, además corroborar una edad mínima Eoceno medio para sus depósitos.

La geoquímica de las muestras analizadas confirma la bimodalidad de la unidad, con contenidos de SiO_2 (calculados con base anhidra) que varían entre 52 y 77%, y un gap composicional entre un 54% y un 64% de sílice. Estas rocas muestran características típicas de magmas de arco, con enriquecimiento de LILE sobre HFSE y una fosa Nb-Ta en los diagramas multielemento normalizados al N-MORB, afinidad apoyada por los diagramas de discriminación tectónica basados en elementos traza.

Los patrones de REE paralelos y el aumento progresivo del contenido de estos elementos con los contenidos de SiO_2 , junto con la mineralogía presente en las muestras, son coherentes con una evolución común de las rocas a partir de procesos de cristalización fraccionada. Las bajas razones de La/Yb argumentan a favor de una corteza de un espesor no superior al actual en la región de estudio, y similar al que se presenta en la ZVS a los 36-37°S, de unos 30-40 km.

Si bien las rocas ácidas de la unidad Estratos del Cordón de los Ratones presentan similitudes geoquímicas con las rocas de la Formación Lo Valle, las bajas razones de La/Yb, los patrones planos de REE para las rocas más básicas y los patrones de HFSE cercanos y paralelos al N-MORB en diagramas multielemento, indicarían que se habrían formado en condiciones similares a la Formación Abanico. Adicionalmente, relativo a esta última formación, el estudio comparativo de razones geoquímicas sugiere que el magmatismo eoceno de los Estratos del Cordón de Los Ratones estaría asociado a un mayor espesor cortical relativo, según indican las razones La/Yb, y un menor grado de fusión parcial y/o un mayor grado de contaminación cortical, según indican las razones LILE/LREE.

Dadas las características estratigráficas y geoquímicas descritas anteriormente, sumado a las edades reportadas, se concluye que la unidad Estratos del Cordón de los Ratones representa el arco volcánico del Eoceno medio en el borde occidental de la Cordillera Principal de los Andes a los 33°40'S. Sus productos volcánicos se habrían generado sobre una corteza continental de un espesor de 30-40 km, y corresponderían a los primeros depósitos de la Cuenca de Abanico en su borde occidental.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín N°9, 70 p.
- Aguirre, L., Féraud, G., Vergara, M., Carrasco, J., Morata, D., 2000. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of basic flows from the Valle Nevado stratified sequence (Farellones Formation), Andes of central Chile. Actas IX Congreso Geológico Chileno, vol. 1, p. 583-585.
- Araneda, M., Avendaño, M. S., Merlo, C., 2000. Modelo gravimétrico de la cuenca de Santiago, etapa III final. Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, vol. 2, p. 404-408.
- Bachmann, O., Bergantz, G. W., 2004. On the origin of crystal-poor rhyolites: Extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, vol. 45, p. 1565-1582.
- Bachmann, O., Bergantz, G. W., 2008. Deciphering magma chamber dynamics from styles of compositional zoning in large silicic ash flow sheets. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, Mineralogical Society of America, vol. 69, p. 651-674.
- Boyce, D., 2015. Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen Andino en Chile Central durante el Cretácico Medio-Tardío: el registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 215 p.
- Charrier, R., Wyss, A. R., Flynn, J. J., Swisher III, C. C., Spichiger, S., Zapatta, F., 1994. Nuevos antecedentes estratigráficos y estructurales para las formaciones Coya-Machalí y Abanico, entre 33°50' y 35°, Cordillera Principal Chilena. Actas VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, vol. 2, p. 1316-1319.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gana, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., Zurita, E., 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 15, p. 117-139.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J. J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., Wyss, A., 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie- Abhandlungen*, vol. 1, p. 43-77.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M. P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *Geological Society Special Publication: The Andes of Chile*, p. 21-114.

- Charrier, R., Farías, M., Makshev, V., 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile Norte y Central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 65, N°1, p. 5-35.
- Doe, B.R., Leeman, W.P., Christiansen, R.L., Hedge, C.E., 1982. Lead and strontium isotopes and related trace elements as genetic tracers in the Upper Cenozoic rhyolite-basalt association of the Yellowstone Plateau volcanic field. *Journal of Geophysical Research*, vol. 87, p. 4785-4806.
- Drake, R.E., Curtis, G., Vergara, M., 1976. Potassium-argon dating of igneous activity in the central Chilean Andes-latitude 33°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 1, p. 285-295.
- Drake, R.E., Charrier, R., Thiele, R., Munizaga, F., Padilla, H., Vergara, M., 1982. Distribución y edades K/Ar de volcanitas post-Neocomianas en la Cordillera Principal entre los 32° y 36°L.S. Implicaciones estratigráficas y tectónicas para el Meso-Cenozoico de Chile Central. *Actas III Congreso Geológico Chileno, Concepción*, vol. 1, p. D42-D78.
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., Comte, D., 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°-35°S). *Tectonics*, vol. 27, N°TC1005, 22 p.
- Flynn, J. J., Wyss, A. R., 1999. New Marsupials from the Eocene-Oligocene transition of the Andean Main Range, Chile. *Journal of Vertebrate Paleontology*, vol. 19, N°3, p. 533-549.
- Fock, A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 179 p.
- Fock, A., Charrier, R., Farías, M., Muñoz, M., 2006. Fallas de Vergencia Oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la Cuenca de Abanico (33°-34°S). *Publicación Especial Serie D de la Asociación Geológica Argentina*, p. 48-55.
- Franzese, J., Spalletti, L., 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwest Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 14, p 257-270.
- Fuentes, F., 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligoceno-miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33° S). Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 398 p.

- Fuentes, F., Vergara, M., Nyström, J.O., Levi, B., Aguirre, L., 2000. Geology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from Cuesta de Chacabuco area. *Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas*, vol. 2, p. 656-659.
- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Féraud, G., 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile Central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. *Revista Geológica de Chile*, vol. 29, N°2, p. 207-225.
- Gana, P., Wall, R., 1997. Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central (33°-33°30'S). *Revista Geológica de Chile*, vol. 24, N°2, p. 145-163.
- Genç, Ş.C., Tüysüz, O., 2010. Tectonic setting of the Jurassic bimodal magmatism in the Sakarya Zone (Central and Western Pontides), northern Turkey: a geochemical and isotopic approach. *Lithos*, vol. 118, p. 95-111.
- Godoy, E., Yañez, G., Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, vol. 306, p. 117-136.
- Godoy, E., Rayner, N., Davis, B., 2006. Edad U-Pb Cretácica Temprana de ignimbritas y andesitas en la Depresión Central, VI Región, Chile: implicancias geotectónicas. *Actas XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, p. 229-232.
- Gorton, M., Schandl, E., 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, vol. 38, p. 1065-1073.
- Kay, S.M., Kurtz, A., 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Informe Inédito para CODELCO Chile, 180 p.
- Kay, S. M., Godoy, E., Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society America Bulletin*, vol. 117, p. 67-88.
- Klohn, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. Provincias de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín N°8.
- Levi, B., Aguirre, L., Nyström, J.O, Padilla, H., Vergara, M., 1989. Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the central Chile Andes. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 7, p. 487-495.

- Llambías, E. J., Quenardelle, S., Montenegro, T., 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 16, p. 243–257.
- Llambías, E. J., Aragón, E., 2011. Volcanismo Paleógeno de la Provincia de Neuquén. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*, Neuquén, p. 265-274.
- Morata, D., Aguirre, L., Oyarún, M., Vergara, M., 2000. Crustal contribution in the génesis of the bimodal Triassic volcanism from the Coastal Range, central Chile. *Revista Geológica de Chile*, vol. 27, N°1, p. 83-98.
- Mosolf, J.G., Gans, P.B., Wyss, A.R., Cottle, J.M., 2011. Detailed geologic field mapping and radiometric dating of the Abanico Formation in the Principal Cordillera, central Chile: Evidence of protracted volcanism and implications for Cenozoic tectonics. *AGU Fall Meeting Abstracts*, abstract #V13C–2623.
- Mosolf, J.G. 2013. Stratigraphy, structure, and geochronology of the Abanico Formation in the Principal Cordillera, central Chile: Evidence of protracted volcanism and implications for Andean tectonics. Ph. D. Thesis, University of California.
- Mpodozis, C., Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina, en: Eriksen, G.E., Cañas, M.T. and Reintmund, J.A. Eds. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources; Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, Earth Science Series*, Houston, Texas, vol. 11, p. 59-90.
- Mpodozis, C., Kay, S., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28°-31°S). *Revista Geológica de Chile*, vol. 17, N° 2, p. 153-180.
- Mpodozis, C., Ramos, V., 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: ¿extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 63, N°4, p. 481-497.
- Muñoz, M., 2005. Geoquímica, metamorfismo y petrogénesis de la franja oriental de la Formación Abanico en Chile Central, área de El Volcán, Cajón del Maipo (33°50'S, 70°12'-70°05'S). Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 172 p.
- Muñoz-Saez, C., Pinto, L., Charrier, R., Nalpas, T., 2014. Influence of depositional load on the development of a shortcut fault system during the inversión of an extensional basin: the Eocene- Oligocene Abanico basin case, central Chile Andes (33°-35°S). *Andean Geology*, vol. 41, p. 1-28.

- Nyström, J. O., Vergara, M., Morata, D., Levi, B., 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'–33°45'S). *Geological Society of America Bulletin*, vol. 115, N°12, p. 1523-1537.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates beneath the Andes. *Tectonics*, vol. 6, 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. (editors), *Continental basalts and mantle xenoliths*: Nantwich, UK, Shiva Publishing Limited, p. 230-249.
- Persico, M., 2016. La Unidad Guanaco en el valle del río Tinguiririca (34°55'S): Características estratigráficas y geoquímicas e implicancias tectónicas para el Cretácico Tardío en el Margen Andino. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 75 p.
- Ramos, V., 1982. Las intrusiones pacíficas del Terciario en el norte de la Patagonia (Argentina). *Actas III Congreso Geológico Chileno*, Concepción, p. 262-288.
- Rissetto, U., 2015. Evolución del borde occidental de la Cuenca de Abanico en el extremo sur de Santiago (33°36'S-33°58'S). Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 86 p.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R. y Espinera, D., 1993. Hojas Quillota y Portillo, V Región. Escala 1:250.000. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, N°73.
- Sellés, D., Hinojosa, L. F., 1997. Niveles sedimentarios y paleofloras del Oligoceno superior-Mioceno inferior en la Formación Abanico, noreste de Santiago. *Actas VIII Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, vol. 1, p. 580-584.
- Sellés, D., 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15'-33°30'S; 70°30'-70°45' O), Chile Central. Estratigrafía y geoquímica. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago, 154 p.
- Sellés, D., 2000a. Geoquímica de las unidades intrusivas y volcánicas de la Hoja Santiago: Informe Preliminar, SERNAGEOMIN, Santiago, 53 p.
- Sellés, D., 2000b. La relación discordante entre las formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales. *Actas IX Congreso Geológico Chileno*. Puerto Varas, vol. 1, p. 555-558.

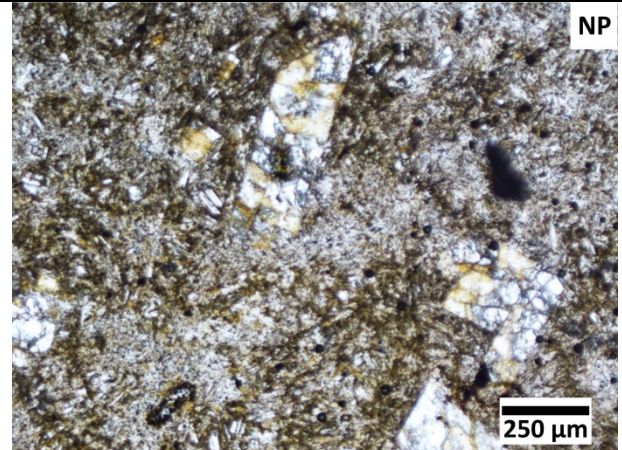
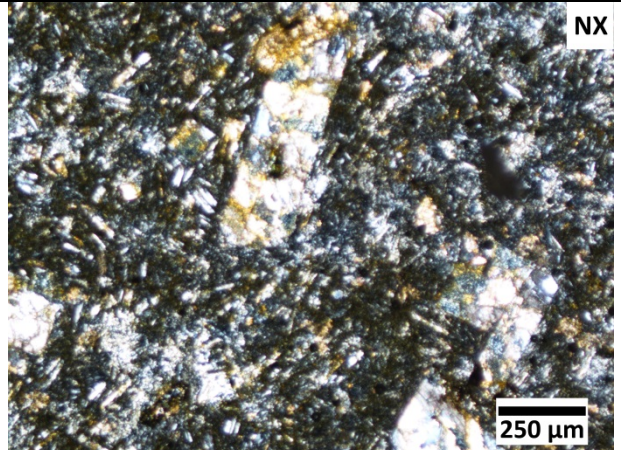
- Sellés, D., Gana, P., 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal, Regiones Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Escala 1:100.000. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°74, 30 p, 1 mapa.
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Escala 1:1.000.000. SERNAGEOMIN, Publicación Geológica Digital, N°4 (CD-ROM, versión1.0, 2003). Santiago.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., Reutter, K. 1994. Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. *Fachrichtung Geologie*, Freire Universitat Berlin, p. 121-139.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallón)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 11, N°3, p. 211-215.
- Somoza, R., Ghidella, M. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico, subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 60, p. 797-809.
- Tassara, A., Götze, H. J., Schmidt, S., Hackney, R., 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, p. 1-26.
- Thiele, R., 1980. Hoja Santiago. Carta Geológica de Chile N°39, Instituto de Investigaciones Geológicas, 21 p., 1 mapa.
- Thomas, H., 1958. Geología de la cordillera de la costa entre el Vale de la Ligua y la Cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín N°2, 86 p.
- Vergara, M., Drake, R.E., 1978. Edades potasio-argón y su implicancia en la geología regional de Chile. Publicación N°23, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, p. 1-11.
- Vergara, M., Drake, R.E., 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales postneocomianas de Chile Central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 34, p. 42-52.
- Vergara, M., Levi, B., Villarroel, R., 1993. Geothermal-type alteration in a burial metamorphosed volcanic pile, central Chile. *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 11, p. 449-454.

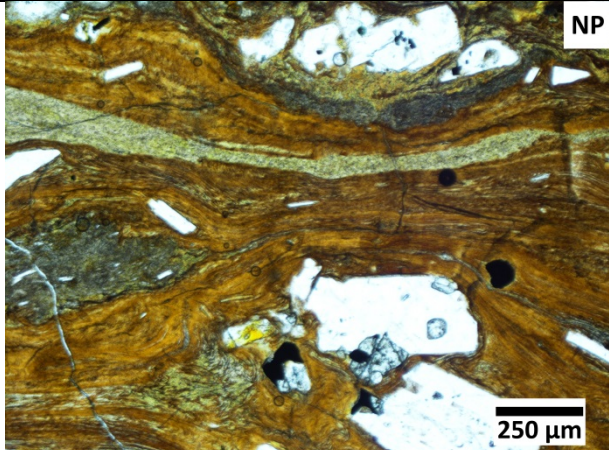
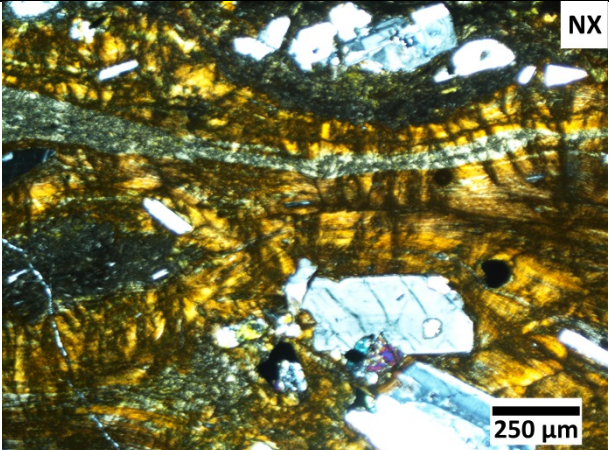
- Vergara, M., Levi, B., Nyström, J. O., Cancino, A., 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extensión, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 107, N°12, p. 1427-1440.
- Wall, R., Sellés, D., Gana, P., 1999. Área Tiltil-Santiago, Región Metropolitana. Escala 1:100.000. SERNAGEOMIN, Mapas Geológicos, N°11, 1 mapa, 1 anexo.
- Wilson, M., 2007. *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. Países Bajos, Springer, 466 p.
- Wyss, A.R., Flynn, J.J., Norell, M.A., Swisher II, C.C., Charrier, R., Novacek, M.J., McKenna, M.C., 1993. South America's earliest rodent and recognition of a new interval of mammalian evolution. *Nature*, vol. 365, p. 434-437.
- Zonenshayn, L.P., Savostin, L.A., y Sedov, A.P., 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for last 160 million years. *Geotectonics*, vol. 18, p. 181-195.


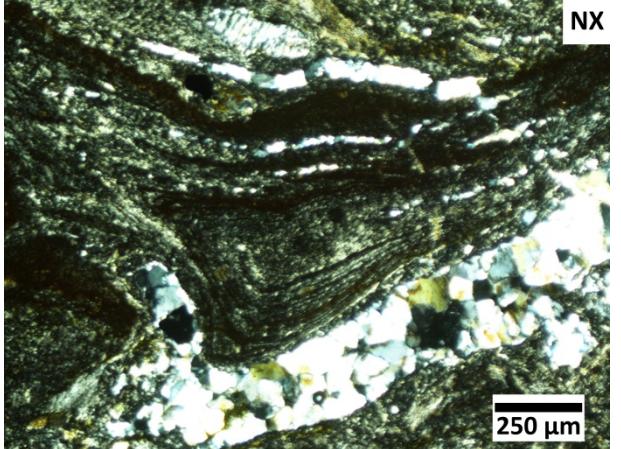
ANEXOS

ANEXO A: Descripciones de cortes transparentes

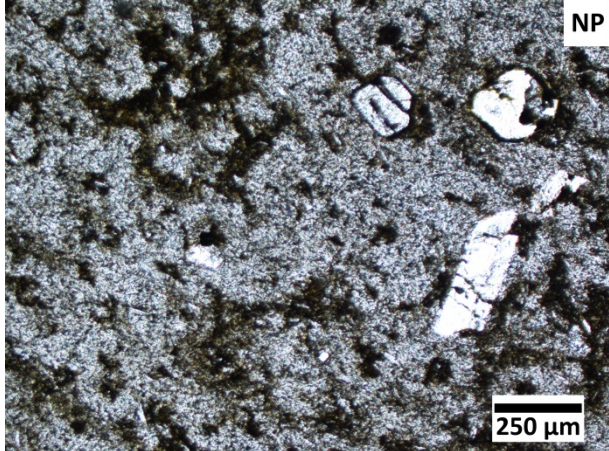
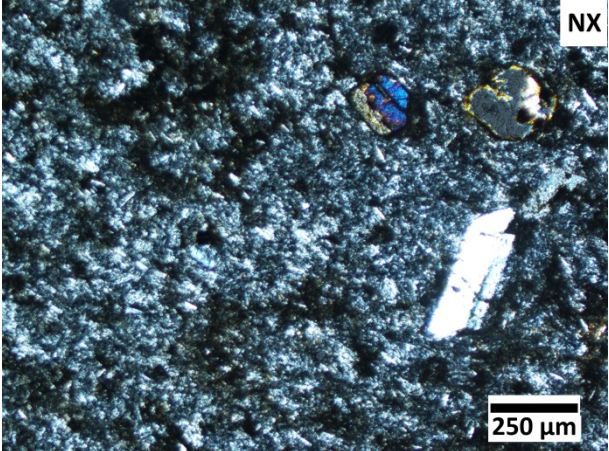
- En esta sección se presentan las descripciones de las muestras seleccionadas para análisis microscópico mediante cortes transparentes. Las coordenadas están en UTM, zona 19S, Datum WGS84.
- Las microfotografías fueron obtenidas con un aumento de 5x. NP: microfotografía a nícoles paralelos. NX: microfotografía a nícoles cruzados.

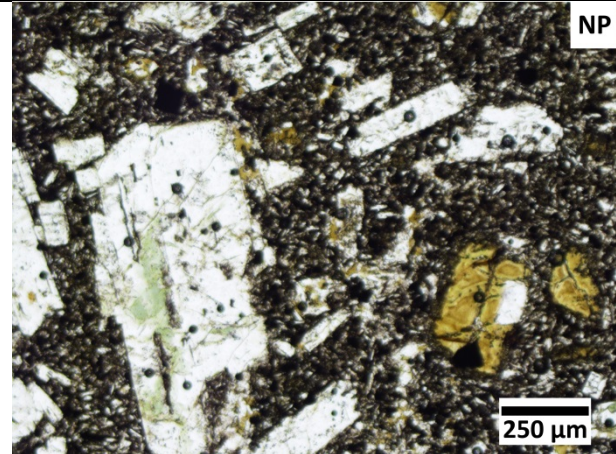
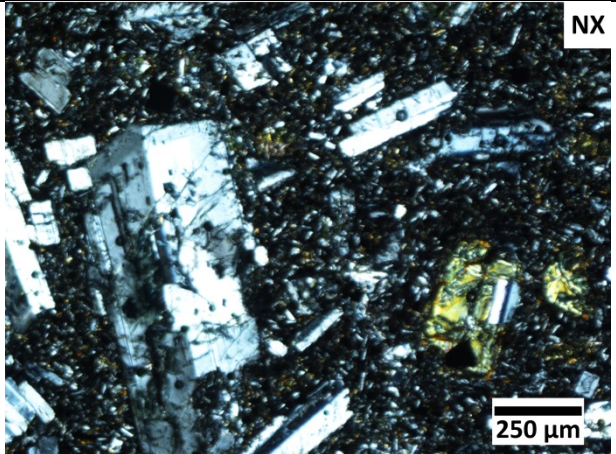
Código: CR001			Nombre: Andesita de piroxeno	
Coordenadas: 6277952 m N			344386 m E	
Texturas: Porfírica, glomeroporfírica, intersertal.				
Componentes	Mineralogía	%	Texturas y observaciones	Alteración
Fenocristales 8%	Plagioclasa	90	Tabulares alargadas o secciones cuadradas, de 0,3 mm a 2,2 mm de largo. Presentan maclas simples y polisintéticas, y en algunos casos se encuentran zonadas. Euhedrales a subhedrales con fracturas internas. De estructuralidad media-alta e integridad media a baja por las alteraciones que se observan. Se pueden ver como fenocristales aislados en la masa fundamental o en cúmulos con otras plagioclasas y piroxenos.	Calcita, clorita-esmectita y en menor medida a arcillas, a través de fracturas principalmente.
	Piroxeno	10	Cristales prismáticos alargados o secciones basales de 0,2 mm a 0,6 mm. Estructuralidad media-alta (cristales euhedrales a subhedrales) e integridad nula. Poseen bordes de descomposición. No es posible distinguir entre clinopiroxenos y ortopiroxenos.	Completamente alterados a calcita y clorita-esmectita. Poseen bordes de composición a óxidos.
Masa Fundamental 92%	Plagioclasa	85	Tabulares, tamaños menores a 0,2 mm, orientados aleatoriamente. De estructuralidad alta e integridad media-alta a baja.	Parcialmente a calcita y clorita esmectita.
	Opacos	2	Secciones cuadradas euhedrales a anhedrales, tamaños menores a 0,2 mm.	
	Vidrio	13	Entre los cristales de plagioclasa, de color café.	Arcillas y clorita-esmectita.
Vetillas	Vetilla de hasta 0,14 mm de espesor, de cuarzo con halo alterado a arcillas. Atraviesa el corte a lo ancho. También hay una de 0,1 mm de ancho con halo alterado a arcillas, con parches de calcita.			
Accesorios	Titanita.			
Observaciones generales	Se presentan pseudomorfos de piroxeno			
				

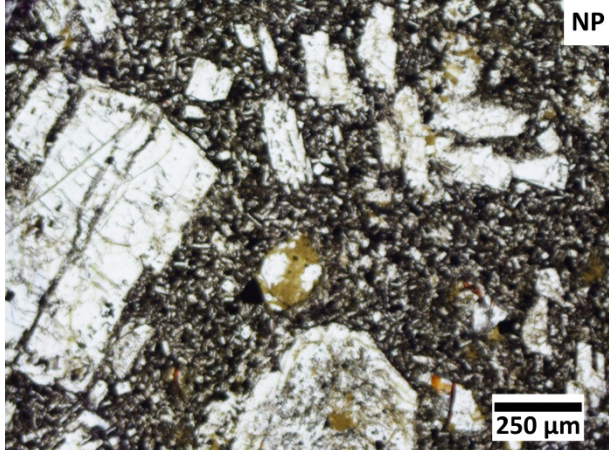
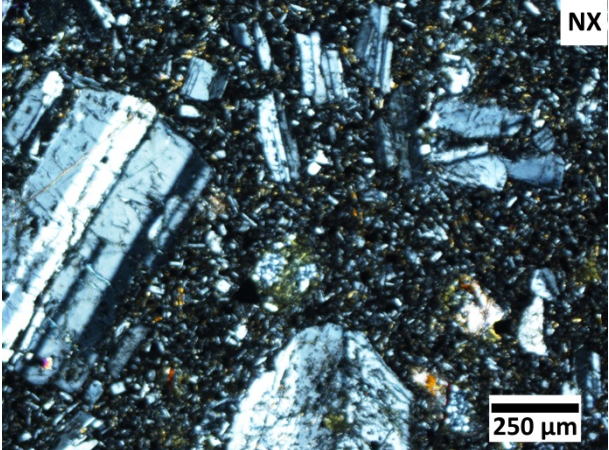
Código: CR002			Nombre: Dacita bandeada de dos piroxenos	
Coordenadas: 6278092 m N			344548 m E	
Texturas: Porfírica, glomeroporfírica, bandeamiento por flujo, axiolítica.				
Componentes	Mineralogía	%	Texturas y observaciones	Alteración
Fenocristales 20%	Plagioclasa	85	De 0,12 mm a 3,2 mm. Cristales tabulares alargados. Al menos 3 familias de tamaños distintos, de estructuralidad alta a media baja e integridad media-alta. Con maclas polisintético y simple. Algunas están zonadas, con texturas de reabsorción y/o se encuentran fragmentadas. Se presentan aisladas o en cúmulos.	Se encuentran alteradas a clorita-esmectita a lo largo de fracturas.
	Clinopiroxeno	15	De 0,1 mm a 0,5 mm. Secciones prismáticas anhedrales de estructuralidad media a baja e integridad media a baja. Se encuentran moderadamente fracturados, aislados o en cúmulos.	Se encuentran alterados a clorita-esmectita y ceolitas. Algunos están completamente reemplazados.
Masa Fundamental 80%	Plagioclasa	2	De tamaños menores a 0,12 mm. Tabulares alargadas y finas. De estructuralidad alta e integridad media-alta.	No se observa alteración.
	Clinopiroxeno	<1	Menores a 0,1 mm, anhedrales. De estructuralidad media e integridad baja.	Alterados a clorita-esmectita.
	Ortopiroxeno	<1	Menores a 0,1 mm. Enstatita. Prismas euhedrales. Estructuralidad media e integridad media.	No se distingue.
	Vidrio	98	De color café por alteración. Posee bandeamiento por flujo, texturas de desvitrificación (como axiolítica) con bandas de plagioclasa acicular y parches de textura felsítica.	Desvitrificación a cuarzo y feldespatos, y alteración a arcillas y ceolitas.
Vetillas	Abundantes de hasta 0,12 mm de espesor, de ceolitas. Sinuosas y continuas, de espesor variable.			
Accesorios	Circón. Apatito. Líticos andesíticos con microlitos orientados de plagioclasas de ~0,1 mm de largo, finos y alargados, con masa fundamental alterada a arcillas con o sin fenocristales de plagioclasa de hasta 0,9 mm de largo. También se observa un cristal de microclina de ~0,6 mm, con macla tartán, fragmentado.			
Observaciones generales				
				

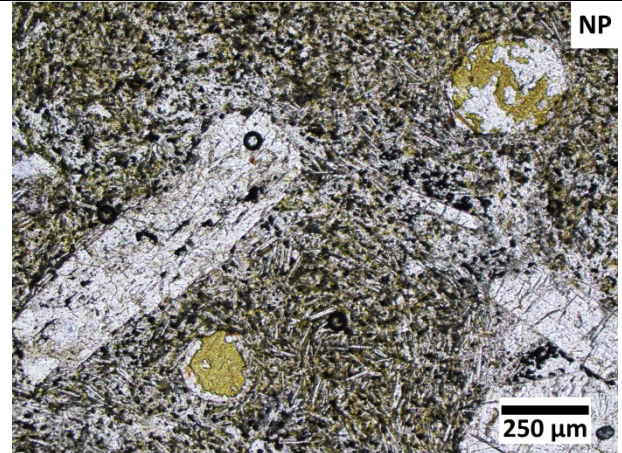
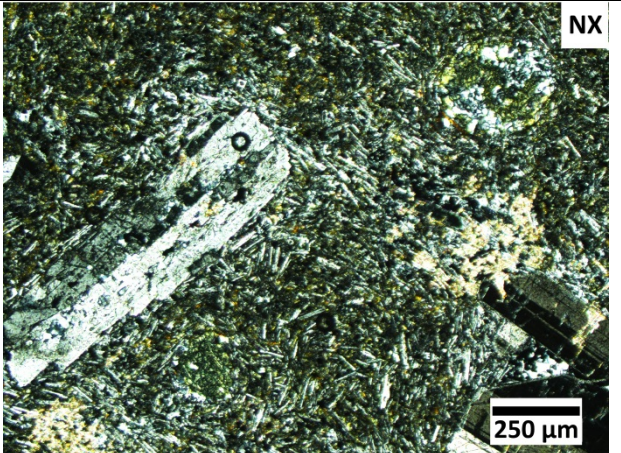
Código: CR018		Nombre: Riolita porfírica bandeada por flujo		
Coordenadas: 6275132 m N		348432 m E		
Texturas: Esferulítica, porfírica, perlítica.				
Componentes	Mineralogía	%	Texturas y observaciones	Alteración
Fenocristales 3%	Plagioclasa	100	De 0,2 mm a 1,3 mm, euhedrales a anhedrales. Algunos cristales se encuentran fragmentados. Pueden presentar maclas simples. De integridad media a baja.	Ceolitas, epidota, titanita, clorita-esmectita y arcillas. Algunos están completamente reemplazados.
Masa Fundamental 97%	Vidrio	100	Posee bandeamiento por flujo. En algunas zonas se puede encontrar como bandas desvitrificadas con asociación de cuarzo-ceolitas, con textura axiolítica, perlítica o alterado a arcillas color café oscuro.	Desvitrificado a cuarzo y feldespatos. Se encuentra alterado a ceolitas, clorita-esmectita y arcillas.
Vetillas	De hasta 0,6 mm de espesor rellenas de ceolitas.			
Accesorios	Circones y secciones cuadradas a irregulares de probable mineralización oxidada alterada a hematita.			
Amígdalas	Rellenas de ceolitas, de hasta 2 cm, anhedrales y subredondeadas.			
Observaciones generales				
				

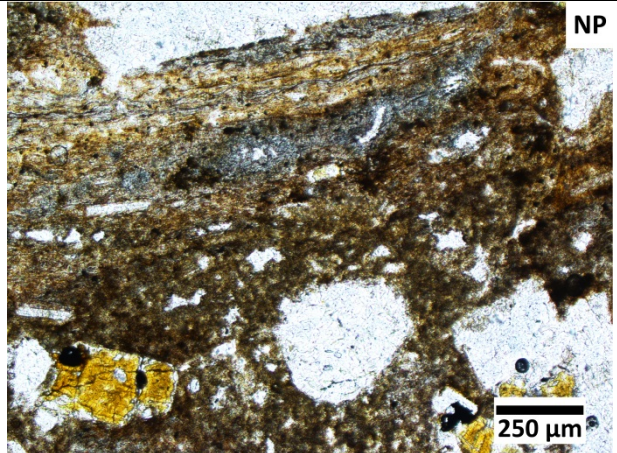
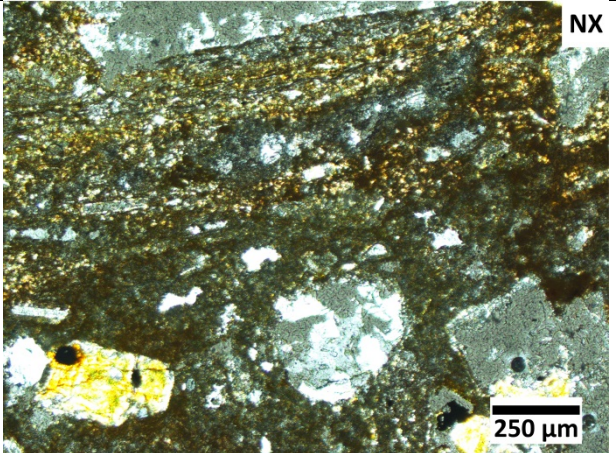
Código: CR020		Nombre: Intrusivo dacítico porfírico de piroxeno		
Coordenadas: 6274319 m N		347774 m E		
Texturas: Porfírica, glomeroporfírica, traquítica.				
Componentes	Mineralogía	%	Texturas y observaciones	Alteración
Fenocristales 18%	Plagioclasa	84	De 0,16 mm a 2 mm. Tabulares alargadas con maclas simples y polisintéticas. Algunas se encuentran zonadas. Euhedral a subhedral e integridad media a baja. Algunas se encuentran levemente fracturadas o poseen textura sieve en el núcleo. Se encuentran aisladas o en cúmulos con piroxenos.	Clorita-esmectita y arcillas, en fracturas y centros de plagioclasas (hasta el 90% de la superficie reemplazada). En menor medida alteradas a calcita.
	Clinopiroxeno	16	De 0,14 mm a 1,4 mm. Corresponden a prismas de estructuralidad baja e integridad media a baja. Están aislados o en cúmulos con plagioclasa.	Sin alteración o alterados incluso completamente a clorita-esmectita. Poseen bordes de descomposición a óxidos de Fe.
	Opacos	<1	De 0,2 mm a 0,8 mm. Aislados o en los cúmulos de plagioclasa y piroxeno. Anhedrales.	
Masa Fundamental 82%	Plagioclasa	80	De tamaños menores a 0,16 mm. Se observan como cristales tabulares finos orientados en algunas zonas. Su concentración es variable dentro de la masa fundamental.	Clorita-esmectita y arcillas, principalmente los cristales de menor tamaño.
	Opacos	5	De tamaños menores a 0,02 mm. Anhedrales, dispersos en la masa fundamental.	
	Vidrio	15	Se observa de color café anaranjado por la alteración.	Clorita-esmectita y arcillas, con pequeños parches de calcita.
Vetillas	Se observan vetillas de hasta 0,06 mm de espesor de calcita. Son discontinuas e irregulares. Algunas se encuentran alteradas a arcillas.			
Accesorios	Líticos andesíticos (<1%) con fenocristales de plagioclasa y masa fundamental alterada a arcillas.			
Observaciones generales	Dique.			

Código: CR024			Nombre: Intrusivo hipabisal dacítico de piroxeno	
Coordenadas: 6276781 m N		344883 m E		
Texturas: Porfírica, glomeroporfírica, intersertal.				
Componentes	Mineralogía	%	Texturas y observaciones	Alteración
Fenocristales 12%	Plagioclasa	85	Tabulares alargadas de 0,2 mm a 2mm. Mayoritariamente euhedral. Integridad media. Poseen maclas simples y polisintéticas. Algunas poseen zonación. Se encuentran dispersas en la masa fundamental y en cúmulos con piroxeno. Algunas poseen textura sieve al centro o en secciones intermedias, textura de reabsorción y/o textura poikilitica.	A arcillas en fracturas y en los núcleos de cristales con textura sieve. También posee clorita-esmectita en fracturas o en parches. En algunos casos (<5%) la alteración puede llegar a ser el 80% del cristal.
	Clinopiroxeno	14	De 0,1 mm a 0,5 mm: Se presentan como cristales alargados o de secciones cuadradas, con o sin maclado simple. Euhedrales a subhedrales, con algunos cristales fracturados a través del clivaje. Integridad media-alta a baja. Se pueden encontrar en cúmulos con plagioclasas. Poseen bordes de descomposición con óxidos de Fe. Algunos cristales presentan textura de reabsorción.	Poseen bordes de descomposición con óxidos de Fe, y se encuentran alterados a clorita-esmectita en fracturas. Algunos cristales se encuentran completamente reemplazados.
	Opacos	1	Se encuentran dispersos en la masa fundamental y en algunos cristales de plagioclasa..	
Masa Fundamental 88%	Plagioclasa	80	Cristales de menos de 0,1 mm, tabulares finos, euhedrales y de integridad media a baja.	Pequeños cristales de plagioclasa alterados a arcillas color café.
	Vidrio	20	Se observa como manchones color café en la masa fundamental.	Alterado a arcillas.
Vetillas	No se observan.			
Accesorios	No se observan.			
Observaciones generales	Intrusivo hipabisal.			
				

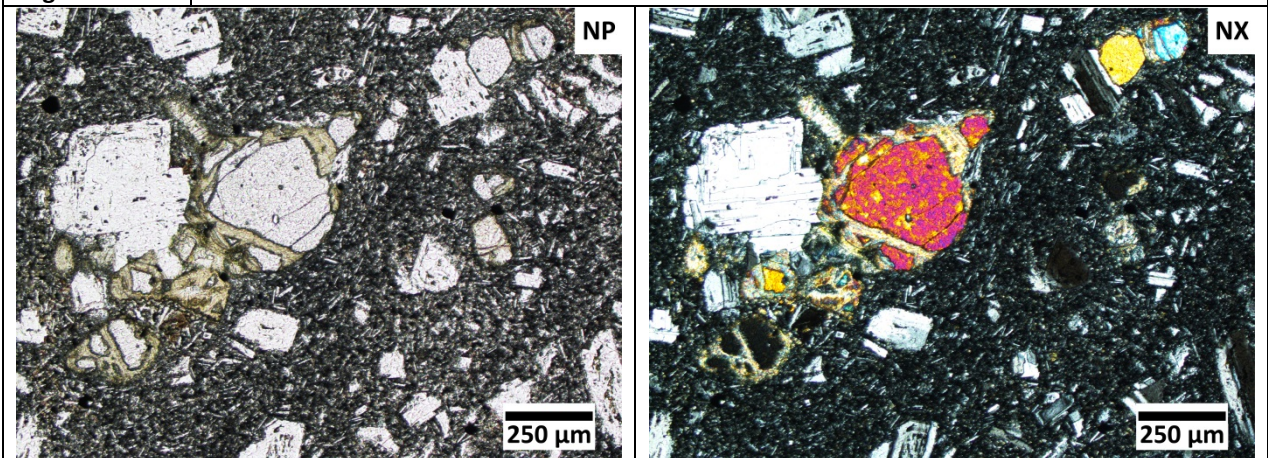
Código: CR031		Nombre: Andesita basáltica de piroxeno y olivino		
Coordenadas: 6270479 m N		345396 m E		
Texturas: Porfírica, intergranular.				
Componentes	Mineralogía	%	Texturas y observaciones	Alteración
Fenocristales 55%	Plagioclasa	94	Cristales tabulares de 0,2 mm a 4 mm, se observan dos familias de tamaños. Presentan maclas simples y polisintéticas. Algunos de ellos poseen bordes zonados, textura sieve y/o bordes de descomposición. Euhedrales a subhedrales, y de integridad media a baja.	Fracturas rellenas de clorita. Aisladamente presentan parches de calcita.
	Piroxeno	3	De 0,2 mm a 1,1 mm. Se encuentran completamente alterados salvo dos cristales, uno de los cuales se encuentra maclado (clinopiroxeno). Subhedrales a anhedrales, y de integridad media a nula.	Completamente reemplazados a clorita, calcita y cuarzo, con parches de óxidos.
	Olivino	2	De hasta 0,8 mm de diámetro. Subhedrales, con fractura concoidal. Se encuentran completamente alterados, de integridad baja a nula.	Clorita, cuarzo, calcita y pátinas de óxidos.
	Opacos	1	Anhedrales de hasta 0,3 mm. Diseminados.	
Masa Fundamental 45%	Plagioclasa	60	Tabulares, menores a 0,5 mm de diámetro. Euhedrales, de integridad alta.	
	Clinopiroxeno	10	Cristales alargados, menores a 0,03 mm. Euhedrales, de integridad media.	De un tono verde que podría indicar clorita.
	Opacos	10	Cristales irregulares, de 0,03 mm. Anhedrales.	
	Vidrio	20	Color café oscuro por alteración a arcillas.	Arcillas y clorita-esmectita.
Vetillas	Presenta dos vetillas de ~0,04 mm de espesor con relleno de calcita y clorita-esmectita, sinuosas e irregulares. Atraviesan todo el corte. Se observa otra de ~0,1 mm de ancho con relleno de clorita-esmectita con bordes de cuarzo, discontinua y sinuosa. No atraviesa el corte.			
Amígdalas	Presenta menos del 1% de amígdalas. Son redondas de ~0,1 mm de diámetro. Están rellenas de cuarzo y clorita-esmectita.			
Accesorios	No se observan.			
Observaciones generales	Se presentan pseudomorfos de olivino y piroxeno			
				

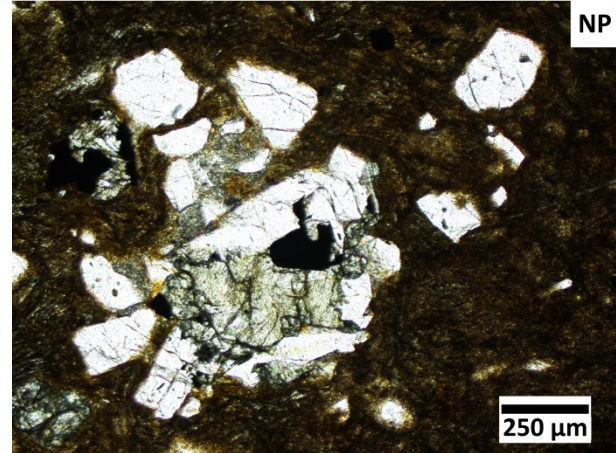
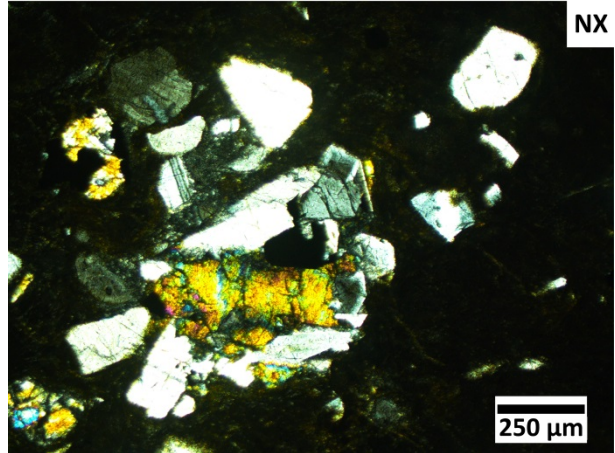
Código: CR032			Nombre: Andesita basáltica de piroxeno y olivino	
Coordenadas: 6270479 m N			345396 m E	
Texturas: Porfírica, intergranular, glomeroporfírica.				
Componentes	Mineralogía	%	Texturas y observaciones	Alteración
Fenocristales 55%	Plagioclasa	93	De 0,2 mm a 4,5 mm. Tabulares principalmente con maclado simple y polisintético. Algunas presentan borde de zonación. Al menos dos familias de tamaño. Algunas presentan textura sieve en bordes y/o en el núcleo. Euhedrales a subhedrales, de integridad media. Se encuentran fracturadas, aisladas o en cúmulos con piroxenos u olivinos.	Clorita en fracturas y a calcita en pequeños parches aislados.
	Piroxeno	3	De 0,16 mm a 0,4 mm. Se observan como secciones prismáticas a tabulares alargadas, subhedrales a anhedrales, de integridad baja a nula. Aislados o en cúmulos.	Completamente alterados a clorita, calcita, cuarzo y a óxidos de Fe.
	Olivino	4	De 0,16 mm a 0,4 mm. Cristales prismáticos, euhedrales a subhedrales, de integridad nula. Se encuentran aislados o en cúmulos.	
	Opacos	<1	De 0,15 mm a 0,3 mm. Anhedrales y disseminados.	
Masa Fundamental 45%	Plagioclasa	60	<0,05 mm de largo, euhedrales, de integridad alta.	
	Clinopiroxeno	10	<0,03 mm de largo. Cristales alargados, euhedrales de integridad media.	No se distingue
	Opacos	10	De ~0,05 mm, anhedrales.	
	Vidrio	20	De color café-verde oscuro por alteración.	Arcillas y clorita-esmectita.
Vetillas	Se observan de dos tipos, una posee hasta 0,5 mm de espesor con relleno de cuarzo y calcita que atraviesa todo el corte a lo ancho. Es sinuosa, continua e irregular. El otro tipo posee un espesor de 0,08 mm con relleno de clorita-esmectita y bordes de cuarzo. En algunas partes se encuentra completamente rellena de calcita. Es irregular y discontinua.			
Amígdalas	Presenta <1% de amígdalas de ~0,14 mm de diámetro, redondas y con relleno de cuarzo, clorita-esmectita y calcita.			
Observaciones generales	Se presentan pseudomorfos de olivino y piroxeno			
				

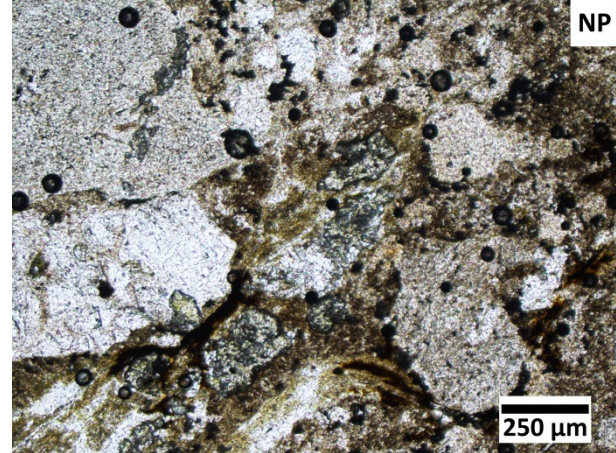
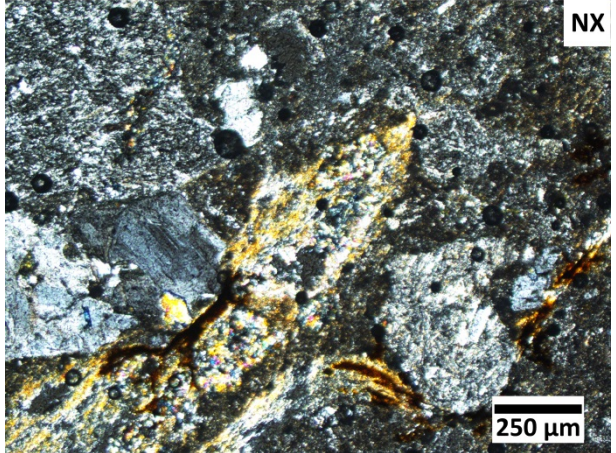
Código: CR034			Nombre: Andesita basáltica porfírica de piroxeno	
Coordenadas: 6270443 m N			345470 m E	
Texturas: Porfírica, pilotaxítica.				
Componentes	Mineralogía	%	Texturas y observaciones	Alteración
Fenocristales 35%	Plagioclasa	100	De forma tabular, de 0,2 mm a 2,8 mm, con al menos 3 familias de tamaños. La mayoría posee macla polisintética o simple (en menor medida). Algunas se encuentran zonadas, las más grandes (~2 mm) poseen textura sieve en toda la sección y se encuentran fracturadas. Subhedrales a anhedrales, de integridad media. Se encuentran distribuidas homogéneamente.	Calcita en fracturas y en parches, al igual que clorita, ceolitas y cuarzo. Algunos cristales se encuentran atravesados por vetillas.
	Piroxeno	<1	De hasta 0,6 mm, prismáticos, euhedrales a subhedrales, de integridad nula.	Completamente reemplazados a clorita, cuarzo, calcita y óxidos de Fe.
Masa Fundamental 65%	Plagioclasa	85	Cristales menores a 0,16 mm de diámetro. Euhedrales a subhedrales. Están orientados y hay zonas donde se encuentran en mayor concentración. Integridad media-baja.	Calcita en parches aislados de la masa fundamental. Pequeños cristales se encuentran reemplazados a clorita.
	Opacos	5	Anhedrales menores a 0,02 mm de diámetro.	
	Vidrio	10	Se encuentra entre cristales de plagioclasa.	Clorita-esmectita, con parches de calcita.
Vetillas	Vetillas componen ~5% del corte. De tres tipos. Una posee hasta 1,2 mm de ancho con relleno de calcedonia, clorita-esmectita y calcita, con bordes de cristales de cuarzo. Irregular en su ancho y sinuosa, discontinua. Se encuentra conectada a vetillas más pequeñas de cuarzo. Otra de ~0,4 mm de espesor posee relleno de abundante calcita, con algunos parches de clorita-esmectita y bordes de cuarzo. Irregular y sinuosa, atraviesa todo el corte.			
Amígdalas	Amígdalas redondeadas, de hasta 0,3 mm de diámetro. Rellenas de clorita-esmectita, con bordes de cuarzo y parches de calcita y óxidos de Fe. Algunas también se encuentran rellenas de calcita.			
Observaciones generales	Se observan pseudomorfos de piroxeno.			
				

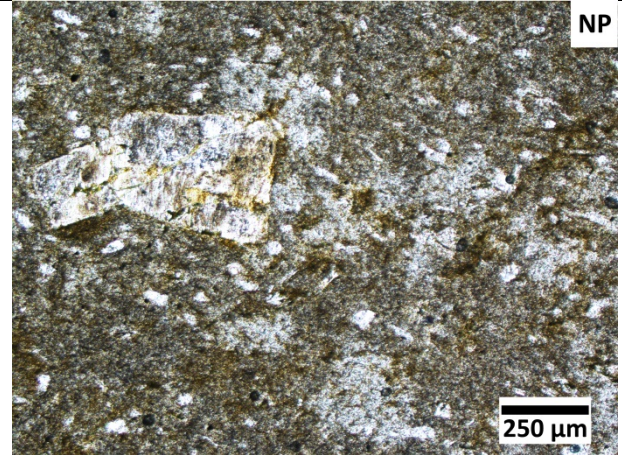
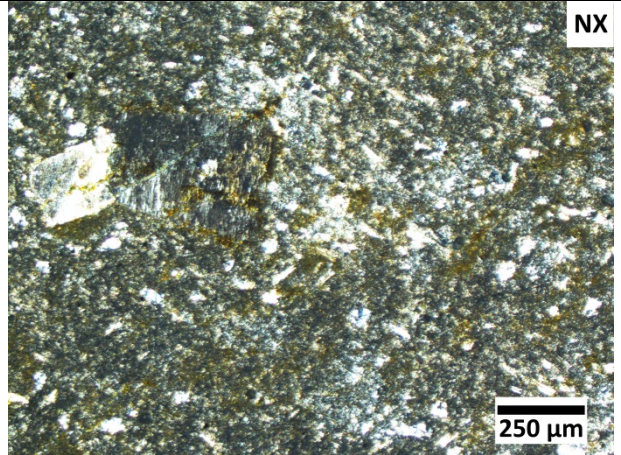
Código: CR037			Nombre: Brecha piroclástica vítrea	
Coordenadas: 6278082 m N			344627 m E	
Texturas: Fragmentada, textura de flujo.				
Componentes	Mineralogía	%	Texturas y observaciones	Alteración
Clastos 30%	Líticos	30	Andesíticos afaníticos con microlitos de plagioclasa menores a 0,12 mm de largo y pequeños cristales opacos. Son subangulosos de hasta 8 mm de diámetro. Andesítico afaníticos con microlitos de plagioclasa de ~0,06 mm orientados. Redondeados, de 0,1 mm de diámetro.	Arcillas, ceolitas y clorita-esmectita.
	Cristales	70	Plagioclasa (80%): tabulares alargadas de 0,2 mm a 2,4 mm. Subhedrales, de integridad baja.	Ceolitas y clorita-esmectita.
			Piroxeno (20%): corresponden a secciones prismáticas de 0,2 mm a 0,5 mm. Euhedrales a subhedrales, de integridad nula.	Ceolitas y clorita-esmectita. Se encuentran completamente reemplazados, como pseudomorfos.
Matriz 70%	Cristales	<1	Plagioclasa (100%): cristales de tamaños menores a 0,2 mm de largo, tabulares alargados, euhedrales, de integridad media-alta.	Arcillas.
	Vidrio	100	De color anaranjado por alteración intensa a arcillas. Presenta textura de flujo y textura de desvitrificación.	Desvitrificado y muy alterado a ceolitas y arcillas.
Vetillas	No se observan.			
Accesorios	No se observan.			
Observaciones generales	Brecha piroclástica monomítica matriz-soportada.			
				

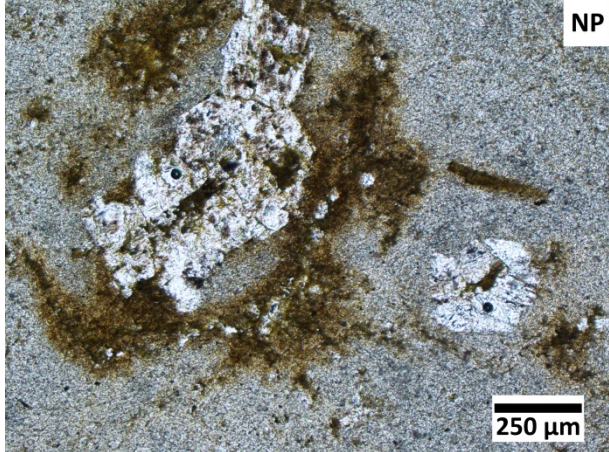
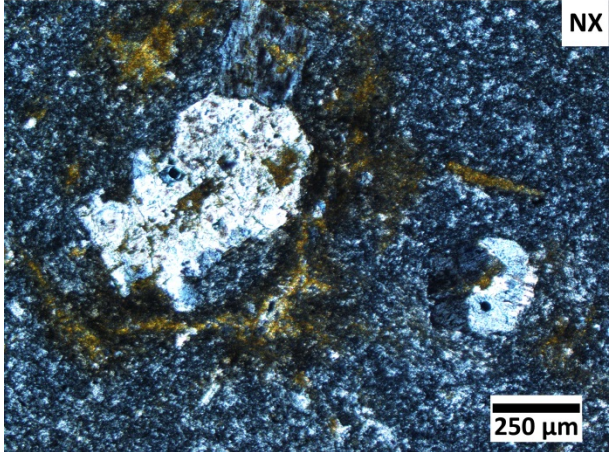
Código: CR038		Nombre: Gabro de olivino		
Coordenadas: 6277929 m N		344757 m E		
Texturas: Porfírica, glomeroporfírica, intergranular.				
Componentes	Mineralogía	%	Texturas y observaciones	Alteración
Fenocristales 55%	Plagioclasa	55	De 0,2 mm a 2,2 mm de largo. Poseen macla simple y polisintética, y algunas se encuentran zonadas. Anhedrales a subhedrales, de integridad media a alta. Se presentan como fenocristales aislados o en cúmulos con olivino. Algunos cristales poseen textura de reabsorción.	Levemente alteradas con parches clorita-esmectita y presencia de este mineral en algunas fracturas.
	Olivino	45	Cristales prismáticos con tamaños de 0,2 mm a 1,2 mm. Euhedrales a subhedrales, presentan en ocasiones fractura concoidal. De integridad media a baja, incluso nula. Se encuentran aislados o en cúmulos con plagioclasa.	Todos los cristales alterados a bowlingita a partir de los bordes hacia adentro, y a través de fracturas en algunos casos.
Masa Fundamental 45%	Plagioclasa	60	Cristales menores a 0,2 mm de diámetro. Tabulares, con maclas simples y polisintéticas. Euhedrales, de alta integridad. En algunas zonas se encuentran orientadas.	Algunas con reemplazo leve de clorita-esmectita.
	Clinopiroxeno	20	Tamaños menores a 0,02 mm, de forma alargada. Se encuentran dispuestos homogéneamente entre plagioclasas. Subhedrales a anhedrales, de integridad media-alta.	En algunos casos alterados a clorita-esmectita.
	Opacos	20	Menores a 0,06 mm de diámetro. Se observan anhedrales o euhedrales como secciones cuadradas.	
Vetillas	No se observan.			
Accesorios	No se observan.			
Observaciones generales	Intrusivo.			

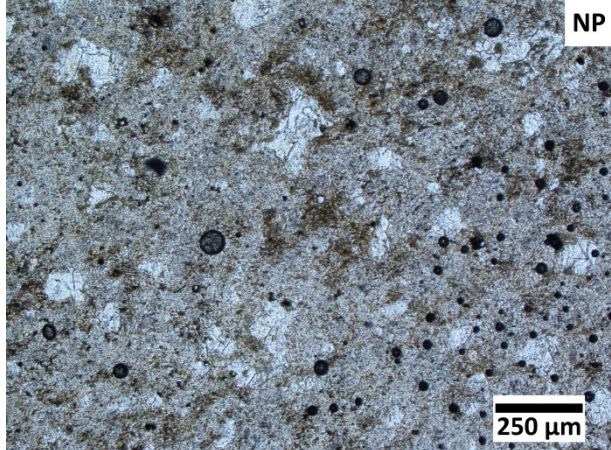
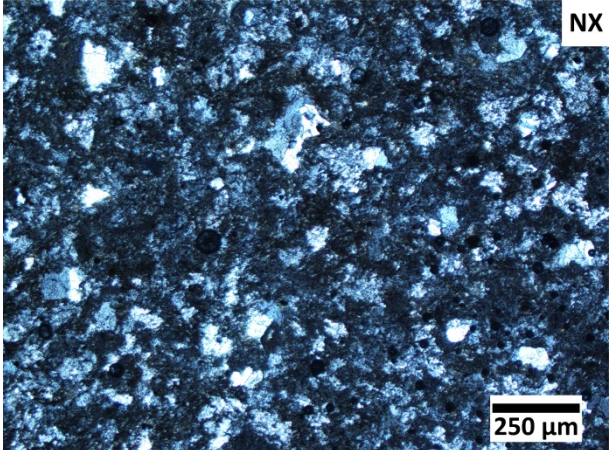


Código: CR039			Nombre: Toba vítrea con textura de flujo	
Coordenadas: 6278033 m N			344670 m E	
Texturas: Fragmentada.				
Componentes	Mineralogía	%	Texturas y observaciones	Alteración
Clastos 40%	Líticos	20	De 0,6 mm a 4,5 mm, subangulosos. Hay de composición andesítica, porfíricos con microlitos de plagioclasa y fenocristales de plagioclasa de hasta 0,8 mm, de masa fundamental alterada. Hay otros andesíticos de masa fundamental menos alterada, afaníticos, con microlitos de plagioclasa. Además, presenta líticos formados casi completamente por fenocristales de plagioclasa y piroxeno, con microlitos de plagioclasas.	Arcillas y clorita-esmectita, sobretodo en masa fundamental.
	Cristales	80	Plagioclasa (83%): de 0,1 mm a 1,8 mm. Algunos están zonados y poseen maclas simples o polisintéticas. Euhedrales a anhedrales, de integridad alta. Presentan textura poikilítica con piroxeno. Levemente fracturadas y/o fragmentadas.	Leve a arcillas en fracturas. Epidota en algunos casos.
			Ortopiroxeno (10%): de 0,2 mm a 1 mm. Subhedrales a anhedrales, algunos se encuentran fracturados, de integridad media a alta. Se encuentran aislados o en cúmulos. Clinopiroxeno (7%): de 0,1 mm a 1 mm. Subhedrales a anhedrales. Integridad media-alta. Se presentan dispersos en matriz y en textura poikilítica con plagioclasa. Algunos se encuentran maclados y/o fracturados.	Arcillas en fracturas.
Matriz 60%	Juveniles	99	Vidrio, de color café con textura de flujo.	Arcillas.
	Cristales	1	Plagioclasa: <0,06 mm. Tabulares alargadas.	No se distingue.
Piroxeno: <0,08 mm. Anhedrales.				
Vetillas	No se observan.			
Accesorios	No se observan.			
Observaciones generales	Vitrófiro andesítico.			
				

Código: CR041			Nombre: Toba de lapilli lítica	
Coordenadas: 6270741 m N			348141 m E	
Texturas: Fragmentada, eutaxítica.				
Componentes	Mineralogía	%	Texturas y observaciones	Alteración
Clastos 65%	Líticos	45	Clastos porfíricos de hasta 8 mm de diámetro con textura felsítica y mineralización alterada a óxidos de Fe (anhedrales o euhedrales como secciones cuadradas). En la masa fundamental se observan plagioclasas tabulares menores a 0,06 mm y fenocristales de feldespato de hasta 0,8 mm.	Masa fundamental y fenocristales reemplazados a clorita-esmectita, epidota y ceolitas.
			Clastos de andesita porfírica con fenocristales de plagioclasa de hasta 0,2 mm. Masa fundamental de plagioclasas tabulares.	Masa fundamental reemplazada a epidota, titanita, ceolitas y arcillas. Fenocristales reemplazados a epidota.
			Clastos afaníticos con textura felsítica fina. De hasta 2,6 mm, con o sin mineralización.	Leve a clorita-esmectita, arcillas y ceolitas.
	Cristales	15	Plagioclasa (100%): de 0,2 mm a 2,2 mm, tabulares. Algunas poseen maclas simples. Están fracturadas y/o fragmentadas. Subhedrales a anhedrales, de integridad media a baja.	Clorita-esmectita, ceolitas, calcita y epidota.
Juveniles	40	Fiammes de hasta 1 cm de largo. Poseen algunos fenocristales de plagioclasa.	A clorita-esmectita, epidota, calcita y ceolitas. Fenocristales reemplazados a epidota, calcita y ceolitas.	
Matriz 35%	Líticos	35	De los mismos tipos mencionados anteriormente, pero de tamaños menores a 0,1 mm.	Mismas alteraciones antes mencionadas.
	Cristales	15	Fragmentos de cristales de plagioclasa, o cristales completos, menores a 0,1 mm de diámetro.	Epidota en algunos casos.
	Juveniles	50	Vidrio color café por alteración.	Arcillas y clorita-esmectita.
Vetillas	No se observan.			
Accesorios	No se observan.			
Observaciones generales	-			
				

Código: CR044			Nombre: Pórfido riolítico hipabisal	
Coordenadas: 6275040 m N			348095 m E	
Texturas: Porfírica, felsítica.				
Componentes	Mineralogía	%	Texturas y observaciones	Alteración
Fenocristales 5%	Plagioclasa	100	De 0,3 mm a 1,8 mm. En general se observan de forma tabular, cortas. Subhedrales a anhedrales. No se observan maclas.	Arcillas y clorita-esmectita en fracturas principalmente. Presentan algunos parches de ceolitas.
	Cuarzo	49	Entramado de cristales anhedrales de cuarzo y feldespato potásico, indistinguibles.	Masa fundamental se encuentra reemplazada a arcillas, ceolitas y clorita-esmectita.
	Feldespato potásico	49		
Masa Fundamental 95%	Opacos	2	Menores a 0,02 mm. Anhedrales, disseminados en masa fundamental.	
	Se observan vetillas de ~0,04 mm de espesor rellenas de clorita-esmectita y arcillas. Son discontinuas, irregulares y sinuosas.			
Vetillas				
Accesorios	Circón.			
Observaciones generales	Intrusivo hipabisal.			
				

Código: CR046			Nombre: Pórfido riolítico hipabisal	
Coordenadas: 6275061 m N			348121 m E	
Texturas: Porfírica, felsítica.				
Componentes	Mineralogía	%	Texturas y observaciones	Alteración
Fenocristales 8%	Plagioclasa	100	De 0,2 mm a 1,7 mm, euhedrales a subhedrales. Se observan de forma tabular o como secciones cuadradas. No presentan maclas ni están zonadas.	Arcillas y principalmente clorita-esmectita. También presentan pequeños parches de óxidos de Fe, ceolitas y titanita.
	Piroxenos	<1	Menores a 0,25 mm. Anhedrales, de integridad nula.	Completamente a clorita-esmectita.
Masa Fundamental 92%	Cuarzo	49	Entramado de cristales anhedrales de cuarzo y feldespato potásico, indistinguibles.	Manchones de clorita-esmectita y arcillas con crecimiento de cuarzo y ceolitas anhedrales.
	Feldespato potásico	50		
	Opacos	1	Anhedrales, dispersos en masa fundamental.	
Vetillas	Se observan vetillas de ~0,1 mm rellenas de cuarzo, ceolitas y clorita-esmectita, con halo alterado a arcillas. Son sinuosas y discontinuas.			
Accesorios	Circón.			
Observaciones generales	Intrusivo hipabisal, presenta disyunción columnar.			
				

Código: CR047			Nombre: Intrusivo riolítico hipabisal	
Coordenadas: 6274739 m N			348128 m E	
Texturas: Afanítica, felsítica.				
Componentes	Mineralogía	%	Texturas y observaciones	Alteración
Fenocristales 5%	Plagioclasa	100	Cristales de hasta 0,1 mm con maclas simples, anhedrales y de integridad baja. Se encuentran muy alterados.	Arcillas y ceolitas.
Masa Fundamental 99%	Cuarzo	47	Entramado de cristales anhedrales de cuarzo y feldespato potásico, indistinguibles.	Masa fundamental alterada a arcillas, clorita-esmectita, ceolitas y cuarzo.
	Feldespato potásico	47		
	Opacos	6	Hay dos tipos: secciones euhedrales cuadradas de mineralización que podrían corresponder a magnetita o pirita, y cristales anhedrales menores a 0,02 mm.	Opacos anhedrales alterados a jarosita y goetita, de color rojo fuerte o amarillo.
Vetillas	No se observan.			
Accesorios	Se observa cúmulo de fenocristales aislado compuesto de plagioclasas y piroxenos. Los últimos se encuentran alterados completamente a clorita-esmectita. Las plagioclasas poseen hasta 1,4 mm de largo y los piroxenos llegan a 0,3 mm. Euhedrales. Plagioclasas de integridad alta y piroxenos de integridad nula. También se pueden observar circones.			
Observaciones generales	Intrusivo hipabisal.			
				

ANEXO B: Detalle de procedimientos analíticos

B.1 Molienda para geoquímica de roca total de elementos mayores y traza

La molienda de tres de las muestras seleccionadas para análisis geoquímico de roca total fue realizada en el Laboratorio de Separación de Minerales del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, a cargo del técnico Roberto Valles. Para ello, en primer lugar, se retiraron las caras con alteración de las rocas y se molió ~1 kg de cada muestra con un martillo y un mortero de acero inoxidable bajo una malla 18, obteniéndose un primer molido con una granulometría de tamaño ~1 mm. Luego, este molido se llevó a un molino de discos, con juego de anillos rotatorios de ágata, marca RETSCH, modelo RS200. Se pulverizó la muestra bajo una malla 200, obteniéndose un segundo molido con una granulometría de tamaño ~75 micrones. Una vez obtenido el segundo molido, se almacenaron ~100 g de cada muestra en recipientes de plástico para su posterior envío a Canadá.

Las seis muestras restantes se enviaron a molienda al Laboratorio de Separación de Minerales del Departamento de Geología de la Universidad Andrés Bello, a cargo de la técnico Daniela Pla. Ésta constó de una primera etapa en la que se fracturó la muestra con una prensa de 50 toneladas marca MEGA, modelo KCK-50, obteniendo una granulometría de tamaño ~1 cm y retirando las fracciones que presentaban caras alteradas. Se molió la muestra restante con un martillo, y luego con un mortero de ágata para disminuir la granulometría a ~1 mm. Este molido se llevó a un pulverizador con mortero de ágata marca RETSCH, modelo RM200, del cual se obtuvo finalmente un polvo de muestra con granulometría de tamaño ~75 micrones. Ésta se sometió a un cuarteo del cual se retiró una parte de al menos 5 g y se guardó en recipientes de plástico para su posterior envío. El cuarto opuesto se dejó como muestra estándar y la otra mitad se guardó.

B.2 Análisis en roca total de elementos mayores y traza

Los análisis geoquímicos de elementos mayores y traza fueron realizados en el laboratorio Activation Laboratories Ltda., Ontario, Canadá. Para ello, se enviaron 9 polvos de roca de tamaño ~75 micrones, a los cuales se les aplicó la técnica de análisis 4Litho para elementos mayores y traza. En esta técnica, primero se realiza una etapa de fusión a 5 g del polvo de muestra con metaborato de litio y tetraborato mediante un robot, seguido por una etapa de digestión mediante una solución de ácido nítrico débil. Este proceso permite que la muestra completa se disuelva, asegurando que óxidos de elementos mayores, minerales refractarios, REE y otros elementos tipo HFSE entren en solución. Finalmente, la muestra ya fundida y digerida, se somete al análisis de elementos mayores y elementos traza por medio de un espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS), modelo Perkin Elmer Sciex Elan 6000. Los límites de detección para el análisis de elementos mayores y traza se presentan a continuación en las Tablas B.1 y B.2.

Tabla B.1: Límite de detección para elementos mayores. PPC: Pérdida por calcinación.

	Límite de Detección	Método de Análisis
<i>Óxidos (%)</i>		
Al₂O₃	0.01	ICP
CaO	0.01	ICP
Fe₂O₃(T)	0.01	ICP
K₂O	0.01	ICP
MgO	0.01	ICP
MnO	0.001	ICP
Na₂O	0.01	ICP
P₂O₅	0.01	ICP
SiO₂	0.01	ICP
TiO₂	0.001	ICP
PPC	0.01	ICP

Tabla B.2: Límite de detección, límite superior y método de análisis para elementos traza.

	Límite de Detección	Límite Superior	Método de Análisis
<i>Elementos Traza (ppm)</i>			
Ag	0.5	100	ICP/MS
As	5	2000	ICP/MS
Ba	2	500000	ICP
Be	1	-	ICP
Bi	0.4	2000	ICP/MS
Ce	0.1	3000	ICP/MS
Co	1	1000	ICP/MS
Cr	20	10000	ICP/MS
Cs	0.5	1000	ICP/MS
Cu	10	10000	ICP/MS
Dy	0.1	1000	ICP/MS
Er	0.1	1000	ICP/MS
Eu	0.05	1000	ICP/MS
Ga	1	500	ICP/MS
Gd	0.1	1000	ICP/MS
Ge	1	500	ICP/MS
Hf	0.2	1000	ICP/MS
Ho	0.1	1000	ICP/MS
In	0.2	200	ICP/MS
La	0.1	2000	ICP/MS
Lu	0.01	1000	ICP/MS
Mo	2	100	ICP/MS
Nb	1	1000	ICP/MS
Nd	0.1	2000	ICP/MS
Ni	20	10000	ICP/MS
Pb	5	10000	ICP/MS
Pr	0.05	1000	ICP/MS

Rb	2	1000	ICP/MS
Sb	0.5	200	ICP/MS
Sc	1	-	ICP
Sm	0.1	1000	ICP/MS
Sn	1	1000	ICP/MS
Sr	2	10000	ICP
Ta	0.1	500	ICP/MS
Tb	0.1	1000	ICP/MS
Th	0.1	2000	ICP/MS
Tl	0.1	1000	ICP/MS
Tm	0.05	1000	ICP/MS
U	0.1	1000	ICP/MS
V	5	10000	ICP
W	1	5000	ICP/MS
Y	1	10000	ICP
Yb	0.1	1000	ICP/MS
Zn	30	10000	ICP/MS
Zr	2	10000	ICP

B.3 Separación de circones

Las dos muestras datadas en este trabajo se enviaron a separación de circones al Laboratorio de Separación de Minerales del Departamento de Geología de la Universidad Andrés Bello. Para ello se utilizaron distintas metodologías las que se diferencian en los procedimientos realizados después del challado. Ambas se detallan a continuación.

La separación de circones constó de una primera etapa en la que las muestras de 2-3 kg se fracturaron en una prensa de 50 toneladas marca MEGA, modelo KCK-50, de la que se obtuvo un producto de granulometría de ~5 cm. Luego se chancaron en la trituradora de mandíbulas marca RETSCH, modelo BB 200, hasta obtener un molido de granulometría ~0,7 cm. Este molido se vertió en vasos de precipitado con agua los que se sometieron a baño ultrasónico para eliminar el polvo/limo de las muestras. Esto se realizó en el equipo de SUDELAB, modelo SB-4200DT. Para secar las muestras, se las mantuvo en un horno a 70°C por aproximadamente 24 horas. Una vez que el agua se evaporó completamente, las muestras se pulverizaron en un molino de discos marca RETSCH, modelo RS 200, con anillos rotatorios de tungsteno. Esto se realizó hasta pulverizar las muestras completamente y hasta obtener una granulometría menor 850 µm. Este molido se pasó por un arreglo de 3 tamices de 250 µm, 125 µm y 90 µm, el que luego se colocó en un agitador de tamices Ro-Tap®. Posterior a esto, a cada fracción se le quitó la magnetita con un imán y luego se challó en una batea especial para concentrar los minerales pesados. Estos concentrados se ingresaron nuevamente a un horno bajo las mismas condiciones anteriores para extraer el agua añadida durante el challado.

El procedimiento de la muestra CR018 continuó con la utilización del separador magnético Frantz por el que se pasaron las distintas fracciones obtenidas del challado. Para separar los minerales con distinta susceptibilidad magnética a la del circón, se varió la inclinación

y el amperaje. Finalmente, cada fracción de concentrado que quedó de esta etapa se revisó con una lupa para seleccionar al menos 100 circones para el envío.

El procedimiento de la muestra CR046 continuó con la utilización de líquidos densos. Cada uno de los concentrados de las fracciones obtenidas del challado se pasaron primero por Bromoformo de densidad $2,89 \text{ g/cm}^3$ y luego por Yoduro de metileno de densidad $3,3 \text{ g/cm}^3$. Los concentrados obtenidos de este proceso se limpiaron con acetona para eliminar residuos de líquidos densos. Finalmente, cada fracción de concentrado se examinó a través de una lupa para separar al menos 100 circones para el envío.

B.4 Análisis isotópico de U/Pb (LA-ICP-MS)

Los análisis isotópicos de U/Pb en circones se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México. Para ello se enviaron 2 concentrados de circones a los cuales se les aplicó la técnica de ablación láser acoplado con el cuadrupolo Thermo Xii (LA-ICP-MS). En esta técnica, primero se separan los cristales, se seleccionan y se montan en resina epóxica. Después del pulido, se les dispara con un rayo láser que interactúa con la superficie de la muestra, removiendo pequeñas partículas formando un aerosol que es transportado por un gas inerte como el He. Después de la vaporización de las partículas, en el ICP se utiliza un analizador cuadrupolar para separar cada isótopo en función de su masa nominal y carga. Los circones de las muestras se analizan de manera alterna con circones estándar y vidrios NIST, y en general se fechan de 30 a 40 puntos para definir edades de cristalización. Los datos obtenidos se reducen y corrigen por medio de un software diseñado de manera específica. De las relaciones isotópicas obtenidas se calculan las edades y obtienen los gráficos de concordia.

ANEXO C: Análisis químico de roca total

Tabla C.1: Análisis químico de roca total de elementos mayores y elementos traza

Muestra	CR020	CR024	CR031	CR034	CR038	CR039	CR046	CR044	CR047
Tipo de Roca	Dique	Intrusivo	Lava	Lava	Dique	Toba	Intrusivo	Intrusivo	Intrusivo
<i>Óxidos (%)</i>									
SiO₂	62.85	66.12	52.88	50.77	52.79	62.74	71.37	72.21	75.04
Al₂O₃	16.42	15.66	20.06	19.88	18.02	13.87	14.15	13.75	12.09
Fe₂O₃(T)	5.01	4.42	7.75	8.69	9.06	3.52	2.23	2.3	1.44
MnO	0.131	0.096	0.128	0.15	0.153	0.088	0.033	0.057	0.018
MgO	1.54	0.84	3.21	4.11	5.51	0.82	0.16	0.29	0.11
CaO	4.2	2.71	9.36	9.89	9.07	4.3	0.37	0.53	0.52
Na₂O	4.58	4.83	2.93	2.7	3.26	2.5	3.65	3.47	0.89
K₂O	1.92	2.63	0.95	0.2	0.41	2.52	5.26	5.67	7.73
TiO₂	0.746	0.614	0.839	0.902	0.945	0.467	0.18	0.173	0.09
P₂O₅	0.25	0.14	0.15	0.16	0.18	0.11	< 0.01	< 0.01	< 0.01
PPC	2.22	1.84	2.07	2.96	1.28	8.55	2.19	1.92	2.42
Total	99.86	99.91	100.3	100.4	100.7	99.47	99.59	100.3	100.4
<i>Elementos Trazas (ppm)</i>									
Sc	14	14	22	26	28	11	6	6	5
Be	1	2	< 1	< 1	< 1	2	2	2	2
V	67	20	176	219	225	26	5	< 5	18
Cr	< 20	20	< 20	30	90	< 20	50	90	60
Co	6	4	21	24	29	4	16	10	15
Ni	< 20	< 20	< 20	20	60	< 20	20	50	30
Cu	30	30	110	120	100	30	20	30	20
Zn	80	70	70	70	70	50	50	50	40
Ga	19	19	19	19	18	17	21	19	9
Ge	1	1	1	1	1	1	2	2	1
As	7	6	5	< 5	5	< 5	14	7	23
Rb	35	61	17	< 2	22	90	164	190	229
Sr	338	227	482	482	514	381	34	43	56
Y	22	31	16	16	16	32	45	41	32
Zr	137	199	64	64	69	235	318	294	136
Nb	3	5	1	1	2	5	4	3	3
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1.1	1.1	0.7
In	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	1	2	< 1	< 1	< 1	2	3	3	1
Sb	< 0.5	< 0.5	0.9	< 0.5	< 0.5	0.5	4.1	3.4	2.9
Cs	0.6	0.8	< 0.5	< 0.5	41.1	110	3	2.7	3.3
Ba	516	604	250	142	311	608	707	762	167
Hf	3.5	5.3	1.9	1.8	1.8	6.4	9.3	8.1	5.1
Ta	0.2	0.3	0.1	< 0.1	0.1	0.4	0.5	0.5	0.5
W	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2	67	68	99
Tl	0.2	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.3	0.1	0.2	0.7
Pb	10	15	5	6	5	15	16	18	21
Bi	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Th	3.4	6.4	1.4	0.9	1.6	7.2	14.8	15.1	14.9
U	1	1.9	0.4	0.3	0.4	2.1	4.2	4.3	3.5

REE (ppm)

La	15.8	20.5	7.8	7.5	9.7	21.3	31.8	30.8	30
Ce	34.6	45.3	18.7	17.9	22.1	46.8	63.3	70	63.7
Pr	4.46	5.82	2.6	2.52	2.95	5.84	7.99	8.37	7.74
Nd	18.9	24.4	11.6	11.9	13.2	24	31.4	32.8	29.7
Sm	4.4	5.7	3.2	3	3.4	5.6	7.3	6.9	6.5
Eu	1.34	1.37	1.04	1.04	1.08	1.17	0.54	0.53	0.25
Gd	4	5.5	3.3	3.2	3.2	5.5	6.5	6.5	5.5
Tb	0.6	0.9	0.6	0.5	0.5	0.9	1.1	1.1	0.9
Dy	4.2	6	3.3	3.2	3.2	5.6	6.8	7.1	5.6
Ho	0.8	1.2	0.7	0.7	0.6	1.1	1.4	1.5	1.1
Er	2.5	3.6	2	1.9	1.8	3.5	4.5	4.5	3.5
Tm	0.38	0.54	0.28	0.28	0.26	0.53	0.73	0.7	0.57
Yb	2.6	3.7	1.9	1.7	1.8	3.6	5	4.9	3.9
Lu	0.43	0.59	0.29	0.29	0.27	0.57	0.8	0.85	0.62

ANEXO D: Datos analíticos U-Pb (LA-ICP-MS) en circón

Tabla D.1: Datos analíticos muestra CR018. Lava riolítica con bandeamiento por flujo.

	RAZONES CORREGIDAS												EIDADES CORREGIDAS (Ma)								
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Best age (Ma)	±2σ	Disc %
Zircon_161	434	324	0.75	0.0859	0.0086	0.0812	0.0068	0.0067	0.0003	0.0028	0.0002	-0.02	43.2	2.0	79.1	6.4	1270.0	220.0	43.2	2.0	45.39
Zircon_162	1426	1455	1.02	0.0477	0.0035	0.0438	0.0028	0.0066	0.0002	0.0022	0.0001	-0.12	42.2	1.1	43.5	2.7	120.0	150.0	42.2	1.1	2.99
Zircon_163	519	378	0.73	0.0541	0.0060	0.0473	0.0054	0.0064	0.0002	0.0023	0.0002	0.33	40.8	1.5	46.8	5.2	320.0	240.0	40.8	1.5	12.82
Zircon_164	314	186	0.59	0.0538	0.0072	0.0461	0.0051	0.0065	0.0003	0.0022	0.0002	0.06	41.8	1.6	45.7	5.0	250.0	270.0	41.8	1.6	8.53
Zircon_165	1013	675	0.67	0.0538	0.0043	0.0483	0.0042	0.0065	0.0002	0.0023	0.0001	0.48	42.0	1.0	47.9	4.1	320.0	170.0	42.0	1.0	12.23
Zircon_166	870	693	0.80	0.0485	0.0034	0.0428	0.0028	0.0064	0.0001	0.0021	0.0001	-0.04	41.4	0.8	42.9	2.6	140.0	130.0	41.4	0.8	3.47
Zircon_167	345	239	0.69	0.0528	0.0054	0.0462	0.0049	0.0063	0.0003	0.0021	0.0002	0.27	40.7	1.6	45.8	4.7	300.0	220.0	40.7	1.6	11.14
Zircon_168	647	511	0.79	0.0481	0.0034	0.0437	0.0032	0.0065	0.0002	0.0021	0.0001	0.12	41.7	1.0	43.4	3.1	150.0	150.0	41.7	1.0	3.89
Zircon_169	278	174.3	0.63	0.0646	0.0079	0.0572	0.0072	0.0064	0.0003	0.0024	0.0002	0.08	41.2	1.8	56.3	6.9	700.0	260.0	41.2	1.8	26.82
Zircon_170	470	260	0.55	0.0460	0.0037	0.0403	0.0030	0.0063	0.0003	0.0021	0.0002	-0.33	40.5	2.1	40.1	3.0	0.0	170.0	40.5	2.1	-1.00
Zircon_171	784	576	0.73	0.0490	0.0049	0.0446	0.0040	0.0067	0.0002	0.0023	0.0001	-0.20	42.8	1.3	44.3	3.9	140.0	210.0	42.8	1.3	3.39
Zircon_172	1168	1038	0.89	0.0495	0.0039	0.0443	0.0037	0.0064	0.0002	0.0021	0.0001	0.17	41.3	1.3	44.0	3.6	190.0	180.0	41.3	1.3	6.14
Zircon_173	231	146	0.63	0.0690	0.0100	0.0608	0.0080	0.0066	0.0003	0.0026	0.0003	-0.19	42.4	2.0	59.7	7.6	780.0	330.0	42.4	2.0	28.98
Zircon_174	870	789	0.91	0.0522	0.0034	0.0456	0.0028	0.0064	0.0002	0.0021	0.0001	-0.10	40.9	1.1	45.2	2.7	270.0	150.0	40.9	1.1	9.51
Zircon_175	1500	1710	1.14	0.0508	0.0030	0.0464	0.0025	0.0067	0.0002	0.0023	0.0001	0.02	43.1	1.1	46.1	2.4	220.0	130.0	43.1	1.1	6.51
Zircon_176	1171	1036	0.88	0.0569	0.0041	0.0497	0.0036	0.0066	0.0002	0.0023	0.0001	0.06	42.3	1.2	49.2	3.4	460.0	170.0	42.3	1.2	14.02
Zircon_177	341	234	0.69	0.0662	0.0087	0.0629	0.0082	0.0069	0.0003	0.0022	0.0002	-0.05	44.0	1.6	61.7	7.8	670.0	270.0	44.0	1.6	28.69
Zircon_178	772	602	0.78	0.0483	0.0038	0.0431	0.0030	0.0066	0.0002	0.0022	0.0001	-0.02	42.3	1.1	42.8	3.0	120.0	170.0	42.3	1.1	1.17
Zircon_179	353	229	0.65	0.1440	0.0230	0.1450	0.0230	0.0072	0.0002	0.0042	0.0005	0.73	46.4	1.2	137.0	20.0	2220.0	290.0	46.4	1.2	66.13
Zircon_180	288	165	0.57	0.0532	0.0070	0.0487	0.0056	0.0065	0.0003	0.0023	0.0002	-0.11	41.9	1.8	48.2	5.4	320.0	280.0	41.9	1.8	13.07
Zircon_181	465	456	0.98	0.0585	0.0049	0.0486	0.0037	0.0063	0.0002	0.0021	0.0001	0.11	40.7	1.4	48.1	3.6	480.0	190.0	40.7	1.4	15.38
Zircon_182	312	199	0.64	0.0625	0.0063	0.0549	0.0057	0.0064	0.0003	0.0021	0.0002	0.18	40.8	1.7	54.2	5.4	640.0	190.0	40.8	1.7	24.72
Zircon_183	623	582	0.93	0.0531	0.0046	0.0453	0.0035	0.0065	0.0002	0.0020	0.0001	0.27	41.7	1.4	45.0	3.4	280.0	180.0	41.7	1.4	7.33
Zircon_184	275	203	0.74	0.1440	0.0120	0.1430	0.0100	0.0070	0.0003	0.0042	0.0004	0.20	45.0	2.1	135.7	9.1	2260.0	150.0	45.0	2.1	66.84
Zircon_185	2810	3610	1.28	0.0475	0.0022	0.0448	0.0019	0.0068	0.0001	0.0022	0.0001	-0.08	43.9	0.9	44.5	1.9	80.0	100.0	43.9	0.9	1.46
Zircon_186	295	219	0.74	0.0890	0.0100	0.0809	0.0086	0.0064	0.0003	0.0026	0.0002	0.07	41.3	1.8	78.8	8.1	1380.0	230.0	41.3	1.8	47.59
Zircon_187	361	249	0.69	0.0536	0.0055	0.0482	0.0047	0.0064	0.0002	0.0024	0.0002	-0.16	40.9	1.5	47.8	4.6	410.0	240.0	40.9	1.5	14.44
Zircon_188	1108	844	0.76	0.0502	0.0040	0.0439	0.0029	0.0065	0.0002	0.0022	0.0001	-0.07	41.9	1.2	43.6	2.8	190.0	180.0	41.9	1.2	3.90
Zircon_189	324	235	0.73	0.0755	0.0065	0.0690	0.0057	0.0067	0.0004	0.0025	0.0002	0.28	43.3	2.8	67.7	5.4	1040.0	170.0	43.3	2.8	36.04
Zircon_190	309	200	0.65	0.0741	0.0097	0.0644	0.0071	0.0063	0.0003	0.0027	0.0002	-0.18	40.6	1.9	63.3	6.8	1070.0	250.0	40.6	1.9	35.86
Zircon_191	261	150.1	0.58	0.0697	0.0070	0.0623	0.0055	0.0066	0.0002	0.0028	0.0003	-0.09	42.6	1.6	62.3	5.0	820.0	220.0	42.6	1.6	31.62
Zircon_192	289	191	0.66	0.0658	0.0068	0.0578	0.0056	0.0064	0.0002	0.0024	0.0002	-0.11	40.8	1.6	57.0	5.4	810.0	230.0	40.8	1.6	28.42
Zircon_193	636	363	0.57	0.0551	0.0048	0.0461	0.0040	0.0063	0.0002	0.0020	0.0001	0.26	40.4	1.2	45.7	3.9	360.0	190.0	40.4	1.2	11.60

D.1

Zircon_194	494	427	0.86	0.0601	0.0053	0.0556	0.0047	0.0066	0.0002	0.0023	0.0002	0.19	42.5	1.2	54.8	4.5	660.0	170.0	42.5	1.2	22.45
Zircon_195	342	227	0.66	0.0505	0.0053	0.0440	0.0041	0.0065	0.0002	0.0021	0.0001	-0.16	41.9	1.4	44.2	3.9	200.0	210.0	41.9	1.4	5.20

*Valores tachados son aquellos en los que la discordancia es mayor al 30% o menor a -5%. Estos valores no han sido considerados en los cálculos ni diagramas de edad.

*La edad reportada para esta muestra es de $41,68 \pm 0,30$ Ma y corresponde al promedio ponderado de los datos.

Tabla D.2: Datos analíticos muestra CR046. Intrusivo riolítico con disyunción columnar.

	RAZONES CORREGIDAS												EADAES CORREGIDAS (Ma)								
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	Best age (Ma)	±2σ	Disc %
Zircon_101	87	36	0.41	0.0910	0.0220	0.0960	0.0210	0.0073	0.0004	0.0038	0.0006	-0.16	46.7	2.6	91.0	19.0	930.0	390.0	46.7	2.6	48.68
Zircon_102	440	259	0.59	0.0563	0.0084	0.0523	0.0072	0.0069	0.0002	0.0028	0.0002	0.03	44.3	1.5	51.5	6.9	320.0	270.0	44.3	1.5	13.98
Zircon_103	830	737	0.89	0.0468	0.0038	0.0411	0.0031	0.0063	0.0002	0.0021	0.0001	0.07	40.6	1.3	40.8	3.1	20.0	160.0	40.6	1.3	0.49
Zircon_104	295	133	0.45	0.0466	0.0075	0.0463	0.0074	0.0069	0.0003	0.0026	0.0003	0.05	44.3	2.0	45.6	7.1	30.0	300.0	44.3	2.0	2.85
Zircon_105	369	232	0.63	0.0570	0.0071	0.0522	0.0066	0.0067	0.0003	0.0023	0.0002	0.05	43.0	2.0	52.6	6.3	370.0	260.0	43.0	2.0	18.25
Zircon_106	653	644	0.99	0.0768	0.0092	0.0696	0.0090	0.0069	0.0002	0.0027	0.0002	0.07	44.1	1.2	68.0	8.4	1000.0	220.0	44.1	1.2	35.15
Zircon_107	208	130	0.63	0.1190	0.0120	0.1063	0.0090	0.0066	0.0003	0.0039	0.0004	0.32	42.2	1.9	102.2	8.3	1930.0	190.0	42.2	1.9	58.71
Zircon_108	804	603	0.75	0.0669	0.0063	0.0593	0.0048	0.0067	0.0002	0.0025	0.0002	0.07	43.3	1.3	58.4	4.6	760.0	180.0	43.3	1.3	25.86
Zircon_109	750	670	0.89	0.0496	0.0042	0.0434	0.0034	0.0064	0.0002	0.0021	0.0001	0.10	41.1	1.4	43.1	3.3	160.0	180.0	41.1	1.4	4.64
Zircon_110	1493	1772	1.19	0.0487	0.0036	0.0421	0.0030	0.0064	0.0002	0.0020	0.0001	0.24	41.4	1.2	41.9	2.9	120.0	160.0	41.4	1.2	1.19
Zircon_111	517	325	0.63	0.0512	0.0059	0.0449	0.0047	0.0065	0.0002	0.0021	0.0002	0.08	41.7	1.4	44.5	4.5	160.0	220.0	41.7	1.4	6.29
Zircon_112	155	65	0.42	0.0840	0.0710	0.0800	0.1900	0.0069	0.0016	0.0054	0.0080	-0.11	44.0	10.0	70.0	110.0	1030.0	560.0	44.0	10.0	37.14
Zircon_113	491	270	0.55	0.0487	0.0053	0.0413	0.0044	0.0063	0.0003	0.0023	0.0002	0.03	40.5	1.7	41.0	4.2	90.0	220.0	40.5	1.7	1.22
Zircon_114	1133	1131	1.00	0.3490	0.0400	0.4700	0.1300	0.0096	0.0012	0.0097	0.0019	0.72	61.4	7.3	393.0	71.0	3690.0	150.0	3690.0	150.0	84.38
Zircon_115	749	609	0.81	0.0502	0.0051	0.0451	0.0045	0.0065	0.0002	0.0021	0.0002	0.33	41.9	1.4	44.7	4.4	130.0	210.0	41.9	1.4	6.26
Zircon_116	2019	3731	1.85	0.0477	0.0031	0.0422	0.0024	0.0065	0.0002	0.0015	0.0001	0.03	42.0	1.0	41.9	2.3	90.0	130.0	42.0	1.0	-0.31
Zircon_117	1067	830	0.78	0.0461	0.0045	0.0417	0.0035	0.0067	0.0002	0.0021	0.0001	0.03	42.8	1.3	41.5	3.5	-20.0	190.0	42.8	1.3	-3.13
Zircon_118	288	208	0.72	0.0466	0.0068	0.0415	0.0062	0.0065	0.0003	0.0022	0.0002	0.18	41.4	2.1	41.1	6.0	110.0	250.0	41.4	2.1	-0.73
Zircon_119	232	206	0.89	0.0930	0.0820	0.1000	0.4600	0.0073	0.0040	0.0038	0.0080	0.01	47.0	25.0	90.0	190.0	1290.0	540.0	47.0	25.0	47.78
Zircon_120	319	193	0.61	0.0489	0.0070	0.0421	0.0054	0.0069	0.0003	0.0021	0.0002	0.08	44.1	1.8	41.8	5.2	70.0	280.0	44.1	1.8	-5.50
Zircon_121	1147	946	0.82	0.0506	0.0037	0.0452	0.0032	0.0066	0.0002	0.0022	0.0001	0.03	42.2	1.2	44.8	3.2	180.0	160.0	42.2	1.2	5.80
Zircon_122	941	790	0.84	0.0473	0.0044	0.0407	0.0032	0.0064	0.0002	0.0019	0.0001	0.01	41.4	1.3	40.4	3.2	50.0	180.0	41.4	1.3	-2.48
Zircon_123	300	128	0.43	0.0560	0.0100	0.0480	0.0090	0.0066	0.0003	0.0026	0.0004	0.05	42.6	2.1	47.3	8.6	310.0	340.0	42.6	2.1	9.94
Zircon_124	623	462	0.74	0.0451	0.0049	0.0414	0.0039	0.0066	0.0002	0.0020	0.0001	0.04	42.7	1.2	41.1	3.8	0.0	200.0	42.7	1.2	-3.89
Zircon_125	629	354	0.56	0.0495	0.0054	0.0463	0.0049	0.0068	0.0002	0.0022	0.0002	0.01	44.0	1.3	45.9	4.7	160.0	210.0	44.0	1.3	4.14
Zircon_126	783	591	0.75	0.0502	0.0093	0.0424	0.0087	0.0063	0.0003	0.0020	0.0003	0.02	40.7	1.6	42.1	8.2	160.0	260.0	40.7	1.6	3.33
Zircon_127	485	332	0.68	0.0518	0.0065	0.0494	0.0056	0.0067	0.0002	0.0022	0.0002	0.02	43.3	1.4	48.8	5.4	310.0	240.0	43.3	1.4	11.27
Zircon_128	415	287	0.69	0.0525	0.0054	0.0469	0.0053	0.0067	0.0002	0.0024	0.0002	0.19	42.8	1.5	46.5	5.1	220.0	210.0	42.8	1.5	7.96

Zircon_129	436	238	0.55	0.0533	0.0084	0.0478	0.0070	0.0066	0.0002	0.0023	0.0002	0.02	42.6	1.5	47.2	6.7	230.0	290.0	42.6	1.5	9.75
Zircon_130	649	500	0.77	0.0472	0.0052	0.0432	0.0043	0.0066	0.0002	0.0020	0.0001	0.07	42.1	1.4	42.9	4.2	50.0	200.0	42.1	1.4	1.86
Zircon_131	704	584	0.83	0.0618	0.0067	0.0597	0.0060	0.0070	0.0002	0.0025	0.0002	0.05	45.0	1.2	58.6	5.8	600.0	210.0	45.0	1.2	23.21
Zircon_132	619	520	0.84	0.0477	0.0048	0.0438	0.0041	0.0067	0.0002	0.0021	0.0002	0.02	43.1	1.5	43.4	4.0	70.0	210.0	43.1	1.5	0.69
Zircon_133	434	327	0.75	0.1630	0.0510	0.1600	0.1300	0.0071	0.0012	0.0049	0.0015	0.17	45.5	7.4	147.0	85.0	2520.0	250.0	45.5	7.4	69.05
Zircon_134	364	224	0.62	0.0525	0.0065	0.0468	0.0059	0.0065	0.0003	0.0027	0.0002	0.08	41.6	1.9	46.3	5.7	270.0	230.0	41.6	1.9	10.15
Zircon_135	512	428	0.84	0.0570	0.0059	0.0557	0.0054	0.0069	0.0003	0.0023	0.0002	0.30	44.5	1.6	54.9	5.1	480.0	210.0	44.5	1.6	18.94

*Valores tachados son aquellos en los que la discordancia es mayor al 25% o menor a -5%. Estos valores no han sido considerados en los cálculos ni diagramas de edad.

*La edad reportada para esta muestra es de $42,29 \pm 0,45$ Ma y corresponde al promedio ponderado de los datos.

