



**UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

# **PETROGÉNESIS DEL MAGMATISMO EOCENO- MIOCENO EN CHILE ENTRE LOS 34°45'-35°15'S: IMPLICANCIAS EN LA CONFIGURACIÓN Y EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DE LA REGIÓN**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS MENCIÓN  
GEOLOGÍA**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA**

**PAULINA KATHERINE ARELLANO CORTÉS**

**PROFESOR GUÍA:  
MARCELO FARÍAS THIERS**

**PROFESORA CO-GUÍA:  
MARCIA ALEJANDRA MUÑOZ GÓMEZ**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ  
DANIEL SELLÉS MATHIEU**

**Este trabajo fue financiado por el Proyecto Fondecyt N° 11140012**

**SANTIAGO DE CHILE  
2019**

**RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL**  
**GRADO DE:** Magíster en Ciencias Mención Geología  
**TÍTULO DE:** Geóloga  
**POR:** Paulina Katherine Arellano Cortés  
**FECHA:** 30 de Abril de 2019  
**PROFESOR GUÍA:** Marcelo Farías Thiers

**PETROGÉNESIS DEL MAGMATISMO EOCENO-MIOCENO EN CHILE ENTRE LOS  
34°45'-35°15'S: IMPLICANCIAS EN LA CONFIGURACIÓN Y EVOLUCIÓN  
PALEOGEOGRÁFICA DE LA REGIÓN**

Este trabajo tiene como objetivo caracterizar la evolución Andina Eocena-Miocena en la Cordillera Principal occidental (C.P.o.) entre 34°45' y 35°15'S, mediante el estudio del magmatismo de arco contemporáneo. Las unidades representativas del magmatismo Cenozoico en el área corresponden a las formaciones Abanico y Farellones, e intrusivos Mio-Pliocenos que afloran dispersos en la C.P.o. Para caracterizar la petrogénesis de las unidades se realizó: (i) la descripción de cortes transparentes (n=47), (ii) análisis químicos de roca total (ICP-OES, ICP-MS; n=23), (iii) análisis isotópicos de Sr-Nd en roca total (ICP-MS; n=11), (iv) análisis acoplados U-Pb e isotopías de O-Hf en circón (SHRIMP: U-Pb y O, LA-ICP-MS: Hf; n=9), y (v) análisis acoplados U-Pb e isotopías de Hf en circón (LA-ICP-MS; n=2).

En cuanto a la petrogénesis, todas las unidades presentan signatures típicas de arco y características geoquímicas e isotópicas que indican una génesis a partir de contaminación temprana y cristalización fraccionada como factor de primer orden en la evolución de los magmas. En conjunto ellas definen diferencias temporales y espaciales en la evolución de los magmas en tres grupos: (i) >22 Ma: Fm. Abanico, (ii) entre 22-18 Ma, y (iii) <18 Ma: fms. Farellones-Corona del Fraile e intrusivos Mio-Pliocenos. La ubicación de las unidades (i) y (iii) ha sido denominada como “dominio oriental”. Las rocas de 22-18 Ma, cuyos afloramientos se reconocen exclusivamente en el frente cordillerano occidental (“dominio occidental”), muestran patrones de REE prácticamente paralelos al N-MORB y son más primitivas que el resto en términos isotópicos de Sr-Nd. Los resultados pueden ser englobados en un modelo con diferencias en la arquitectura de la corteza continental. En el sector occidental una corteza más delgada habría permitido el ascenso y emplazamiento de rocas más primitivas a los 22-18 Ma. En el dominio oriental, los magmas habrían ascendido a través de una corteza más engrosada, teniendo mayor interacción con componentes corticales diferenciados. Las variaciones en la arquitectura cortical habrían controlado el desarrollo de dominios MASH con diferencias en los alcances de altura de columna litosférica bajo los dominios occidental y oriental.

En términos comparativos, se plantea que la evolución Eocena-Miocena del margen Andino en Chile a los ~35°S sería distinta a la reportada para el área comprendida entre 33° y 34°S, cuyas características principales se relacionan con una mayor extensión acumulada y una posterior menor construcción cortical acumulada hacia el sur, cuyo resultado es el gradiente actual de disminución topográfica y cortical de los Andes.

*A mis papás, César y Nancy*  
*A mi hermano, mi ejemplo a seguir*

# AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Proyecto Fondecyt N°11140012 por el financiamiento completo de la investigación asociada al presente trabajo de tesis. También agradezco al Departamento de Postgrado y Postítulo de la Universidad de Chile por el financiamiento de la estadía corta de investigación realizada durante Octubre del 2016 en la *Australian National University* (ANU). Gracias al AMTC por permitirme trabajar en sus dependencias.

A mi profesor guía Marcelo Farías por su tremenda disposición y la gran cantidad de conocimientos que me transmitió en aquellas largas conversaciones sobre tectónica. A los miembros de la comisión Daniel Sellés y Reynaldo Charrier por su excelente disposición para participar de este trabajo y los grandes aportes en las correcciones de esta tesis. Y especialmente quiero agradecer a Marcia Muñoz, mi profesora guía/co-guía por la confianza que tuvo en mi y mis capacidades, por la tremenda paciencia, la excelente disposición y el tiempo destinado a los avances de este trabajo. Marcia, gracias por los conocimientos que me transmitiste, por los tremendos terrenos y conversaciones que tuvimos, por tus consejos, y por integrar a Américo en tu playlist de terreno. También agradezco a Mark Fanning por recibirme en mi estadía corta en la ANU y su disposición para resolver mis dudas. A los funcionarios del Departamento de Geología Maritza Acuña y Roberto Valles por su gran disposición y ayuda, y aquellas conversaciones tan amenas.

A mis compañeros de terreno en cada una de las campañas desarrolladas durante este trabajo. Gracias infinitas a Felipe, Mario y Andrés, y también a Maca, Luz y Mati por aquellas conversaciones en plena cordillera, el apañe durante las caminatas intensas bajo el sol, por la buena onda, las risas, los chascarros, las canciones, los 125 y su amistad.

Agradezco a mi familia, especialmente a mis papás y mi hermano por toda la paciencia, el apoyo que me han dado con cada decisión que he tomado, toda la comprensión y su amor incondicional. Todo lo que he logrado ha sido por ustedes, espero que se sientan orgullosos de mí. Gracias a mi Nina, al Rober, la Caro y mi Cata por siempre estar y apoyarme. A mis amigas del alma Tote y Roxy, las amo con todo, gracias por su incondicionalidad, en las buenas y las súper malas. Todos han sido un ejemplo a seguir y un pilar fundamental para mí.

A los grandes amigos que conocí durante mi estadía en la Universidad. A quienes conocí primero: Dani, Marión, Tihare, Carlos, Daniel, Pancho, Rey y Nico, gracias por estar en todas conmigo y por las largas noches de juegos y ñoñerías. A mis queridos de Geología Andre, Coni, Sasha, José, Basti, Pablo y Quiroga, gracias por su apoyo constante y por los recuerdos lindos de terreno, de las clases, de los carretes de geo y de nuestra amistad fuera de la U. A mis cabras adoradas del AMTC Marci, Vale, Clau, Coni, Romi y Vale Hanna, gracias por alegrar mis días, por las risas, las conversaciones profundas, sus consejos y por apañarnos entre todas en el sufrimiento compartido por terminar la tesis... ya les queda menos cabras! Y como no, gracias a la Isa por el cariño, las risas y el ánimo. Me siento agradecida por tenerlos a todos en mi vida.

Gracias infinitas a todos quienes me animaron siempre y se sintieron parte de esta larga travesía... Al fin se acaba esto!!!!



# TABLA DE CONTENIDO

<b>1</b>	<b>INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
1.1	FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO.....	1
1.2	OBJETIVOS .....	3
1.2.1	Objetivo General.....	3
1.2.2	Objetivos Específicos.....	3
1.3	HIPÓTESIS DE TRABAJO.....	3
1.4	METODOLOGÍA.....	4
1.4.1	Trabajo de Gabinete previo a campañas de terreno.....	4
1.4.2	Trabajo en campañas de terreno.....	4
1.4.2.1	<i>Campañas al valle del río Tinguiririca .....</i>	<i>4</i>
1.4.2.2	<i>Campañas al valle del río Teno.....</i>	<i>4</i>
1.4.3	Trabajo de Gabinete posterior a campañas de terreno.....	4
1.5	UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO .....	5
1.5.1	Valle del Tinguiririca.....	5
1.5.2	Valle del Teno .....	7
<b>2</b>	<b>MARCO GEOLÓGICO.....</b>	<b>9</b>
2.1	CONFIGURACIÓN ACTUAL DE LA CADENA ANDINA ENTRE LOS 33° Y 37°S. ....	9
2.1.1	Morfoestructuras.....	11
2.2	EVOLUCIÓN CENOZOICA ANDINA ENTRE LOS 33° Y 34°S .....	12
2.2.1	Introducción .....	12
2.2.2	Evolución Tectónica.....	13
2.2.3	Evolución Magmática.....	16
2.3	GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO .....	19
2.3.1	Rocas Estratificadas .....	19
2.3.1.1	<i>Formación Nacientes del Teno (Klohn, 1960) .....</i>	<i>19</i>
2.3.1.2	<i>Formación Río Damas (Klohn, 1960) .....</i>	<i>19</i>
2.3.1.3	<i>Formación Baños del Flaco (Klohn, 1960) .....</i>	<i>19</i>
2.3.1.4	<i>Unidad BRCU (Charrier et al., 1996).....</i>	<i>20</i>
2.3.1.5	<i>Unidad Guanaco (Tapia, 2015) – Formación Plan de los Yeuques (González &amp; Vergara, 1962).....</i>	<i>20</i>
2.3.1.6	<i>Formación Abanico (Aguirre, 1960).....</i>	<i>21</i>
2.3.1.7	<i>Formación Farellones (Klohn, 1960) .....</i>	<i>22</i>
2.3.1.8	<i>Formación Corona del Fraile (González &amp; Vergara, 1962) .....</i>	<i>22</i>
2.3.1.9	<i>Volcanismo Cuaternario .....</i>	<i>22</i>
2.3.2	Rocas Intrusivas .....	23
<b>3</b>	<b>MUESTRAS ESTUDIADAS: CONTEXTO GEOLÓGICO, PETROGRAFÍA Y GEOCRONOLOGÍA.....</b>	<b>25</b>
3.1	INTRODUCCIÓN.....	25
3.2	CONTEXTO GEOLÓGICO.....	26
3.2.1	Generalidades.....	26
3.2.2	Muestras Recolectadas .....	30
3.2.2.1	<i>Formación Abanico .....</i>	<i>30</i>
3.2.2.2	<i>Formación Farellones.....</i>	<i>35</i>

3.2.2.3	<i>Formación Corona del Fraile</i> .....	39
3.2.2.4	<i>Unidades Intrusivas</i> .....	42
3.3	PETROGRAFÍA AL MICROSCOPIO.....	47
3.3.1	Lavas .....	47
3.3.2	Rocas Piroclásticas.....	50
3.3.3	Unidades Intrusivas .....	52
3.4	DETERMINACIONES RADIOMÉTRICAS.....	57
3.4.1	Introducción .....	57
3.4.2	Resultados.....	57
3.4.2.1	<i>Muestras analizadas mediante U-Pb en circón</i> .....	57
3.4.2.2	<i>Resultados por muestra</i> .....	60
3.5	DISCUSIONES.....	69
<b>4</b>	<b>GEOQUÍMICA E ISOTOPÍA.....</b>	<b>75</b>
4.1	GENERALIDADES .....	75
4.2	ANÁLISIS QUÍMICOS DE ROCA TOTAL .....	76
4.2.1	Elementos Mayores .....	76
4.2.2	Elementos Traza.....	81
4.2.2.1	<i>Elementos Compatibles</i> .....	81
4.2.2.2	<i>Elementos LILE</i> .....	83
4.2.2.3	<i>Elementos HFSE</i> .....	84
4.2.2.4	<i>Tierras Raras (REE)</i> .....	86
4.2.2.5	<i>Diagramas Multielemento</i> .....	92
4.2.2.6	<i>Diagramas de discriminación tectónica</i> .....	94
4.2.2.7	<i>Razones de elementos traza incompatibles de interés petrogenético</i> ...	95
4.3	ANÁLISIS ISOTÓPICOS DE Sr-Nd.....	99
4.4	ANÁLISIS ISOTÓPICOS DE Hf-O.....	106
4.5	DISCUSIONES E IMPLICANCIAS PETROGENÉTICAS .....	112
4.6	SÍNTESIS Y MODELOS PALEOGEOGRÁFICOS .....	119
<b>5</b>	<b>MODELOS DE MEZCLA SIMPLE DE MAGMAS .....</b>	<b>122</b>
5.1	ASPECTOS GENERALES .....	122
5.2	MODELO CONCEPTUAL DE GÉNESIS DE MAGMAS EN MÁRGENES CONVERGENTES.....	123
5.2.1	Antecedentes.....	123
5.2.2	Polos Composicionales.....	125
5.3	COMPOSICIONES A REPRODUCIR .....	128
5.4	RESULTADOS .....	129
5.4.1	Modelos de Mezcla Simple sobre las isotopías de Sr-Nd .....	129
5.4.1.1	<i>Antecedentes</i> .....	129
5.4.1.2	<i>Modelo de Mezcla 1: Contaminación en la fuente astenosférica por erosión por subducción con material de la corteza media a superior</i> .....	129
5.4.1.3	<i>Modelo de Mezcla 2: Contaminación en la fuente astenosférica por erosión por subducción con material de la corteza inferior</i> .....	132
5.4.1.4	<i>Modelo de Mezcla 3: Contaminación en la fuente litosférica de un magma primario tipo Colbún con material de la corteza media a superior</i> .....	134
5.4.1.5	<i>Modelo de Mezcla 4: Contaminación en la fuente litosférica de un magma primario tipo Colbún con material de la corteza inferior</i> .....	137

5.5	ANÁLISIS Y SÍNTESIS DE LA MODELACIÓN .....	140
<b>6</b>	<b>SÍNTESIS Y DISCUSIONES .....</b>	<b>143</b>
6.1	SÍNTESIS DE RESULTADOS .....	143
6.2	DIFERENCIAS EN LA EVOLUCIÓN CENOZOICA AL N Y S DE LOS ~35°S EN LOS ANDES DE CHILE CENTRAL .....	149
<b>7</b>	<b>CONCLUSIONES .....</b>	<b>153</b>
	<b>BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>155</b>
<b>ANEXO A</b> .....	<b>A</b>	
PETROGRAFÍA MICROSCÓPICA DE LAS MUESTRAS RECOLECTADAS .....	A	
<b>ANEXO B</b> .....	<b>B</b>	
DETERMINACIONES RADIOMÉTRICAS U-PB EN CIRCÓN.....	B	
<b>ANEXO C</b> .....	<b>C</b>	
ANÁLISIS QUÍMICOS E ISOTÓPICOS .....	C	

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Fig. 1.1</b> – Mapa Geológico del margen Andino entre los 31° y 37°S. ....	2
<b>Fig. 1.2</b> – Figura esquemática representativa de las variaciones de N a S de la máxima elevación de la cadena Andina y máxima profundidad del MOHO en Chile central. Tomada de Farías (2007). ....	3
<b>Fig. 1.3</b> – Mapa rutero del valle del río Tinguiririca, VI Región del Libertador Bernardo O'Higgins. ....	7
<b>Fig. 1.4</b> – Mapa rutero del valle del río Teno, VII Región del Maule. ....	8
<b>Fig. 2.1</b> – Unidades morfoestructurales de Chile central, entre los 33 y 36°S. Tomado de Tapia (2010). ....	11
<b>Fig. 2.2</b> – Perfiles de evolución paleogeográfica de Chile central durante el Cenozoico. ....	15
<b>Fig. 2.3</b> – Evolución de la migración al sur de la dorsal de Juan Fernández (en amarillo) desde los 35 Ma hasta la actualidad. Tomada y simplificada de Arriagada <i>et al.</i> (2013). ....	16
<b>Fig. 2.4</b> – Patrones de evolución isotópica Sr-Nd de rocas ígneas Cenozoicas de Chile central. (a) Gráfico de comparación de las signatures isotópicas de las fms. Abanico y Farellones con campos de lavas Cretácicas y Cuaternarias a la misma latitud (NSVZ, parte norte de la ZVS; CSVZ, parte central de la ZVS). Tomada de Nyström <i>et al.</i> (2013). (b) Gráfico de razones iniciales $\epsilon_{Nd}$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ de centros volcánicos de la ZVS, muestras de batolitos Paleozoicos y unidades ígneas Cenozoicas. Se destaca el patrón general hacia valores mayores de $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ y menores de $\epsilon_{Nd(i)}$ que muestran estas últimas. La curva en negrita corresponde a un modelo de mezcla simple entre un magma tipo “Abanico” y un contaminante tipo corteza continental de edad Paleozoico Tardío-Triásico. Los círculos etiquetados con números indican el porcentaje de contaminación. Tomada y simplificada de Kay <i>et al.</i> (2005). ....	18
<b>Fig. 2.5</b> – Gráfico del rango de razones La/Yb versus: (1) edad de unidades ígneas Cenozoicas de Chile central (eje superior) y (2) ubicación de centros volcánicos de la ZVS (eje inferior, indicadas con barras negras verticales). ....	18
<b>Fig. 2.6</b> – Distribución de cuerpos intrusivos mayores de edad Neógeno a lo largo de la Cordillera Principal de Chile central. ....	24
<b>Fig. 3.1</b> – Mapa Geológico del área de estudio. ....	29
<b>Fig. 3.2</b> – Relaciones de contacto entre las fms. Abanico, Farellones y el Volcanismo Cuaternario en el sector del cerro Alto del Padre, en la ladera sur del valle del río Tinguiririca. ....	29
<b>Fig. 3.3</b> – Afloramientos de coladas de lava de la Fm. Abanico al E del sector Las Peñas, en la ladera sur del valle del Tinguiririca. ....	30
<b>Fig. 3.4</b> – Afloramiento de una secuencia volcánica de la Fm. Abanico en los faldeos del cerro Alto del Padre. ....	31
<b>Fig. 3.5</b> – Fotografía de detalle de una colada de tipo AA expuesta en los faldeos del Co. Alto del Padre, perteneciente a la Fm. Abanico. ....	31
<b>Fig. 3.6</b> – Afloramiento de una secuencia piroclástica de la Fm. Abanico en los faldeos del cerro Alto del Padre. ....	32
<b>Fig. 3.7</b> – Afloramientos de rocas piroclásticas pertenecientes a la Fm. Abanico ubicados al W de la Qda. de la Vaca, en el valle del río Teno ( <b>Fig. 3.9</b> ). ....	33
<b>Fig. 3.8</b> – Mapa Geológico del área del curso superior del río Tinguiririca, a escala 1:150.000. ....	35

<b>Fig. 3.9</b> – Mapa Geológico del área del curso superior del río Teno, a escala 1:150.000.	36
<b>Fig. 3.10</b> – Afloramientos de la Fm. Farellones en los alrededores del pueblo Termas del Flaco.	37
<b>Fig. 3.11</b> – Afloramiento de una secuencia de rocas piroclásticas de la Fm. Farellones inmediatamente al E de la Qda. El Baule, en la ladera S del valle del río Tinguiririca ( <b>Fig. 3.8</b> ).	38
<b>Fig. 3.12</b> – Detalle de la base del afloramiento de rocas piroclásticas de la <b>Fig. 3.11</b> ...	38
<b>Fig. 3.13</b> – En primer plano, y delimitado con la línea segmentada blanca, se muestra un afloramiento de lavas de ~4 m de potencia total.	40
<b>Fig. 3.14</b> – Afloramientos de coladas de lava andesíticas y dacíticas de la Fm. Corona del Fraile en el cerro homónimo.	40
<b>Fig. 3.15</b> – Afloramientos de secuencias piroclásticas de la Fm. Corona del Fraile coronando el cerro homónimo.	41
<b>Fig. 3.16</b> – Afloramiento correspondiente a una toba vítrea perteneciente a la Fm. Corona del Fraile, ubicado en la divisoria de aguas entre la Qda. La Jaula y el río Claro ( <b>Fig. 3.9</b> ).	41
<b>Fig. 3.17</b> – Afloramiento de un cuerpo intrusivo de composición granodiorítica que se dispone coronando los cordones montañosos de ambas laderas del valle del río San Andrés (Curso superior río Azufre, <b>Fig. 3.8</b> ).	43
<b>Fig. 3.18</b> – Afloramiento de un cuerpo intrusivo tabular de composición diorítica dispuesto en la divisoria de aguas entre la Qda. La Jaula y el río Claro ( <b>Fig. 3.9</b> ).	43
<b>Fig. 3.19</b> – Afloramiento ubicado en la ladera S del valle del río Tinguiririca, cercano a su confluencia con el río Azufre.	44
<b>Fig. 3.20</b> – Detalle del afloramiento de la <b>Fig. 3.19</b> . Se pueden apreciar las relaciones de contacto entre las distintas unidades intrusivas (a) y enclaves máficos-intermedios de aspecto ovoidal, con bordes que varían de regulares-nítidos a irregulares-difusos (b).	44
<b>Fig. 3.21</b> – Microfotografías a nícoles cruzados (NX) de lavas mostrando texturas porfíricas, hipocristalinas e hipidiomórficas.	48
<b>Fig. 3.22</b> – Microfotografías a N// y NX de una andesita con fenocristales de plagioclasa (Pl) inmersos en una masa fundamental (MF) compuesta por microlitos de plagioclasa orientados y vidrio.	48
<b>Fig. 3.23</b> – Microfotografías a N// y NX de fenocristales de plagioclasa (Pl) y clinopiroxeno (Cpx) en una andesita.	49
<b>Fig. 3.24</b> – Microfotografías a N// y a NX de pseudomorfos de olivino (Ol) en un basalto.	49
<b>Fig. 3.25</b> – Microfotografías de pseudomorfos de hornblenda (Hbl) y fenocristales de plagioclasa (Pl) en una andesita a N// y NX.	50
<b>Fig. 3.26</b> – Microfotografías a N// y NX de una toba de lapilli vítrea en donde se aprecia abundancia de cristales fragmentados.	51
<b>Fig. 3.27</b> – Microfotografías a N// y NX de una toba lítica de lapilli.	52
<b>Fig. 3.28</b> – Microfotografías a N// y NX de una toba de ceniza vítrea.	52
<b>Fig. 3.29</b> – Microfotografías de distintas rocas intrusivas mostrando textura holocristalina, hipidiomórfica, y porfírica (a, c, d, e) o fanerítica (b, f).	54
<b>Fig. 3.30</b> – Microfotografías a N// y NX de un dique cuarzodiorítico mostrando cristales de plagioclasa (Pl) y clinopiroxeno (Cpx).	54

<b>Fig. 3.31</b> – Microfotografías a N// y NX de un stock granítico mostrando cristales de plagioclasa (Pl), feldespato potásico (Feld-k), cuarzo (Qtz), hornblenda (Hbl) y biotita (Bt).	55
<b>Fig. 3.32</b> – Microfotografías a N// y NX de un stock granítico mostrando principalmente cristales de hornblenda (Hbl) que presentan bordes de reacción conformados por biotita (Bt).	56
<b>Fig. 3.33</b> – Microfotografías a N// y NX de un stock diorítico mostrando cristales de plagioclasa (Pl) y un cúmulo de clinopiroxeno (Cpx) y ortopiroxeno (Opx).	56
<b>Fig. 3.34</b> – Imágenes SEM-CL de algunas de las muestras analizadas mediante U-Pb SHRIMP.	59
<b>Fig. 3.35</b> – Gráficos de distribución de edades U-Pb en muestras PT 4 y PT 18.	62
<b>Fig. 3.36</b> – Gráficos de distribución de edades U-Pb en muestras MMT1 y PT 37.	63
<b>Fig. 3.37</b> – Gráficos de distribución de edades U-Pb en muestras PT 38 y PT 64.	64
<b>Fig. 3.38</b> – Gráficos de distribución de edades U-Pb en muestras AH-B-1 y RC-06.	66
<b>Fig. 3.39</b> – Gráficos de distribución de edades U-Pb en muestra RC-08.	67
<b>Fig. 3.40</b> – Gráficos de distribución de edades U-Pb en muestras PT 39 y PT 40.	69
<b>Fig. 3.41</b> – Distribución esquemática del arco magmático durante el Eoceno medio (en morado) al Oligoceno (en rosado) a partir de la distribución de afloramientos dentro del área de estudio.	71
<b>Fig. 3.42</b> – Distribución esquemática del arco magmático durante el Mioceno temprano en base a la distribución de los afloramientos asociados.	72
<b>Fig. 3.43</b> – Distribución esquemática del arco magmático durante el Mioceno a los ~35°S.	73
<b>Fig. 3.44</b> – Distribución esquemática del arco magmático durante el Mioceno medio, entre los 13 y ~9 Ma.	74
<b>Fig. 3.45</b> – Distribución esquemática del arco magmático durante el Mioceno tardío al Plioceno, entre los ~8 y 5 Ma.	74
<b>Fig. 4.1</b> – Distribución de las muestras con análisis químicos de roca total realizados en este trabajo.	76
<b>Fig. 4.2</b> – Diagrama TAS (Le Maitre <i>et al.</i> , 1989) para las rocas estudiadas de acuerdo a la división por edad realizada en este estudio.	77
<b>Fig. 4.3</b> – Diagrama AFM mostrando los límites calcoalcalino-toleítico de Irvine y Baragar (1971) y de Kuno (1966) para los 3 conjuntos de muestras en estudio.	78
<b>Fig. 4.4</b> – Diagrama K <sub>2</sub> O vs SiO <sub>2</sub> de Le Maitre <i>et al.</i> (1989) con los campos de alto, medio y bajo K para los 3 conjuntos de muestras en estudio.	78
<b>Fig. 4.5</b> – Diagramas Harker para óxidos de 9 elementos mayores (Al, Fe, Ca, Mg, Mn, Ti, Na, K y P) y el #Mg para los 3 conjuntos de muestras en estudio.	80
<b>Fig. 4.6</b> – Diagramas Harker para elementos traza compatibles (Cr, Co, Ni, V y Sc) para los 3 conjuntos de muestras en estudio.	82
<b>Fig. 4.7</b> – Diagramas Harker para elementos LILE (Ba, Sr y Rb) para los 3 conjuntos de muestras en estudio.	83
<b>Fig. 4.8</b> – Diagramas Harker para elementos HFSE (Y, Zr, Hf, Nb, Ta y Th) para los 3 conjuntos de muestras en estudio.	85
<b>Fig. 4.9</b> – Diagramas del contenido total de tierras raras (TREE), La, Yb y Eu vs. SiO <sub>2</sub> , para todas las muestras en estudio.	87
<b>Fig. 4.10</b> – Diagrama REE normalizado al condrito (Taylor & McLennan, 1985) para rocas de composición basáltica y andesítica (grupo básico) de las tres unidades en estudio.	88

<b>Fig. 4.11</b> – Diagrama REE normalizado al condrito (Taylor & McLennan, 1985) para rocas de composición dacítica y riolítica (grupo ácido) de las tres unidades en estudio.....	89
<b>Fig. 4.12</b> – Diagramas de variación de las razones La/Yb, La/Sm y Sm/Yb de acuerdo al contenido de sílice de las muestras. ....	90
<b>Fig. 4.13</b> – Diagrama de variación de las razones La/Yb según latitud para las rocas del frente volcánico de la ZVS.....	91
<b>Fig. 4.14</b> – Diagrama multielemento normalizado al N-MORB de Pearce (1983) para rocas de composición basáltica y andesítica (grupo básico) de las 3 unidades en estudio. ....	93
<b>Fig. 4.15</b> – Diagrama multielemento normalizado al N-MORB de Pearce (1983) para rocas de composición dacítica y riolítica (grupo ácido) de las 3 unidades en estudio....	93
<b>Fig. 4.16</b> – Diagrama de clasificación tectónica para rocas ígneas máficas para las muestras del grupo composicional básico, de Cabanis & Lecolle (1989).....	94
<b>Fig. 4.17</b> – Diagrama de discriminación tectónica en base al contenido de Th, Zr y Nb (Wood, 1980) para las muestras del grupo composicional básico. ....	95
<b>Fig. 4.18</b> – Variación de razones de elementos LILE/LREE y LILE/HFSE de acuerdo al contenido de sílice de las muestras y según su agrupación por edad. ....	98
<b>Fig. 4.19</b> – Distribución de las muestras con análisis isotópicos de Sr-Nd dentro del área de estudio.....	100
<b>Fig. 4.20</b> – Diagrama de composición isotópica $\epsilon\text{Nd}(i)$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ para 3 lavas de edad >22 Ma, 2 stocks de edad comprendida entre los 18 y 22 Ma, y 3 stocks y 2 lavas de edad <18 Ma. ....	102
<b>Fig. 4.21</b> – Diagramas de variación de contenidos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ según los contenidos de $\text{SiO}_2$ (a) y Sr (b) y la edad (c) para las muestras analizadas por el par isotópico Sr-Nd. ....	103
<b>Fig. 4.22</b> – Diagramas de variación de los valores de $\epsilon\text{Nd}(i)$ de acuerdo al contenido de $\text{SiO}_2$ (a) y Nd (b) y la edad (c) de las muestras analizadas por el par isotópico Sr-Nd.....	105
<b>Fig. 4.23</b> – Distribución de las muestras con análisis isotópicos de Hf y O dentro del área de estudio.....	107
<b>Fig. 4.24</b> – Diagrama de variación de los valores de $\epsilon\text{Hf}(i)$ con la edad de los puntos analizados para cada muestra. ....	108
<b>Fig. 4.25</b> – Diagrama de variación de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ con la edad de los puntos analizados, por muestra. ....	108
<b>Fig. 4.26</b> – Diagrama de variación de los valores de $\epsilon\text{Hf}(i)$ de acuerdo a las razones $\delta^{18}\text{O}$ por punto analizado para cada muestra. ....	109
<b>Fig. 4.27</b> – Diagramas de variación de los contenidos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\epsilon\text{Hf}(i)$ vs el contenido de sílice, razones de elementos LILE/Yb y de REE/Yb (La, Sm) por muestra analizada. ....	111
<b>Fig. 4.28</b> – Figura esquemática que representa un margen continental activo y los principales dominios y procesos presentes en la génesis de los magmas de arco.....	114
<b>Fig. 4.29</b> – Modelos esquemáticos de evolución paleogeográfica durante el Cenozoico a los ~35°S elaborados a partir de los resultados geoquímicos junto a lo reportado en literatura (Ramos & Kay, 2006; Horton & Fuentes, 2016; Fennell <i>et al.</i> , 2017).....	121
<b>Fig. 5.1</b> - Modelo conceptual esquemático de la génesis de magmas en un margen convergente. En el esquema se indican los principales procesos que influyen en la composición y evolución de los magmas de arco en un ambiente de subducción.....	125
<b>Fig. 5.2</b> – Resultados de las isotopías de Sr y Nd modeladas a partir de la mezcla simple de magmas entre los polos DMM e IntPz-Rb50. ....	130

<b>Fig. 5.3</b> – Diagrama de REE normalizado al condrito (Nakamura, 1974; Anders & Grevesse, 1989) para modelo de mezcla simple de magmas entre los polos DMM e IntPz-Rb50.....	132
<b>Fig. 5.4</b> – Resultados de las isotopías de Sr y Nd modeladas a partir de la mezcla simple de magmas entre los Polos DMM y LwC. ....	133
<b>Fig. 5.5</b> – Diagrama de REE normalizado al Condrito (Nakamura, 1974; Anders & Grevesse, 1989) para modelo de mezcla simple de magmas entre los Polos DMM y LwC. ....	134
<b>Fig. 5.6</b> – Resultados de las isotopías de Sr y Nd modeladas a partir de la mezcla simple de magmas entre los Polos Colbún e IntPz-Rb50_2.....	136
<b>Fig. 5.7</b> – Diagrama de REE normalizado al Condrito (Nakamura, 1974; Anders & Grevesse, 1989) para modelo de mezcla simple de magmas entre los Polos Colbún e IntPz-Rb50_2. ....	137
<b>Fig. 5.8</b> – Resultados de las isotopías de Sr y Nd modeladas a partir de la mezcla simple de magmas entre los Polos Colbún y Enclave 25A.....	138
<b>Fig. 5.9</b> – Diagrama de REE normalizado al Condrito (Nakamura, 1974; Anders & Grevesse, 1989) para el modelo de mezcla simple entre los Polos Colbún y Enclave 25A. ....	140
<b>Fig. 6.1</b> – Modelos paleogeográficos esquemáticos de los estadios de evolución de los dominios occidental y oriental del margen Andino a los ~35°S. ....	148
<b>Fig. 6.2</b> – Cuadro comparativo y compilatorio de la evolución geodinámica del margen Andino en Chile central al N y al S de los 35°S.....	152



## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1</b> – Listado de muestras recopiladas en terreno analizadas bajo microscopio correspondientes a la Fm. Abanico. ....	33
<b>Tabla 2</b> – Listado de muestras recopiladas en terreno analizadas bajo microscopio correspondientes a la Fm. Farellones. ....	39
<b>Tabla 3</b> – Listado de muestras recopiladas en terreno analizadas bajo microscopio correspondientes a la Fm. Corona del Fraile.....	42
<b>Tabla 4</b> – Listado de muestras recopiladas en terreno analizadas bajo microscopio correspondientes unidades intrusivas de edad Mioceno – Plioceno. ....	45
<b>Tabla 5</b> – Características y ubicación de las muestras datadas en este trabajo con el método U-Pb en circones magmáticos mediante SHRIMP y LA-ICP-MS. ....	58
<b>Tabla 6</b> – Contenido mínimo y máximo de porcentaje en peso (%) de óxidos de elementos mayores para las muestras analizadas, por grupo de edad. Datos normalizados a una base 100% anhidra. ....	80
<b>Tabla 7</b> – Contenido mínimo y máximo de ppm de elementos traza compatibles para los 3 conjuntos de muestras analizados. ....	82
<b>Tabla 8</b> – Contenido mínimo y máximo de ppm de elementos LILE (Ba, Sr y Rb) para los 3 conjuntos de muestras analizados. ....	84
<b>Tabla 9</b> – Contenido mínimo y máximo de ppm de elementos HFSE (Y, Zr, Hf, Nb, Ta y Th) para los 3 conjuntos de muestras analizados. ....	86
<b>Tabla 10</b> – Valores mínimos y máximos de La, Lu y de las razones La/Yb, La/Sm y Sm/Yb para las muestras básicas más antiguas que 22 Ma y más jóvenes que 18 Ma. ....	88
<b>Tabla 11</b> – Valores mínimos y máximos de La, Lu y de las razones La/Yb, La/Sm y Sm/Yb para las muestras ácidas de 22-18 Ma y más jóvenes que 18 Ma. ....	89
<b>Tabla 12</b> – Muestras analizadas en el laboratorio de Geociencias de la UNAM (A) y en el Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie, Université Paul-Sabatier (B), con sus características litológicas, unidad, grupo correspondiente y contenido de SiO <sub>2</sub> . ....	99
<b>Tabla 13</b> – Valores de <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr(i), εSr(i), <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd(i) y εNd(i) calculados por muestra a partir de los resultados obtenidos de los análisis isotópicos de Sr-Nd en roca total. ....	100
<b>Tabla 14</b> – Listado de muestras adicionales incluidas en los análisis de variación de valores isotópicos de εNd(i). ....	104
<b>Tabla 15</b> – Listado de muestras analizadas mediante el par isotópico Hf-O en cristales individuales de circón. ....	106
<b>Tabla 16</b> – Componentes y características principales de los polos asociados utilizados en los modelos de mezcla simple de magmas. ....	126
<b>Tabla 17</b> – Edad y características químicas e isotópicas de Sr y Nd utilizadas para cada polo en los modelos de mezcla simple de magmas. ....	127
<b>Tabla 18</b> - Edad y características químicas e isotópicas de Sr y Nd de cada muestra en estudio utilizadas en los modelos de mezcla simple de magmas.....	128
<b>Tabla 19</b> – Tabla con los valores resultantes del modelo de mezcla simple para las isotopías iniciales de Sr, Nd y las concentraciones de los elementos asociados entre los Polos DMM e IntPz-Rb50. ....	130
<b>Tabla 20</b> – Tabla con los valores resultantes del modelo de mezcla simple para las isotopías iniciales de Sr, Nd y las concentraciones de los elementos asociados entre los Polos DMM y LwC.....	132
<b>Tabla 21</b> – Tabla con los valores resultantes del modelo de mezcla simple para las isotopías iniciales de Sr, Nd y las concentraciones de los elementos asociados entre los	

Polos Colbún e IntPz-Rb50_2 correspondientes al límite superior del rango composicional de mezcla.....	135
<b>Tabla 22</b> – Tabla con los valores resultantes del modelo de mezcla simple para las isotopías iniciales de Sr, Nd y las concentraciones de los elementos asociados entre los Polos Colbún e IntPz-Rb50_2 correspondientes al límite inferior del rango composicional de mezcla.....	135
<b>Tabla 23</b> – Tabla con los valores resultantes del modelo de mezcla simple para las isotopías iniciales de Sr, Nd y las concentraciones de los elementos asociados entre los Polos Colbún y Enclave 25A. ....	138

# 1 INTRODUCCIÓN

## 1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO

La investigación de la presente Tesis de Magíster tiene como objetivo principal determinar y caracterizar la evolución tectónica Andina durante el Eoceno-Mioceno en la región de la Cordillera Principal, entre los 34°45'-35°15'S (**Fig. 1.1**), a partir del registro de dicha evolución en el magmatismo de arco contemporáneo.

La evolución Cenozoica de los Andes de Chile central, entre los 33° y 37°S, está representada por unidades predominantemente volcánicas y volcanoclásticas expuestas en su mayoría en la Cordillera Principal occidental (**Fig. 1.1**). Ellas representan una evolución caracterizada inicialmente por el desarrollo de una cuenca de intra-arco, extensional y subsidente, durante el Eoceno medio – Mioceno temprano (*cuenca de Abanico*; Fm. Abanico; e.g., Charrier *et al.*, 2002, 2005, 2007), que se habría desarrollado en una corteza de espesor de <45 km (e.g., Nyström *et al.*, 2003; Kay *et al.*, 2005). Posteriormente, en el Oligoceno tardío – Mioceno temprano, dicha cuenca habría sido invertida dando paso a una configuración de magmatismo de arco desarrollado bajo un régimen compresivo (Fm. Farellones; e.g., Charrier *et al.*, 2002, 2005, 2007; Nyström *et al.*, 2003; Kay *et al.*, 2005). Adicionalmente, durante este período se registra un aumento progresivo del espesor cortical y una migración de la actividad magmática hacia el E. Esta última está representada por unidades intrusivas dispersas en el área que se vuelven más jóvenes hacia el E hasta alcanzar la configuración actual, con la ubicación del arco activo a lo largo de la línea divisoria de aguas del orógeno moderno (parte Norte de la Zona Volcánica Sur; espesor cortical ~58 km; e.g., Tassara *et al.*, 2006).

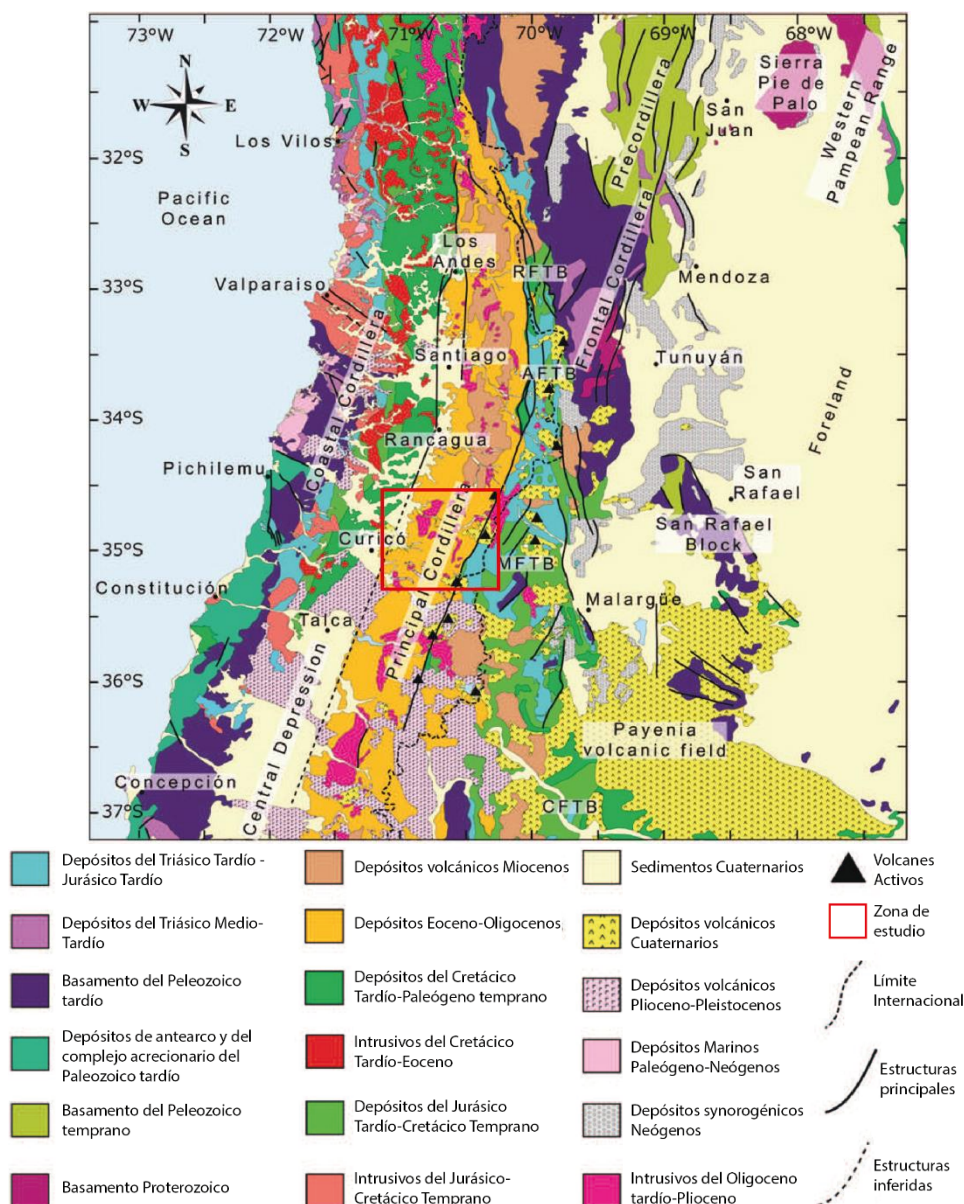
La región de la Cordillera Principal comprendida entre ~33° y 34°S ha sido intensamente estudiada en las últimas décadas en términos de la estratigrafía, geología estructural y geoquímica de unidades ígneas. Con ello se ha generado una caracterización del marco global de evolución Andina durante este período y se ha resaltado además la relación de dicha evolución con el alto potencial metalogénico que hospeda la zona (e.g., Charrier *et al.*, 2002, 2005, 2007; Nyström *et al.*, 2003; Kay *et al.*, 2005). En contraste, la región al sur de ~34°S ha sido poco estudiada hasta años recientes, en los que se han realizado distintos trabajos locales principalmente enfocados a la caracterización de la estratigrafía y geología estructural (e.g., Malbran, 1986; Arcos, 1987; Zapatta, 1995; Mosolf, 2013; Hevia, 2014; Tapia, 2015).

Los estudios antes mencionados han reportado ciertas características de primer orden que permitirían hacer una diferenciación de la evolución a escala regional de los procesos constructivos del orógeno moderno al norte y sur del área de estudio. Dentro de dichas características se cuentan los cambios abruptos actuales en la elevación de la cadena Andina y el espesor cortical a los ~35°S (**Fig. 1.2**), junto a otras variaciones longitudinales en diversos aspectos.

Con el fin de buscar los primeros indicios que permitan explicar la ocurrencia de esta segmentación a los ~35°S, se analizarán las características del magmatismo Eoceno-Mioceno como uno de los mejores proxys de evolución del estado cortical y

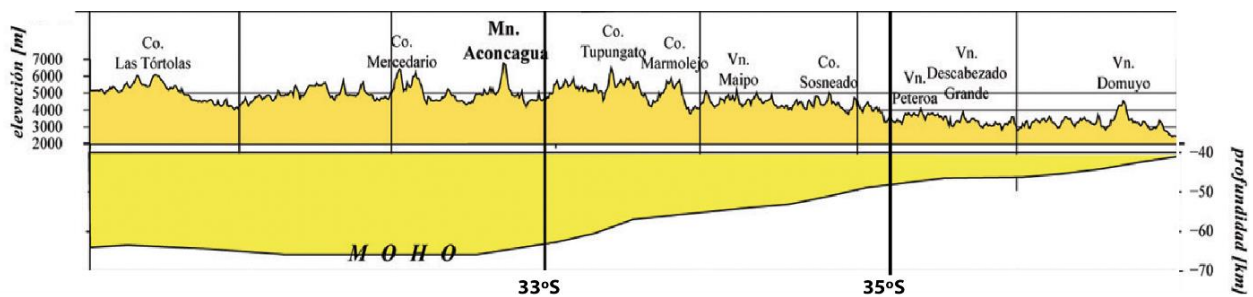
litosférico. Estas características reflejarían cambios en la arquitectura litosférica y cortical bajo la cual se originaron, evolucionaron y se emplazaron los magmas.

La hipótesis de este trabajo plantea que área de estudio corresponde a una zona de transición en la intensidad, magnitud y/o temporalidad de los procesos constructivos del orógeno moderno. Las variaciones longitudinales del orógeno reconocidas al norte y sur de los  $\sim 35^{\circ}\text{S}$  podrían ser explicadas por la ocurrencia de procesos de extensión más intensos hacia el sur y/o procesos de construcción más intensos hacia el norte. Junto a lo anterior, existirían diferencias temporales en el inicio y/o duración de los procesos de norte a sur.



**Fig. 1.1** – Mapa Geológico del margen Andino entre los  $31^{\circ}$  y  $37^{\circ}\text{S}$ .

Abreviaciones: RFTB, Faja Plegada y Corrida La Ramada; AFTB: Faja Plegada y Corrida del Aconcagua; MFTB: Faja Plegada y Corrida de Malargüe; CFTB: Faja Plegada y Corrida Chos-Malal. Tomado y modificado de Tapia (2015).



**Fig. 1.2** – Figura esquemática representativa de las variaciones de N a S de la máxima elevación de la cadena Andina y máxima profundidad del MOHO en Chile central. Tomada de Farías (2007).

## 1.2 OBJETIVOS

### 1.2.1 OBJETIVO GENERAL

El objetivo general de este trabajo de investigación es determinar y caracterizar la evolución Andina durante el Eoceno-Mioceno en la región de la Cordillera Principal occidental, entre los 34°45'-35°15'S, a partir del registro de dicha evolución en el magmatismo de arco contemporáneo.

### 1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- (1) Determinar la distribución, en tiempo y espacio, del magmatismo de arco Eoceno-Mioceno en la región de estudio.
- (2) Determinar las características composicionales, químicas e isotópicas, de las rocas ígneas Eocenas-Miocenas que afloran en la región de estudio y sus variaciones en tiempo y espacio.
- (3) Determinar los procesos y/o condiciones de primer orden involucrados en la petrogénesis del magmatismo de arco a través del Eoceno-Mioceno en la región de estudio.
- (4) Comparar los procesos anteriormente indicados entre la región de estudio y la región inmediatamente al norte, entre los 33° y 34°S.
- (5) Integrar los puntos anteriormente mencionados, junto con la información geológica disponible, en un modelo de evolución geodinámica de la región.

## 1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO

La región de la Cordillera Principal comprendida entre 34°45'S y 35°15'S correspondería a una zona de transición en la intensidad, magnitud y/o temporalidad de los procesos constructivos del orógeno moderno. Las variaciones a lo largo de la longitud de las características del orógeno reconocidas por múltiples trabajos (e.g., Hildreth & Moorbath, 1988; Mpodozis & Ramos, 1988; Kay *et al.*, 2005; Tassara *et al.*, 2006; **Fig. 1.2**) podrían ser explicadas por una segmentación de los procesos constructivos a ~35°S. La evolución tectónica de la región estaría caracterizada por la ocurrencia de procesos de extensión más intensos hacia el sur y/o procesos de construcción más intensos hacia el norte del área de estudio. Junto a lo anterior, existirían diferencias temporales en el inicio y/o duración de los procesos.

## 1.4 METODOLOGÍA

### 1.4.1 TRABAJO DE GABINETE PREVIO A CAMPAÑAS DE TERRENO

- (1) Recopilación bibliográfica detallada de la geología del área de estudio.
- (2) Recopilación bibliográfica de la evolución tectono-magmática Cenozoica de los Andes de Chile-Argentina entre los 33° y 37°S.

### 1.4.2 TRABAJO EN CAMPAÑAS DE TERRENO

Durante el desarrollo de esta investigación se han realizado múltiples campañas de terreno con los siguientes objetivos: (1) reconocimiento de rocas ígneas de edad Eoceno-Mioceno que afloran en la Cordillera Principal occidental de los Andes en distintas zonas, y (2) muestreo de unidades ígneas de interés para futuros análisis químicos, isotópicos y dataciones radiométricas.

#### *1.4.2.1 Campañas al valle del río Tinguiririca*

Se completaron 14 días de trabajo en terreno a partir de tres campañas a la zona de estudio. En un inicio se realizó un reconocimiento de las vías de acceso y muestreo de unidades ígneas intrusivas los días 17 y 18 de enero del 2015, y posteriormente una campaña de 9 días comenzando el día 5 de febrero del 2015 y finalizando con el retorno a Santiago el día 14 de febrero del 2015. Se realizó una última visita al valle entre los días 15 y 18 de diciembre del 2015 con el fin de completar el muestreo de unidades ígneas seleccionadas. Durante estas tres campañas de terreno, se trabajó en unidades ígneas pertenecientes a las fms. Abanico, Farellones e intrusivos Cenozoicos.

#### *1.4.2.2 Campañas al valle del río Teno*

Se completaron 15 días de trabajo en terreno a partir de tres campañas a esta zona. En primera instancia se realizó un terreno de reconocimiento de las vías de acceso, lugar de campamento y muestreo de unidades ígneas intrusivas entre los días 27 y 30 de diciembre del 2015. Luego, se realizó una campaña de 8 días a la primera área de estudio para el muestreo de unidades ígneas Cenozoicas que afloran en el valle, desde el 4 al 12 de Enero del 2016. En estas dos primeras campañas se trabajó en unidades ígneas pertenecientes a la Fm. Abanico e intrusivos Cenozoicos. Finalmente, entre los días 27 y 31 de Enero del 2016 se realizó una campaña de terreno hacia el nacimiento de la quebrada La Jaula y cerro Corona del Fraile. En esta última campaña se trabajó en unidades ígneas pertenecientes a la Fm. Corona del Fraile e intrusivos Cenozoicos.

### 1.4.3 TRABAJO DE GABINETE POSTERIOR A CAMPAÑAS DE TERRENO

- (1) Descripción macroscópica de 64 muestras recolectadas. Este trabajo estuvo enfocado a la selección de aquellas muestras adecuadas para la realización de análisis petrográficos y posteriores análisis geocronológicos, geoquímicos e isotópicos.
- (2) Caracterización petrográfica detallada de las muestras seleccionadas a partir de la descripción de 47 cortes transparentes mediante microscopía óptica de luz

transmitida. Este trabajo estuvo enfocado tanto a la caracterización misma como a la determinación de susceptibilidad de cada muestra para la realización de análisis de composición química en roca total, análisis de composición isotópica de Sr-Nd en roca total, y dataciones radiométricas U-Pb y análisis isotópicos en circones magmáticos.

- (3) Análisis químico de elementos mayores y traza en roca total mediante espectrometría óptica (ICP-OES) y de masas (ICP-MS) de 23 muestras, respectivamente.
- (4) Análisis de composición isotópica de Sr y Nd en roca total mediante ICP-MS de 11 muestras.
- (5) Análisis acoplados de edades U-Pb y composición isotópica de O y Hf en cristales individuales de circón mediante SHRIMP y LA-ICP-MS, respectivamente, en 9 muestras.
- (6) Análisis acoplados de edades U-Pb y composiciones isotópicas de Hf en circones mediante LA-ICP-MS de 2 muestras.

La descripción petrográfica de los cortes transparentes fue realizada en la unidad de microscopía del Advanced Mining Technology Center (AMTC) y del Departamento de Geología, ambos ubicados en la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

La preparación de muestras para análisis posteriores fue realizada en distintas unidades académicas. La molienda de roca para análisis químicos e isotópicos se realizó en el laboratorio de Preparación de Muestras perteneciente al Departamento de Geología de la Universidad de Chile. La separación de cristales de circón se realizó en tres etapas: las dos primeras estuvieron a cargo del laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, y la tercera etapa estuvo a cargo del laboratorio de Separación de Minerales de la Carrera de Geología de la Universidad Nacional Andrés Bello (UNAB).

Los análisis químicos de elementos mayores y traza fueron realizados en el laboratorio Activation Laboratories Ltd. (Actlabs), en Ontario, Canadá. Los análisis de composición isotópica de Sr y Nd fueron realizados en dos laboratorios, 7 en el Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), en Querétaro - México, y 4 en el Géosciences Environment Toulouse laboratory (GET-OMP), en Toulouse - Francia, por el Dr. Mathieu Benoit.

Las dataciones radiométricas U-Pb en circón se llevaron a cabo en los laboratorios del Centro de Geociencias de la UNAM. Los análisis acoplados de dataciones radiométricas U-Pb y composición isotópica de Hf y O en cristales individuales de circón se llevaron a cabo en los laboratorios del Research School of Earth Sciences – Australian National University (ANU), Canberra - Australia.

## 1.5 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

### 1.5.1 VALLE DEL TINGUIRIRICA

En esta zona, ubicada a los  $\sim 34^{\circ}45'S$ , se trabajó en los afloramientos de rocas ígneas Cenozoicas distribuidos desde el pie del frente cordillerano occidental hacia el E,

hasta los alrededores del pueblo Termas del Flaco. Dicha localidad se sitúa en el valle del curso superior del río Tinguiririca, al E de la ciudad de San Fernando en la VI Región (**Fig. 1.3**). Las unidades visitadas corresponden a las fms. Abanico, Farellones y cuerpos intrusivos distribuidos en el área.

Para acceder al pueblo Termas del Flaco desde Santiago se debe tomar la ruta 5 en dirección al sur hacia San Fernando, trayecto de aproximadamente 154 km. Una vez allí se debe seguir la ruta I-45 en dirección al E, trayecto de aproximadamente 77 km conformado por pavimento y luego camino cordillerano de ripio (**Fig. 1.3**). Cabe destacar que el acceso al pueblo Termas del Flaco se restringe exclusivamente a la temporada de verano, permaneciendo cerrado entre los meses de Mayo y Noviembre. Así mismo, el tránsito por la ruta I-45 desde el sector de La Rufina hacia el pueblo está restringido por Carabineros según los siguientes horarios:

(1) Lunes a Sábado

Horario de subida: 16:00 a 24:00 hrs.

Horario de bajada: 07:00 a 14:00 hrs.

(2) Domingos y festivos

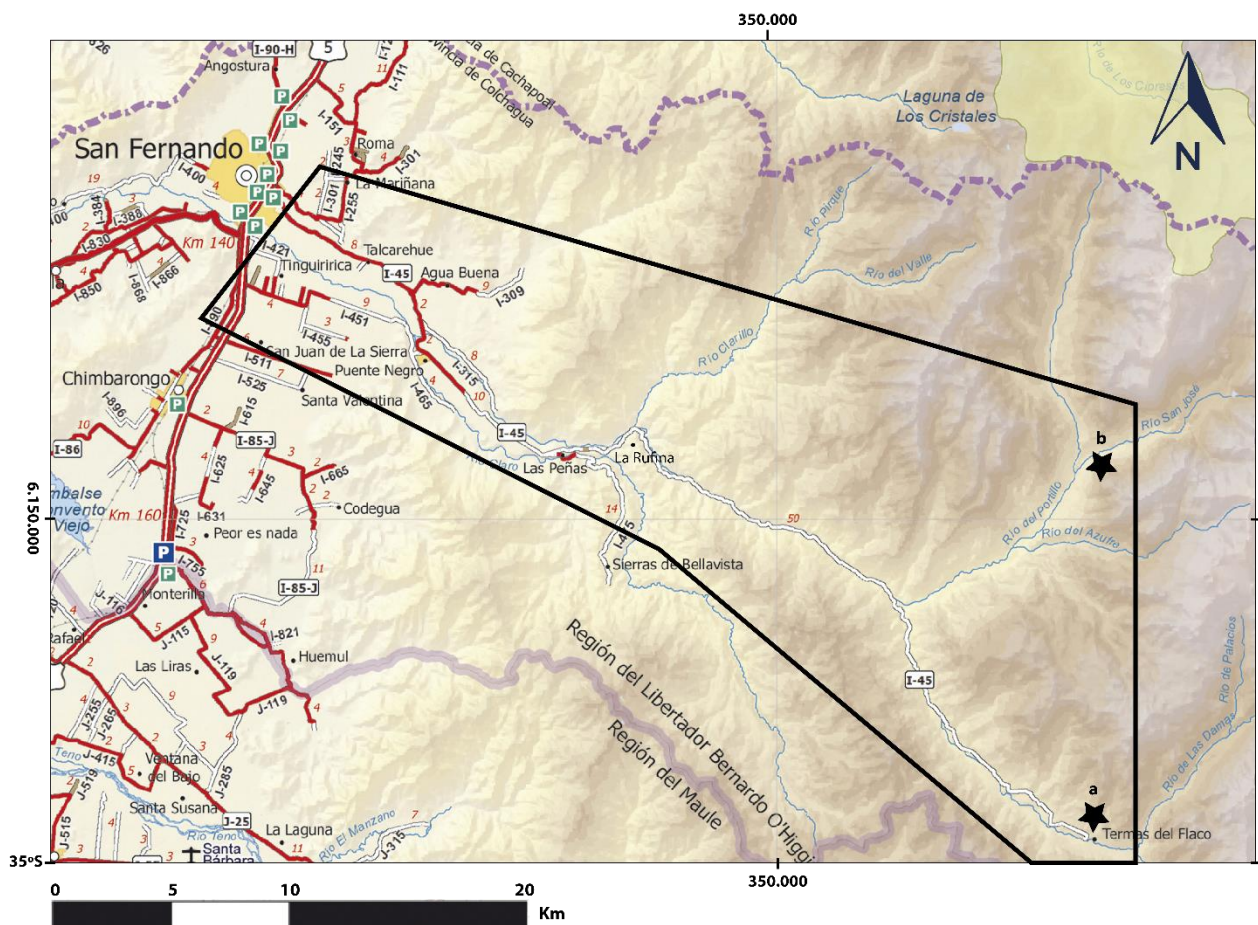
Horario de subida: 05:00 a 12:00 hrs

Horario de bajada: 14:00 a 22:00 hrs.

El lugar del campamento principal se ubicó en el pueblo Termas del Flaco. Durante el terreno se efectuó una visita a caballo de 2 días, 10 y 11 de Febrero, siguiendo el trayecto del río Azufre hacia el N a través de huellas y senderos utilizados por arrieros. El lugar de campamento en esta última localidad se ubicó en la ribera del río San Andrés en las cercanías de su confluencia con el río Portillo, el último siendo tributario del río Azufre (**Fig. 1.3**).

Para acceder a los afloramientos estudiados se utilizó la ruta I-45 en vehículo y caminos privados de la hidroeléctrica Pacific Hydro Chile a pie. Cabe mencionar que no fue posible conseguir los permisos necesarios para transitar por estos últimos en vehículo, lo que dificultó la visita a los afloramientos más inaccesibles y lejanos.



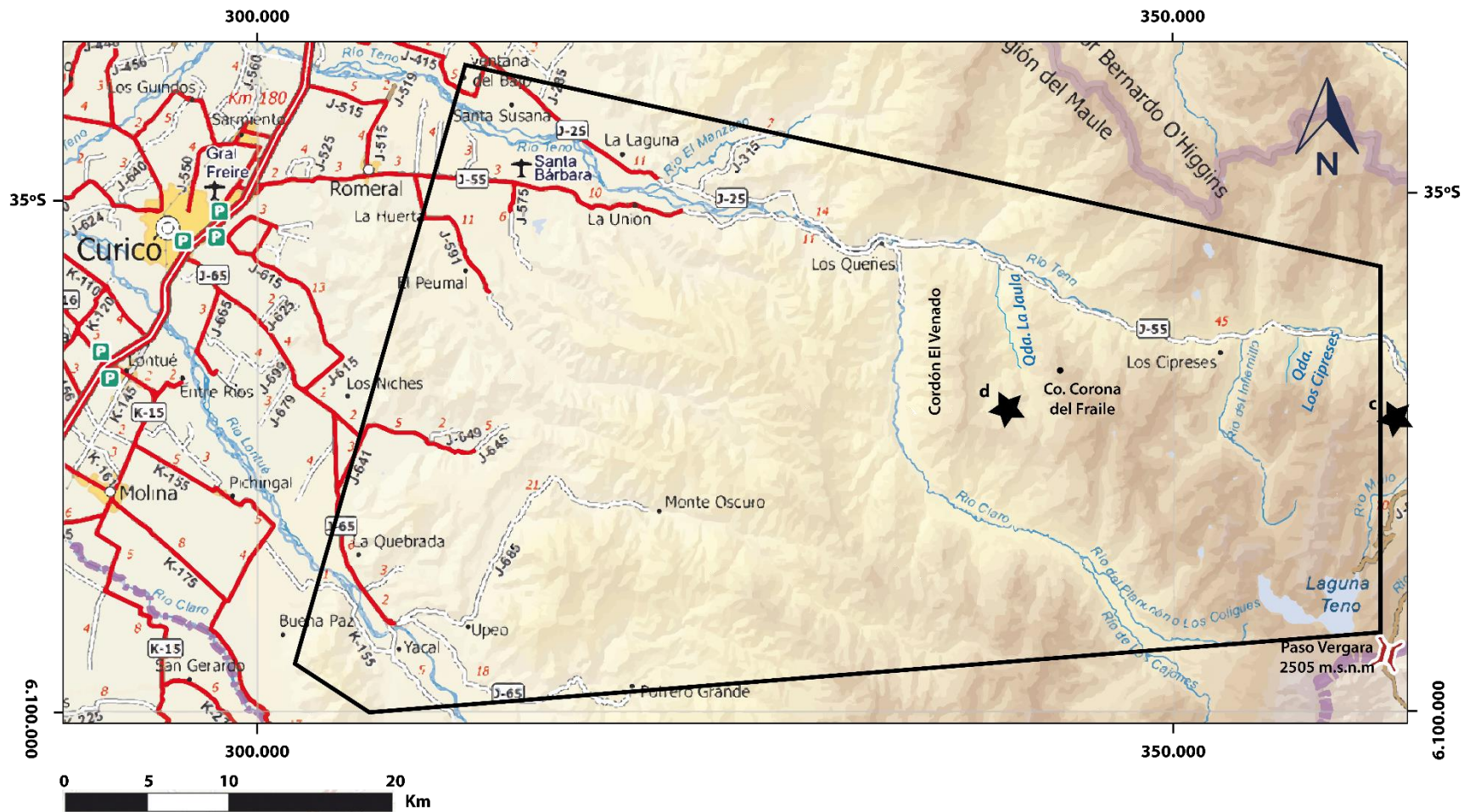


**Fig. 1.3** – Mapa rutero del valle del río Tinguiririca, VI Región del Libertador Bernardo O'Higgins. Estrellas negras indican: zona de campamento en el pueblo Termas del Flaco (a), y zona de campamento durante visita al valle del río Azufre (b). El polígono negro delimita el área de estudio en el valle del río Tinguiririca. Modificado de Carta Caminera 2013, Ministerio de Obras Públicas.

### 1.5.2 VALLE DEL TENO

Para acceder a esta localidad desde Santiago se debe tomar la ruta 5 sur hacia Curicó y luego seguir la ruta J-55 al pueblo de Romeral ó la ruta J-25 a La Montaña de Teno, en dirección al paso internacional Vergara.

El trabajo realizado en esta área estuvo enfocado en dos zonas. La primera de éstas abarca los afloramientos desde la quebrada La Jaula hacia el E, siguiendo por el camino al paso Vergara (ruta J-55) hasta la quebrada Los Cipreses (**Fig. 1.4**), donde se visitaron afloramientos de la Fm. Abanico y de cuerpos intrusivos dispersos en el área. La segunda zona de trabajo se restringe a los afloramientos ubicados en los alrededores del cerro Corona del Fraile, al E del Cordón El Venado y cercano al lugar de confluencia de los ríos Teno y Claro, en los alrededores del pueblo Los Queñes (**Fig. 1.4**). En esta zona se visitaron los afloramientos de la Fm. Corona del Fraile y de cuerpos intrusivos dispersos en el área. El acceso a esta zona se realiza a caballo desde la ruta J-55, remontando el camino que accede a la quebrada La Jaula desde la ladera NW del cerro Corona del Fraile (**Fig. 1.4**).



**Fig. 1.4** – Mapa rutero del valle del río Teno, VII Región del Maule.

Estrellas negras indican: zona de campamento durante el trabajo realizado en el área ubicada entre las quebradas La Jaula y Los Cipreses (c) y zona de campamento durante el trabajo realizado en el área del Cerro Corona del Fraile (d). El recuadro negro delimita el área de estudio correspondiente al valle del Teno. Modificado de Carta Caminera 2013, Ministerio de Obras Públicas.

## 2 MARCO GEOLÓGICO

### 2.1 CONFIGURACIÓN ACTUAL DE LA CADENA ANDINA ENTRE LOS 33° Y 37°S.

La Cordillera de los Andes, ubicada en el margen occidental del continente Sudamericano, corresponde a una cadena montañosa formada en un margen convergente caracterizado por la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental de Sudamérica. Dicha condición se ha mantenido de forma continua desde, al menos, el Jurásico hasta la actualidad (e.g., Mpodozis & Ramos, 1989; Jordan *et al.*, 2001; Charrier *et al.*, 2007). A pesar de esto, la convergencia de placas en el margen Andino ha sufrido importantes variaciones a lo largo del tiempo, caracterizadas principalmente por cambios en la velocidad promedio de convergencia y cambios en la oblicuidad entre las placas (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Somoza, 1998).

La configuración tectónica actual en el margen continental chileno se ve reflejada en el orógeno Andino. Uno de los aspectos más destacados corresponde a la ocurrencia de un segmento de subducción plana (*flat slab*, ángulo de subducción ~10°) entre los 27° y 33°S, originando una subdivisión del margen convergente con dos segmentos de subducción normal (~30°) al norte y al sur del *flat slab* (Barazangui & Isacks, 1976; Jordan *et al.*, 1983; Isacks, 1988; Gutscher, 2002; Ramos *et al.*, 2002; Yáñez *et al.*, 2002). Esta segmentación ha sido asociada al arribo e inicio de la subducción de la Dorsal de Juan Fernández bajo el margen continental hacia los ~12 Ma y su progresiva migración al sur (e.g., Charrier *et al.*, 2009).

De manera general, las principales unidades estratigráficas que conforman la cadena Andina en Chile central abarcan edades desde el Mesozoico hasta la actualidad. La Cordillera Principal oriental está dominada por secuencias marinas y continentales, con intercalaciones volcánicas subordinadas, de edad Mesozoico (e.g., fms. Nacientes del Teno, Río Damas y Lo Valdés – Baños del Flaco; Klohn, 1960; González & Vergara, 1962; Thiele, 1980; Charrier, 1981). Dichas unidades están cubiertas en discordancia por secuencias volcánicas y volcanoclásticas de edad Cenozoico que afloran en la porción occidental de la Cordillera Principal, representadas principalmente por las fms. Abanico y Farellones (Klohn, 1960; Aguirre, 1960; González & Vergara, 1962; Charrier *et al.*, 1996). Adicionalmente, se reconocen distribuidas en el área diversas unidades intrusivas de edad Oligoceno – Mioceno las que en general muestran edades más jóvenes hacia el E (Maksaev *et al.*, 2003; Kay *et al.*, 2005; Charrier *et al.*, 2007; Muñoz *et al.*, 2009). Entre los 35° y 37°S se han reconocido afloramientos de unidades volcánicas e intrusivas de edad Cretácico Tardío en la Cordillera Principal occidental (Spikings *et al.* 2008; Mosolf, 2013; Tapia, 2015; Rojas del Castillo, 2018). Cabe mencionar que el orógeno Andino incluye además la Cordillera Frontal, ubicada hacia el E en territorio argentino, y que se encuentra constituida por rocas del basamento Paleozoico, pre-Jurásico y Jurásico (e.g., Caminos, 1965, 1979; Cobbing & Mallick, 1983; Pitcher, 1985; Nasi *et al.*, 2010), que se extiende sólo hasta los 35°S.

El orógeno Andino presenta importantes variaciones de N a S, a lo largo del margen continental de Chile central. Dentro de estas variaciones destacan:



- (1) Disminución progresiva del espesor de la corteza continental, representada a lo largo del arco volcánico actual con 55-65 km de espesor a los ~33°S, bajo el volcán Tupungato, hasta 30-35 km de espesor al sur de los 37°S (e.g., Hildreth & Moorbath, 1988; Tassara *et al.*, 2006).
- (2) Disminución de la altura promedio de la cadena Andina hacia el sur, evidenciado en la disminución de la elevación basal en el frente volcánico desde ~4.700 m a los 33°S a ~1.350 m a los 37°S (e.g., Hildreth & Moorbath, 1988; Tassara *et al.*, 2006).
- (3) Diferencias composicionales del basamento desde los 33°S: Hacia el norte, la corteza continental bajo el frente volcánico actual presenta abundancia de rocas Paleozoicas y Triásicas graníticas y clásticas marinas, mientras que hacia el sur aumenta progresivamente la proporción de rocas ígneas de composiciones menos diferenciadas asociadas a arcos más jóvenes, desarrollados desde el Mioceno al Pleistoceno temprano (e.g., Hildreth & Moorbath, 1988; Mpodozis & Ramos, 1988; Kay *et al.*, 2005),
- (4) Diferencias geoquímicas de los productos volcánicos del arco actual que indicarían variaciones en el aporte cortical a los magmas, producto de la ocurrencia de los procesos MASH (*Melting, Assimilation, Storage, Homogenization*; Hildreth & Moorbath, 1988) en el límite corteza-manto o la acción de la erosión por subducción del margen continental (Stern, 1988, 1989, 1991). De norte a sur, entre los 33° y 37°S, se ha registrado una disminución progresiva del contenido de SiO<sub>2</sub>, elementos incompatibles (e.g., K<sub>2</sub>O, Ba, Ce, Rb, Cs, Th, U) y la razón isotópica <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr(i), y un aumento en las razones FeO\*/MgO y <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd(i) (e.g. Hildreth y Moorbath, 1988; Kay *et al.*, 2005)
- (5) Disminución del acortamiento tectónico hacia el sur, evidenciado en el desarrollo de las fajas plegadas y corridas de La Ramada a los ~16 Ma, entre los 29° y 32°S, de Aconcagua a los ~15 Ma, entre los 33° y 34°S, y de Malargüe entre los 34° y 37°S, con acortamientos corticales estimados de 150 km, 120 km y 80 km respectivamente (Ramos *et al.*, 1996, 2004; Charrier *et al.*, 2009).

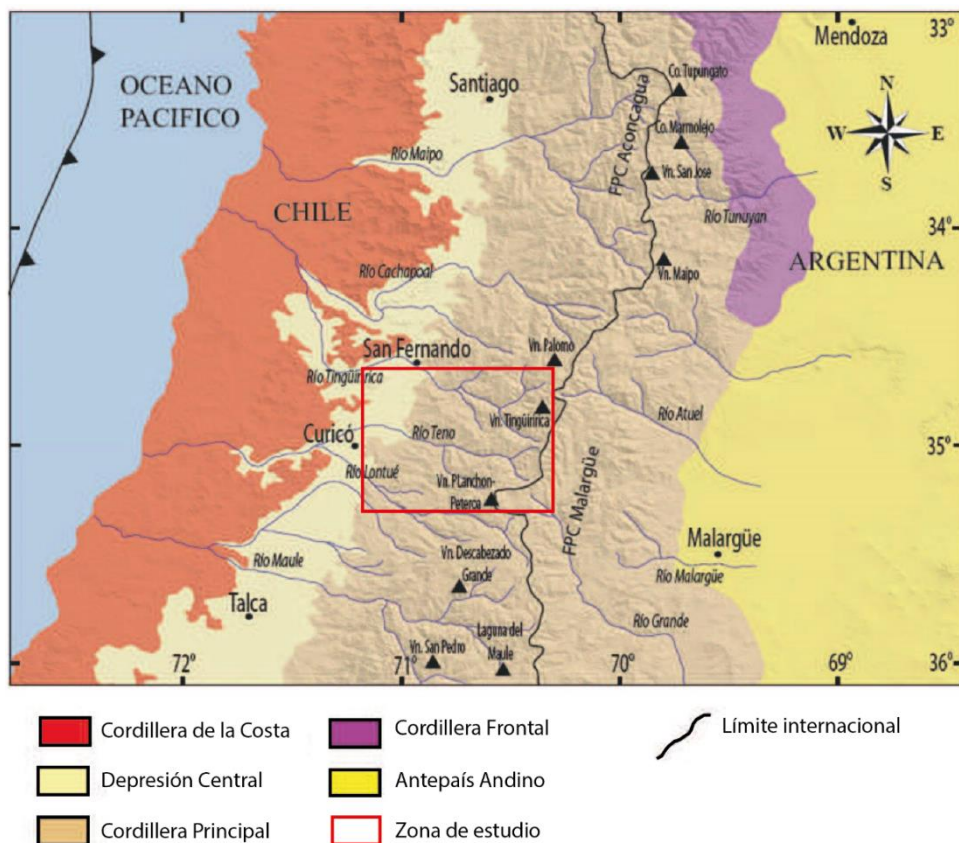
Entre los 33° y ~34°15'S se encuentran los depósitos que representan el término hacia el sur de la franja de pórfidos de Cu-Mo del Neógeno, de gran importancia económica para el país. Diversos estudios han mostrado que la mineralización hidrotermal del tipo pórfido de Cu-Mo está estrechamente relacionada a episodios distintivos de la evolución del orógeno Andino (e.g., Makshev & Zentilli, 1988; Kay & Mpodozis, 2002; Camus, 2003; Sillitoe, 2010). En Chile, los pórfidos cupríferos se formaron en etapas tardías de evolución de los sucesivos arcos magmáticos que se desarrollaron durante el Cenozoico, después de eventos importantes de engrosamiento cortical asociados a los múltiples pulsos compresivos registrados hasta el Plioceno temprano (e.g., Kay *et al.*, 1999; Camus, 2003; Richards, 2003; Richards & Kerrich, 2007). Las intrusiones que dieron origen a los sistemas porfídicos están asociadas a la cercanía de fallas mayores y representan el fin de la actividad ígnea de los arcos magmáticos respectivos (e.g. Charrier *et al.*, 2009). Estos pórfidos cupríferos están hospedados en la Cordillera Principal occidental y se disponen alineados de forma paralela al margen continental, pudiendo prolongarse más al sur de los ~34°15'S. En este grupo se incluyen los tres depósitos gigantes de Cu-Mo: (1) Los Pelambres (10 Ma; Sillitoe, 1979; Atkinson *et al.*, 1996), (2) Río Blanco – Los Bronces (5,3-4,9 Ma; Waarnars *et al.*, 1985; Serrano

*et al.*, 1996; Deckart *et al.*, 2005), y (3) El Teniente (5,5-4,4 Ma; Howell & Molloy, 1960; Clark *et al.*, 1983; Camus, 1975; Cuadra, 1986; Makshev *et al.*, 2004).

### 2.1.1 MORFOESTRUCTURAS

El margen Andino de Chile-Argentina se caracteriza por múltiples unidades morfoestructurales dispuestas en franjas paralelas entre sí y al borde continental, siguiendo una orientación preferencial ~N-S hacia el norte de los 33°S y NNE-SSO al sur de esa latitud (**Fig. 2.1**). En esta región las principales unidades corresponden, de W a E, a la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Cordillera Principal, y la Cordillera Frontal que se extiende sólo hasta los ~35°S (**Fig. 2.1**).

La Cordillera de la Costa se ubica en el borde occidental del margen continental, y corresponde a un relieve montañoso cuya altura no sobrepasa los 2.200 m. La porción occidental está compuesta principalmente por rocas metamórficas del Paleozoico tardío e intrusivos del Carbonífero y el Jurásico, cubiertos por depósitos marinos de edad Mioceno tardío a actuales. La porción oriental se conforma por secuencias estratificadas volcánicas y sedimentarias del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío intruídas por granitoides de edad Cretácico Temprano (Wall *et al.*, 1999; Sellés & Gana, 2001, Farías *et al.*, 2008).



**Fig. 2.1** – Unidades morfoestructurales de Chile central, entre los 33 y 36°S. Tomado de Tapia (2010).

La Depresión Central corresponde a una amplia cuenca elongada en dirección N-S, que se extiende desde los 33° hasta los 40°S por más de 1.000 km, y que está caracterizada por separar los dominios cordilleranos de la costa y andino. Se encuentra rellena por depósitos fluviales, aluviales y volcánicos Plioceno-Cuaternarios de hasta 800 m de espesor (Thiele, 1980; Avendaño & Araneda, 1994; Sellés & Gana, 2001; Farías *et al.*, 2008).

La Cordillera Principal se configura como el rasgo principal del orógeno Andino, extendiéndose a lo largo del territorio chileno-argentino hasta los 46°S. Puede ser subdividida en dos porciones en base a sus características litológicas y estructurales. La porción occidental limita con la Depresión Central mediante el sistema de fallas inversas San Ramón – Pocuro, aunque la expresión morfológica de estas fallas no se extiende a lo largo de todo Chile central. Al N de los 35°S esta porción está conformada esencialmente por unidades volcánicas y volcanoclásticas Miocenas y Eocenas-Oligocenas correspondientes a las fms. Abanico y Farellones, y cuerpos intrusivos de edad Oligoceno tardío – Plioceno. Adicionalmente a las unidades mencionadas, entre los 35° y 37°S se han reconocido unidades esencialmente volcánicas e intrusivas de edad Cretácico Tardío en la Cordillera Principal occidental. Éstas corresponden a la Unidad Guanaco en el curso alto del río Tinguiririca (34°55'S; Mosolf, 2013; Tapia, 2015; Persico, 2016), correlacionada con la Fm. Plan de los Yeuques por Persico (2016), la que aflora más al sur en el valle del río Ñuble (36°48'S; González & Vergara, 1962) y a los intrusivos denominados como Batolito El Melado (entre los 35°30'S y 36°15'S; González & Vergara, 1962) y Plutón el Indio (35°50'S; González & Vergara, 1962; Drake, 1976; Nelson *et al.*, 1999), que afloran en el curso superior del río Maule. La porción oriental está constituida por unidades sedimentarias continentales y marinas de edad Mesozoica que se van haciendo más antiguas hacia el E. Dichas unidades se caracterizan por albergar la deformación asociada al desarrollo de las fajas plegadas y corridas de Aconcagua, al norte de los 34°15'S, y Malargüe, al sur de los 34°15'S (Giambiagi & Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003; Fock, 2005; Fock *et al.*, 2006; Farías, 2007; Farías *et al.*, 2008; **Fig. 1.1**). Ambos dominios limitan entre sí mediante el sistema de fallas inversas El Diablo – Las Leñas – El Fierro, de importancia regional a lo largo de Chile central (Godoy, 1991; Fock *et al.*, 2006; Farías *et al.*, 2008; Tapia, 2015).

La Cordillera Frontal corresponde a un bloque alzado en territorio argentino donde forma numerosos cordones montañosos adosados a la Cordillera Principal oriental hasta los ~35°S. Se constituye por rocas del basamento pre-Jurásico y Jurásico (Cobbing & Mallick, 1983; Pitcher, 1985; Nasi *et al.*, 2010).

## 2.2 EVOLUCIÓN CENOZOICA ANDINA ENTRE LOS 33° Y 34°S

### 2.2.1 INTRODUCCIÓN

La evolución geológica del margen continental chileno está comprendida en tres grandes ciclos tectónicos sucesivos, de acuerdo a lo propuesto por Mpodozis & Ramos (1989). Estos se desarrollan desde el Paleozoico Temprano, a lo largo del borde occidental de Gondwana, hasta el Cenozoico, correspondiendo a: (1) Ciclo Famatiniano (Paleozoico Temprano); (2) Ciclo Gondwánico (Paleozoico Tardío); y (3) Ciclo Andino

(Mesozoico al Cenozoico). A continuación se describirá la evolución registrada durante el último ciclo mencionado.

Durante el ciclo Andino, en el Jurásico Temprano, se inicia la reorganización paleogeográfica del borde occidental de Gondwana, reiniciándose la subducción activa. A lo largo de este período, el margen continental chileno se caracteriza por el desarrollo de un arco ubicado en la actual Cordillera de la Costa, y una gran cuenca de trasarco extensional caracterizada por procesos de transgresiones y regresiones marinas (e.g., Charrier & Muñoz, 1994). Luego, en el Cretácico Tardío un evento compresivo asociado a la separación entre Sudamérica y África genera la inversión y alzamiento de la cuenca de trasarco (e.g., Charrier & Muñoz, 1994). Desde ese período hasta el Eoceno temprano no se han encontrado evidencias que permitan reconstruir un modelo evolutivo en Chile central, existiendo un *hiatus* de ~17 m.a. (e.g. Gana & Wall, 1997; Risetto, 2015; Tapia, 2015; Persico, 2016) el que se caracteriza por una marcada discordancia erosiva entre las secuencias del Cretácico Tardío y del Eoceno. Desde los ~47 Ma un nuevo evento extensional afecta al margen continental, desarrollándose una cuenca de intra-arco extensional y subsidente donde se depositan las sucesiones volcano sedimentarias de la Fm. Abanico (e.g., Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002; Fock, 2005; Kay *et al.*, 2005; Quiroga, 2013; Tapia, 2015). Durante el Mioceno temprano tiene lugar un evento compresivo que produce la inversión de esta cuenca, depositándose las sucesiones esencialmente volcánicas de la Fm. Farellones y dando paso al régimen tectónico que ha determinado la configuración estructural y morfotectónica Andina actual en el margen continental chileno (e.g., Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002; Giambiagi & Ramos, 2002; Fock, 2005; Farías, 2007; Farías *et al.*, 2008, 2010; Tapia, 2015).

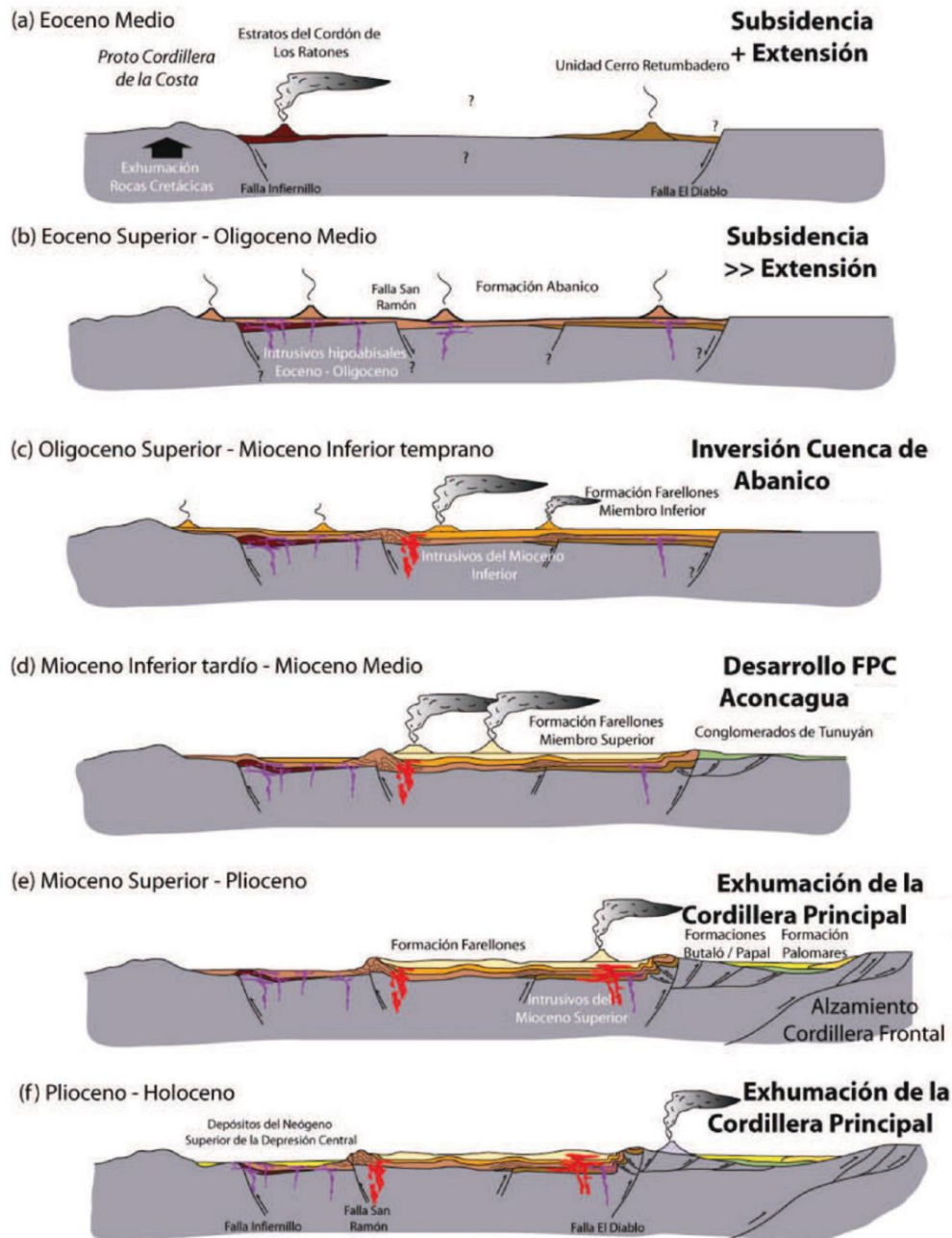
## 2.2.2 EVOLUCIÓN TECTÓNICA

De acuerdo a los antecedentes disponibles, la evolución Cenozoica de la cadena Andina en Chile central comenzaría con el desarrollo de la cuenca de Abanico, cuyos depósitos representativos se ubican en la Cordillera Principal occidental. Su orientación habría sido NNE (Charrier *et al.*, 2007), con dimensiones cercanas a los 70 km de ancho y >1.000 km de longitud, representando un rasgo tectónico y paleogeográfico de gran importancia en la parte sur de los Andes Centrales (e.g., Charrier *et al.*, 2009). Esta cuenca se caracterizó por el depósito, en un ambiente de intra-arco extensional y subsidente, de una sucesión de ~3.000 m de espesor compuesta esencialmente por rocas volcánicas, volcanoclásticas y subordinadamente sedimentarias, además de intrusiones subvolcánicas de la misma edad (e.g., Thiele, 1980; Charrier *et al.*, 2002; Nyström *et al.*, 2003; Vergara *et al.*, 2004; Kay *et al.*, 2005; Charrier *et al.*, 2007). Estas rocas han sido agrupadas en la Fm. Abanico y sus afloramientos han sido reconocidos en el frente cordillerano y predominantemente en la Cordillera Principal occidental al menos entre los 29° y 38°S (Aguirre, 1960; Thiele, 1980; Charrier, 1989; Charrier *et al.*, 2002; 2005b; 2007; Flynn *et al.*, 2008). El desarrollo de la cuenca de Abanico habría comenzado durante el Eoceno medio y se habría extendido hasta el Oligoceno tardío (Charrier *et al.*, 2009; **Fig. 2.2b**). El proceso extensional fue sucedido por un evento compresivo que tuvo lugar en el Oligoceno tardío – Mioceno temprano (Orogenia Pehuenche), caracterizado por sucesivos pulsos compresivos que se prolongaron hasta el Mioceno tardío en el margen continental, relacionándose probablemente al aumento en la velocidad de convergencia de placas a fines del Oligoceno (Pardo-Casas & Molnar,

1987; Somoza, 1998; Charrier *et al.*, 2002). Dicho evento tuvo un efecto a nivel regional y causó la reactivación de las fallas pre-existentes en el dominio del intra-arco, generando la inversión parcial de la cuenca de Abanico (Charrier *et al.*, 1996, 2002, 2007; Muñoz-Sáez *et al.*, 2014). Contemporáneamente se desarrolla además una intensa y sostenida actividad magmática, registrada exclusivamente en la Cordillera Principal occidental en las secuencias volcánicas de la Fm. Farellones, de ~2.400 m de espesor, y en numerosos cuerpos intrusivos coetáneos.

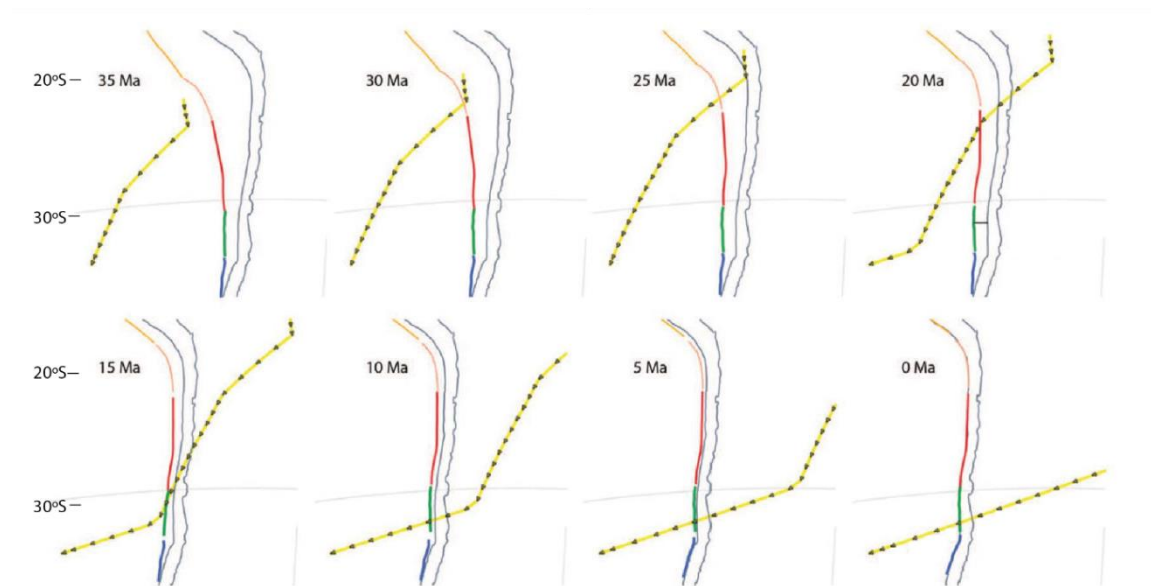
Posterior a la inversión de la cuenca, hasta los ~35°S, se reconocen múltiples pulsos de deformación que han migrado progresivamente al E, pudiendo resumirse en: (1) Mioceno medio – tardío, cuando ocurre la migración de la deformación al E, abandonando parcialmente el dominio de la cuenca de Abanico, y se desarrolla la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua y de la Ramada (Giambiagi & Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003; Fock, 2005; Fock *et al.*, 2006; **Fig. 2.2d**), la que involucra a los depósitos Mesozoicos de la Cordillera Principal, y (2) Mioceno tardío – Plioceno temprano, alzamiento de la Cordillera Frontal y continuación de la deformación de la faja plegada y corrida en el borde oriental de la antigua cuenca de Abanico (Giambiagi & Ramos, 2002; Fock, 2005; Fock, *et al.*, 2006), y de manera sincrónica a este último evento ocurre el mayor alzamiento de superficie y exhumación regional en los Andes entre los 10 y 4 Ma (Skewes & Holmgren, 1993; Kurtz *et al.*, 1997; McInnes *et al.*, 2005; Farías *et al.*, 2008; **Fig. 2.2e**). En la actualidad, el margen continental sigue sufriendo eventos de deformación caracterizados por el acortamiento en el área del antepaís y la deformación de rumbo en la Cordillera Principal (Giambiagi & Ramos, 2002; Farías, 2007; Farías *et al.*, 2010; **Fig. 2.2f**).





**Fig. 2.2** – Perfiles de evolución paleogeográfica de Chile central durante el Cenozoico. Abreviaciones: FPC, Faja Plegada y Corrida. Tomado de Fock (2005).

Los eventos de deformación, registrados al N de los 33°S, ocurridos desde el Mioceno medio – tardío a la actualidad han sido asociados al arribo e inicio de la subducción del trazo ~E-O de la dorsal de Juan Fernández bajo el margen continental, hacia los 12 Ma, y su progresiva migración al sur (**Fig. 2.3**). Esto permitió el desarrollo de una nueva segmentación del orógeno Andino, con un segmento de subducción plana (~10°) entre los 27° y 33°S, ubicado entre segmentos de subducción normal (~30°) al norte y al sur del primero (Barazangui & Isacks, 1976; Jordan *et al.*, 1983; Isacks, 1988; Gutscher, 2002; Ramos *et al.*, 2002; Yáñez *et al.*, 2002).



**Fig. 2.3** – Evolución de la migración al sur de la dorsal de Juan Fernández (en amarillo) desde los 35 Ma hasta la actualidad. Tomada y simplificada de Arriagada *et al.* (2013).

### 2.2.3 EVOLUCIÓN MAGMÁTICA

Entre los 33°-34°S, la evolución magmática Cenozoica está representada por las unidades volcánicas de las fms. Abanico y Farellones, junto a las diversos intrusivos relacionados, además de numerosas unidades ígneas asociadas al magmatismo más joven a lo largo de la Cordillera Principal (**Fig. 1.1**). Dichas unidades presentan composiciones químicas e isotópicas que permiten inferir un origen en la cuña astenosférica modificada por el componente de la subducción, presentando signatures típicas de arco al igual que la mayoría de las rocas ígneas de los Andes (e.g., Kay *et al.*, 1991; Stern & Skewes, 1995; Kay & Mpodozis, 2001, 2002; Fuentes, 2004; Kay *et al.*, 2005; Montecinos, 2008). De manera general, durante el transcurso del Cenozoico el magmatismo sufre cambios progresivos que se pueden agrupar en los siguientes aspectos: (1) Una evolución a composiciones más diferenciadas y enriquecidas, (2) Una disminución en la actividad magmática y volcánica, y (3) Sucesivos episodios de migración del frente del arco hacia el E, alcanzando su ubicación actual en el norte de la Zona Volcánica Sur (ZVS).

Sobre la base de los antecedentes disponibles, la evolución Cenozoica comenzaría con la abundante actividad del arco magmático del Eoceno – Oligoceno tardío, representado por la Fm. Abanico y los intrusivos asociados (e.g., López-Escobar *et al.*, 1979; Kurtz *et al.*, 1997; NYSTROM 2003 Kay *et al.*, 2005). Dichas rocas ígneas presentan composiciones básicas a intermedias, con afinidades principalmente toleíticas (e.g., Nyström *et al.*, 1993; Kay & Kurtz, 1995; Kurtz *et al.*, 1997; Zurita *et al.*, 2000; Charrier *et al.*, 2002), signatures isotópicas de Sr-Nd juveniles (Nyström *et al.*, 1993, 2003; **Fig. 2.4**) y patrones de REE que muestran un carácter poco fraccionado, evidenciando la ocurrencia de diferenciación magmática a baja presión (e.g., Charrier *et al.*, 2002; Nyström *et al.*, 2003; Fuentes, 2004; Kay *et al.*, 2005). Las características

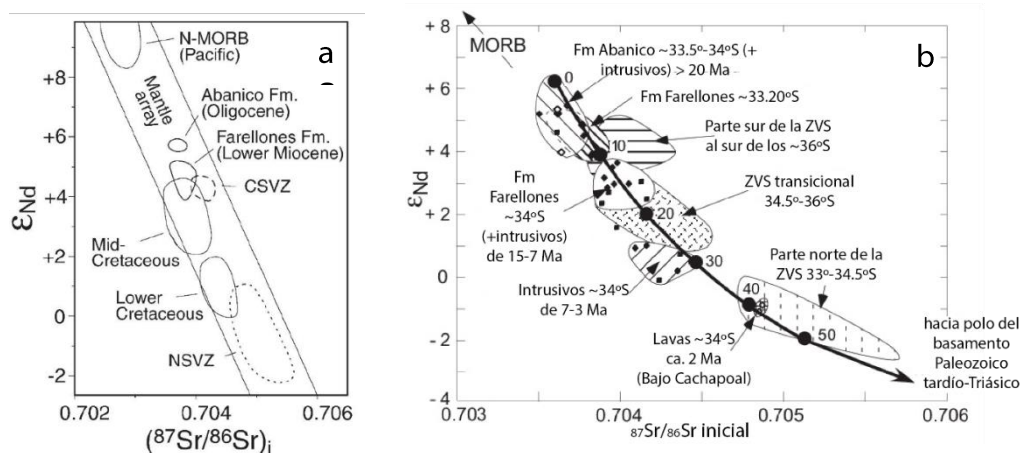
químicas del magmatismo de este periodo indican la existencia de una configuración de arco emplazado en una corteza continental delgada, de ~35-40 km de espesor (**Fig. 2.2, Fig. 2.5**), lo que se ha inferido en base a la comparación de dichos magmas con aquellos actuales de la parte sur de la Zona Volcánica Sur (ZVS) (al sur de los 38°S; Charrier *et al.*, 2002; Kay *et al.*, 2005).

A partir de la inversión tectónica de la cuenca de Abanico, desde el Oligoceno tardío - Mioceno temprano, las características del magmatismo están registradas en las rocas ígneas de la Fm. Farellones e intrusivos asociados y las unidades ígneas posteriores. Durante este periodo el magmatismo sufrió una disminución en su actividad, restringiéndose a una franja más estrecha que en el periodo anterior, hacia el margen oriental de la cuenca de Abanico (Fock, 2005; Charrier *et al.*, 2009; **Fig. 2.2**). Estas unidades ígneas presentan una mayor proporción de composiciones intermedias a ácidas, con una evolución hacia afinidades calcoalcalinas y firmas isotópicas Sr-Nd más enriquecidas (Nyström *et al.*, 2003; Fuentes, 2004; Kay *et al.*, 2005; Charrier *et al.*, 2009; **Fig. 2.4**). Los cambios sistemáticos en las características químicas del magmatismo de este periodo han sido atribuidos al engrosamiento cortical gradual que sucede a la inversión.

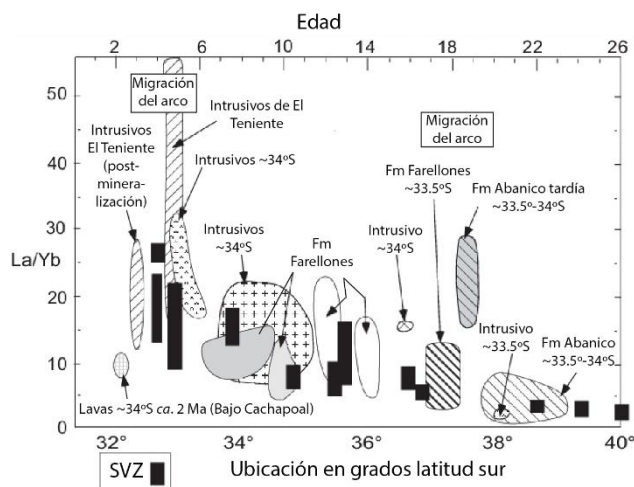
Diversos estudios han evidenciado, de acuerdo a análisis isotópicos de roca total, que el magmatismo Cenozoico a estas latitudes muestra una evolución temporal progresiva hacia firmas de Sr-Nd más enriquecidas (e.g., Nyström *et al.*, 1993, 2003; Kay *et al.*, 2005; **Fig. 2.4**). En particular, tanto la Fm. Abanico como la Fm. Farellones presentan firmas isotópicas de Sr-Nd dentro del arreglo del manto. Sin embargo, las rocas de la Fm. Abanico presentan valores de  $\epsilon\text{Nd}(i) \approx +5,7$  ubicándose más cerca de las composiciones del N-MORB, mientras que las rocas de la Fm. Farellones presentan valores de  $\epsilon\text{Nd}(i) \approx +3,9$  a  $+5,1$ , mostrando firmas más enriquecidas hacia sus miembros superiores (Nyström *et al.*, 1993; **Fig. 2.4a**). El origen de estas firmas isotópicas sigue siendo materia de controversia, a pesar de que la naturaleza composicional del magmatismo Cenozoico sugiere un origen primario para las mismas, en la fuente de los magmas. Algunos autores proponen que las firmas observadas serían reflejo de la contaminación de la fuente astenosférica con material añadido a partir de la erosión por subducción del margen continental (e.g. Stern & Skewes, 1995), mientras que en otros estudios esto se atribuye a la combinación de dichos procesos con los procesos MASH en el límite corteza-manto (e.g. Kay *et al.*, 2005). Montecinos *et al.* (2008) cuestionan ambos modelos y a partir de múltiples análisis isotópicos de Pb, Nd y Sr indican que el magmatismo desarrollado entre los 28 y 11 Ma presenta firmas isotópicas constantes asociadas a un reservorio en el manto litosférico subcontinental. Adicionalmente, en base a los estudios de isotopía de Hf en circones de Deckart *et al.* (2010) y Muñoz *et al.* (2013), es posible verificar y extender los resultados obtenidos por Montecinos *et al.* (2008) al menos hasta los 4,8 Ma.

El arribo e inicio de la subducción de la Dorsal de Juan Fernández, junto a su progresiva migración al sur (**Fig. 2.3**), también ha sido considerado como un factor determinante en la evolución del magmatismo Cenozoico en Chile central. Diversos autores atribuyen este proceso como la causa de: (1) La ocurrencia de deformación y magmatismo de similares características en distintas latitudes de Chile central de manera progresivamente más tardía hacia el sur (Stern & Skewes, 1995; Skewes *et al.*, 2002;

Nyström *et al.*, 2003), (2) La disminución y posterior cese del volcanismo después de los 9 Ma al norte de los 33°S (Kay *et al.*, 1991; Kay & Mpodozis, 2002), (3) La migración al E del arco del Mioceno tardío – Plioceno en los últimos 2 Ma entre los 33°-34°S (Stern, 1989; Stern & Skewes, 1995, 2005; Kay & Mpodozis, 2002; Kay *et al.*, 2005), y (4) La migración al sur del límite norte de la ZVS (Stern, 1989; Stern & Skewes, 1995, 2005).



**Fig. 2.4** – Patrones de evolución isotópica Sr-Nd de rocas ígneas Cenozoicas de Chile central. (a) Gráfico de comparación de las firmas isotópicas de las fms. Abanico y Farellones con campos de lavas Cretácicas y Cuaternarias a la misma latitud (NSVZ, parte norte de la ZVS; CSVZ, parte central de la ZVS). Tomada de Nyström *et al.* (2013). (b) Gráfico de razones iniciales  $\epsilon_{Nd}$  versus  $^{87}Sr/^{86}Sr$  de centros volcánicos de la ZVS, muestras de batolitos Paleozoicos y unidades ígneas Cenozoicas. Se destaca el patrón general hacia valores mayores de  $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$  y menores de  $\epsilon_{Nd}(i)$  que muestran estas últimas. La curva en negrita corresponde a un modelo de mezcla simple entre un magma tipo “Abanico” y un contaminante tipo corteza continental de edad Paleozoico Tardío-Triásico. Los círculos etiquetados con números indican el porcentaje de contaminación. Tomada y simplificada de Kay *et al.* (2005).



**Fig. 2.5** – Gráfico del rango de razones La/Yb versus: (1) edad de unidades ígneas Cenozoicas de Chile central (eje superior) y (2) ubicación de centros volcánicos de la ZVS (eje inferior, indicadas con barras negras verticales). Tomado y simplificado de Kay *et al.* (2005).

## 2.3 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

### 2.3.1 ROCAS ESTRATIFICADAS

Las secuencias estratificadas del área de estudio corresponden a: (1) rocas sedimentarias marinas y continentales del Mesozoico que se presentan fuertemente deformadas y son hospedadas en la Cordillera Principal oriental (**Fig. 1.1**), y (2) unidades esencialmente volcánicas y volcanoclásticas de edad Cretácico Tardío a Cuaternario que afloran en la Cordillera Principal occidental, y se disponen de forma discordante cubriendo a las unidades mesozoicas deformadas.

#### 2.3.1.1 *Formación Nacientes del Teno (Klohn, 1960)*

Esta Fm. aflora en el sector sur-oriental del área de estudio, en el valle del curso superior del río Teno y en el valle del río Vergara (Davidson, 1971; Piquer, 2005). Corresponde a una sucesión sedimentaria marina fosilífera de ~1.500 m de espesor y ha sido subdividida en tres miembros por Klohn (1960), conformados por una secuencia basal de conglomerados, areniscas y lutitas, seguido por una secuencia de calizas, lutitas y areniscas, y niveles grises de yeso y anhidrita hacia el techo, correspondientes al “Yeso Oxfordiano”. Sobreyace a tobas riolíticas soldadas correlacionadas con el Grupo Choiyoi (Davidson, 1971), y subyace concordantemente a la Fm. Río Damas (Piquer, 2005).

En base al abundante contenido fósil, principalmente fauna amonoídea, Davidson (1971) le asignó una edad Bajociano temprano – Oxfordiano tardío.

#### 2.3.1.2 *Formación Río Damas (Klohn, 1960)*

Aflora al E de la zona de estudio, en los valles de los cursos superiores de los ríos Tinguiririca y Teno (e.g., Davidson, 1971; Charrier, 1983; Arcos, 1987; Piquer, 2005; Tapia, 2015). Corresponde a una secuencia sedimentaria continental de color rojizo de ~3.500 m de espesor compuesta principalmente por brechas con clastos volcánicos, conglomerados gruesos, areniscas rojas e intercalaciones finas de lutitas y limo, con abundantes intercalaciones volcánicas en los 1.000 m superiores hacia el techo. De acuerdo a Klohn (1960), se dispone concordantemente sobre el yeso de la Fm. Nacientes del Teno, mientras que subyace de manera concordante a la Fm. Baños del Flaco.

Se desconoce la edad precisa de esta Fm. debido a que no se han reconocido fósiles de importancia cronológica ni tampoco se han reportado dataciones radiométricas. En base al contenido fósil de las unidades marinas sub y sobreyacentes, se le ha asignado una edad Bajociano – Kimmeridgiano temprano (Klohn, 1960; González & Vergara, 1962; Davidson, 1971; Charrier *et al.*, 1996)

#### 2.3.1.3 *Formación Baños del Flaco (Klohn, 1960)*

Corresponde a una secuencia marina fosilífera esencialmente calcárea de ~400 m de espesor que aflora al E de la zona de estudio, en los valles de los cursos superiores de los ríos Tinguiririca y Teno (e.g., Davidson, 1971; Charrier, 1983; Arcos, 1987; Piquer, 2005; Tapia, 2015). Fue subdividida en 6 miembros por Arcos (1987), constituidos principalmente por una secuencia basal de areniscas verdosas, seguida de una serie de

calizas, areniscas calcáreas y margas, con intercalaciones detríticas finas (Klohn, 1960; González & Vergara, 1962). De acuerdo a Charrier *et al.* (1996), presenta un contacto abrupto del tipo discordante erosivo bajo la *Brownish Red Clastic Unit* (BRCU), mientras que se dispone de manera concordante sobre la Fm. Río Damas.

En base al abundante contenido fósil, principalmente amonoídeo, se le ha asignado una edad Tithoniano (Covacevich *et al.*, 1976; Biro-Bagoczky, 1984).

#### 2.3.1.4 Unidad BRCU (Charrier *et al.*, 1996)

Esta unidad aflora al E de la zona de estudio, en el valle del curso superior del río Tinguiririca (Charrier *et al.*, 1996; Tapia, 2015). Corresponde a una secuencia continental detrítica de ~250 m de espesor de coloración pardo-rojiza característica. Se compone por un miembro basal brechoso, con sucesiones de conglomerados y areniscas conglomerádicas intercaladas con limolitas y areniscas hacia el techo. Se dispone en forma de cuña con mayor espesor hacia el W, sobreyaciendo mediante una aparente concordancia a la Fm. Baños del Flaco y subyaciendo discordantemente a la Fm. Abanico (Charrier *et al.*, 1996).

A partir de los restos fosilíferos de dinosaurios hallados en el miembro superior, Charrier *et al.* (1996) le asignan una edad Cretácico Tardío. Posteriormente, Tapia (2015) le acota una edad máxima de depositación de ~94 Ma a partir de 3 dataciones U-Pb en circones detríticos.

Hacia el curso superior del río Teno, Klohn (1954) reconoció una potente secuencia sedimentaria rojiza de areniscas y conglomerados con clastos de calizas en su base, a las que se refirió como “Areniscas de Pichoante”. Parada (2008) correlaciona esta unidad con el BRCU a partir de la litología y las mismas relaciones de contacto de ambas unidades con las fms. Baños del Flaco y Abanico. Tapia (2015) corrobora dicha correlación litoestratigráfica y propone una equivalencia cronológica tras la realización de 1 datación U-Pb en circones detríticos en las Areniscas de Pichoante, definiendo una edad máxima de depositación de ~90 Ma para dicha unidad. Muñoz *et al.* (2018) incluyen esta secuencia dentro del BRCU en base a 2 dataciones radiométricas en circones detríticos, extendiendo su cobertura hasta la Laguna del Teno, en el nacimiento del río Malo. En dicho trabajo se le asigna a esta unidad una edad Cenomaniano – Campaniano temprano, reafirmando lo sugerido por Charrier *et al.* (1996) y Tapia (2015).

#### 2.3.1.5 Unidad Guanaco (Tapia, 2015) – Formación Plan de los Yeuques (González & Vergara, 1962)

La unidad Guanaco, recientemente distinguida de la Fm. Abanico por Tapia (2015), aflora en el valle del curso superior del río Tinguiririca y se extiende hacia al sur, donde fue reconocida como Fm. Plan de los Yeuques hacia la ladera sur-oriental del valle del curso superior del río Teno (González & Vergara, 1962). Corresponden a secuencias volcánicas y volcanoclásticas de al menos ~2.200 m (Persico, 2016) y ~1.300 m (González & Vergara, 1962) de espesor respectivamente. Se componen por lavas basálticas y andesíticas, tobas líticas y vítreas ácidas, y escasas intercalaciones de areniscas y conglomerados de retrabajo de material volcánico. La Unidad Guanaco se dispone de forma discordante bajo la Fm. Abanico, mientras que su base no se encuentra

expuesta. González & Vergara (1962) establecen un contacto de tipo concordante entre lo que ellos denominaron Fm. Plan de los Yeuques y la sobreyacente Fm. Abanico, mientras que en la base Muñoz *et al.* (2018) reconocen un marcado contacto pseudo-concordante entre finas capas rojas del BRCU y gruesos estratos de tobas macizas y lavas pertenecientes a la Fm. Plan de los Yeuques.

A la unidad Guanaco se le ha asignado una edad Campaniano – Daniano en base a dataciones radiométricas U-Pb en circón y Ar-Ar en plagioclasa en rocas volcánicas, realizadas por Mosolf (2013) y Tapia (2015), arrojando un rango de edades entre 75 y 63,4 Ma para esta unidad.

#### 2.3.1.6 Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Aflora a lo largo de toda el área de estudio y, junto a la Fm. Farellones y la Fm. Corona del Fraile, constituye el principal objetivo de investigación de este trabajo. En términos generales, corresponde a una sucesión de depósitos volcanoclásticos y lavas basálticas y andesíticas, con intercalaciones de depósitos fluviales, aluviales y lacustres, de ~2.500 m de espesor (e.g. Charrier *et al.*, 2002). A escala regional, se dispone sobre las unidades Mesozoicas que afloran en la Cordillera Principal oriental, mostrando un contacto de tipo tectónico mediante fallas inversas de alto ángulo y vergencia al E (Falla El Diablo – Las Leñas-Espinoza – El Fierro; Godoy, 1991; Charrier *et al.*, 1996, 2002; Fock, *et al.*, 2006; Tapia, 2015; **Fig. 2.2**). La relación de contacto con la suprayacente Fm. Farellones es controversial, ya que ha sido descrito como concordante y discordante en distintas localidades (e.g., Aguirre 1960; Klohn 1960; González & Vergara, 1962; Jaros & Zelman 1967; Charrier 1973, 1981a, b; Thiele 1980; Quiroga, 2013; Hevia, 2014; Tapia, 2015).

Esta Fm. ha sido ampliamente estudiada en Chile central, reportándose dataciones radiométricas y presencia de fauna fósil que permiten asignarle una edad Eoceno medio-Mioceno temprano (Charrier *et al.*, 2002). La datación más joven de rocas asignadas al techo de esta Fm. indica una edad de  $20,9 \pm 0,69$  Ma (Flynn *et al.*, 1995) en el valle del río Las Leñas, y, mientras que los depósitos más antiguos han sido datados en  $43,0 \pm 0,4$  Ma (U-Pb SHRIMP, en circón; Fock, 2005) en el área de Angostura de Paine, y en ~47,3 Ma (Ar-Ar, en plagioclasa; Mosolf, 2013) en la localidad de Termas del Flaco.

En el área del valle del río Tinguiririca, Zapatta (1995) y Tapia (2015) distinguieron sus afloramientos en 2 miembros, uno oriental y otro occidental, en base a características cronológicas. Dichos miembros presentan gran similitud litológica y se encuentran geográficamente separados por los afloramientos de la Unidad Guanaco (Tapia, 2015). El registro de edades a lo largo de esta zona muestra un patrón decreciente hacia el E, con edades entre 46 y 36 Ma (Mosolf *et al.*, 2011; Mosolf, 2013, Tapia, 2015) restringidas al miembro occidental, y edades entre los 36 y 20 Ma (Mosolf *et al.*, 2011, Mosolf, 2013, Tapia, 2015) en los alrededores del pueblo Termas del Flaco, en el miembro oriental (Tapia, 2015). El contacto infrayacente con la Unidad Guanaco es discordante, y subyace en discordancia angular a la Fm. Farellones (Tapia, 2015).



### 2.3.1.7 Formación Farellones (Klohn, 1960)

En la zona de estudio, los afloramientos de la Fm. Farellones se restringen a los faldeos del cerro Alto del Padre y al Cordón de las Águilas del Chivato en el valle del río Tinguiririca (Tapia, 2015). En términos generales, corresponde a una sucesión esencialmente volcánica de ~2.400 m de espesor (Charrier *et al.*, 2002) compuesta por tobas y lavas andesíticas a riolíticas, con limitados depósitos sedimentarios. En el área del río Tinguiririca, Tapia (2015) la describió como una sucesión de tobas y lavas andesíticas en la base, con algunas intercalaciones de areniscas y potentes capas conglomerádicas, mientras que hacia el techo hay un dominio de niveles sedimentarios más finos, con intercalaciones esporádicas de niveles volcánicos. En el área de estudio, se dispone sobre la Fm. Abanico mediante una discordancia angular (Tapia, 2015), y subyace de manera discordante al volcanismo Cuaternario.

Múltiples dataciones radiométricas K-Ar (e.g., Drake *et al.*, 1976; Charrier & Munizaga, 1979; Godoy, 1993; Sellés, 1999) y U-Pb (Fock, 2005; Mosolf, 2013) permitieron asignarle una edad Mioceno.

### 2.3.1.8 Formación Corona del Fraile (González & Vergara, 1962)

En el área de estudio los afloramientos de esta Fm. se restringen al cerro Corona del Fraile en el valle del río Teno, ubicado al E de la localidad de Los Queñes. González & Vergara (1962) y Hevia (2014) han correlacionado esta Fm. con la Fm. Farellones en base a criterios litoestratigráficos y cronoestratigráficos.

Hevia (2014) describe a la Fm. Corona del Fraile como una secuencia concordante de 535 m de potencia, constituida por depósitos volcánicos esencialmente piroclásticos, con intercalaciones de lavas andesíticas de menor espesor. Esta Fm. se dispone sobre la Fm. Abanico mediante una discordancia angular (Hevia, 2014) y subyace de forma discordante al volcanismo Cuaternario.

Dataciones radiométricas U-Pb en circones magmáticos y detríticos permitieron asignarle una edad Mioceno, de ~17 Ma (Hevia, 2014).

### 2.3.1.9 Volcanismo Cuaternario

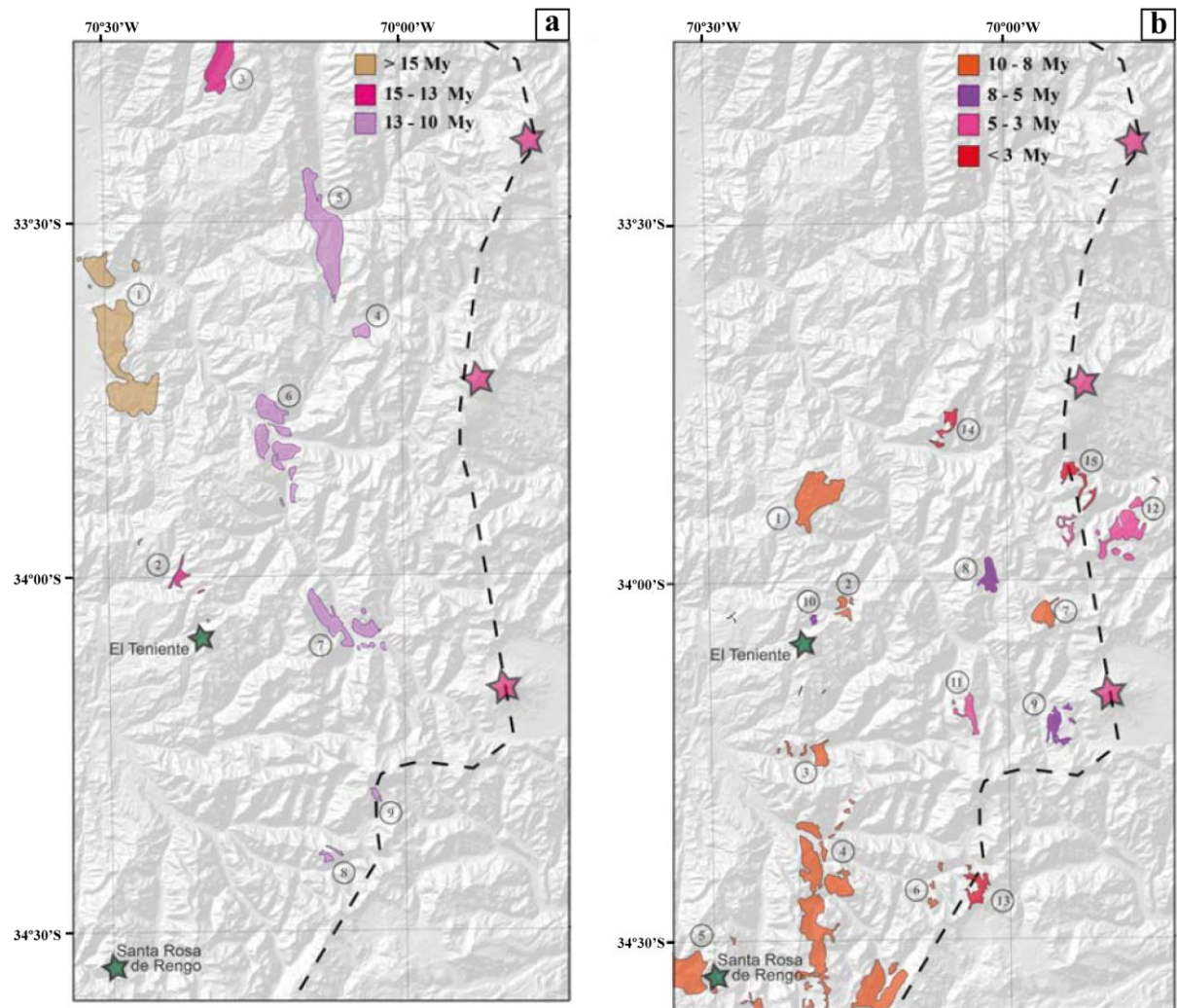
En el área de estudio, las unidades volcánicas modernas corresponden a andesitas basálticas de piroxeno y olivino, andesitas, dacitas, ignimbritas andesíticas, brechas piroclásticas y tobas líticas (e.g. Arcos, 1987; Charrier *et al.*, 1996). Dichas unidades conforman al Grupo Volcánico Tinguiririca, incluyendo a los depósitos basálticos del cerro Alto del Padre y del volcán extinto Sordo Lucas que se disponen en la ladera sur del valle del río Tinguiririca en los alrededores del pueblo Termas del Flaco (Charrier *et al.*, 1996). Estas unidades volcánicas se disponen cubriendo de manera discordante a las unidades Mesozoicas y Cenozoicas descritas anteriormente, coronando las cumbres del área de estudio (Charrier *et al.*, 1996; Tapia, 2015).



### 2.3.2 ROCAS INTRUSIVAS

Las diversas unidades intrusivas que afloran en el área de estudio corresponden principalmente a *stocks*, diques y filones que se distribuyen de forma dispersa a lo largo de toda la región. Múltiples autores han descrito la distribución espacial y la clasificación composicional de algunas de estas unidades (e.g. González & Vergara, 1962; Charrier, 1983; Piquer, 2005; Parada, 2008; González, 2008; Hevia, 2014; Tapia, 2015). Sin embargo, las características geoquímicas y cronológicas de la mayoría de estas unidades aún no han sido determinadas, por lo que su caracterización es uno de los principales objetivos de esta investigación.

En base a su ubicación geográfica, es posible considerar a estas unidades intrusivas como la continuidad hacia el sur de la franja de intrusivos de edad Oligoceno – Mioceno que caracteriza a la Cordillera Principal de Chile central entre los 33° y 34°30'S. Según las edades reportadas para dichos intrusivos, éstos en general se hacen más jóvenes al E sugiriendo la migración del arco magmático con la edad (e.g., Makshev *et al.*, 2003; Kay *et al.*, 2005, Charrier *et al.*, 2007; Muñoz *et al.*, 2009; **Fig. 2.6**). Entre los 35° y 36°S se han reconocido adicionalmente cuerpos intrusivos de edad Cretácico Tardío en el interior de la porción occidental de la Cordillera Principal (e.g., González & Vergara, 1962; Nelson *et al.*, 1999; Spikings *et al.* 2008).



**Fig. 2.6** – Distribución de cuerpos intrusivos mayores de edad Neógeno a lo largo de la Cordillera Principal de Chile central.

(a) Unidades intrusivas más antiguas que 10 Ma, (1) La Obra, (2) Diorita Maqui, (3) Yerba Loca, (4) Cerro Mesón Alto, (5) La Gloria, (6) San Gabriel, (7) Alfalfalito, (8) Diques Blancos de Las Leñas, (9) Cachapoal. (b) Unidades intrusivas de 10 a 1 Ma, (1) La Carlota, (2) Extravío, (3) Mina Juanita, (4) Nacientes del Cortaderal, (5) Santa Rosa de Rengo, (6) Estero Crucero, (7) Río Negro, (8) Jeria, (9) Cruz de Piedra, (10) Laguna Negra, (11) Cerro Catedral, (12) Arroyo Colina, (13) Portezuelo Arriaza, (14) Los Lunes, (15) Paso Colina. Tomado de Muñoz *et al.* (2009).

### 3 MUESTRAS ESTUDIADAS: CONTEXTO GEOLÓGICO, PETROGRAFÍA Y GEOCRONOLOGÍA

#### 3.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan las características generales de los afloramientos visitados y la síntesis de las características petrográficas de cada unidad sobre la que se trabajó en esta investigación. Esto se llevó a cabo a partir de las observaciones realizadas en terreno y la descripción de cortes transparentes de las muestras recolectadas. Se realizó un mapa geológico del área de estudio a escala 1:350.000, elaborado a partir de la recopilación de los trabajos anteriores realizados en esta área además de las observaciones de terreno tomadas durante el desarrollo de esta investigación. Dicho mapa se presenta en la **Fig. 3.1**. Adicionalmente, en este capítulo se reportan los resultados de 11 determinaciones radiométricas U-Pb en circón para muestras representativas de las unidades en estudio. A partir de la distribución de los afloramientos, sus características y de las edades obtenidas se discuten las implicancias de estos resultados para la geología a escala local y regional.

Durante el trabajo de terreno se recolectó un total de 64 muestras de rocas volcánicas pertenecientes a las fms. Abanico, Farellones y Corona del Fraile y unidades intrusivas, para la realización de análisis petrográficos y geoquímicos. Cabe destacar que la recolección de muestras en este trabajo está sesgada a la factibilidad de la realización de análisis geoquímicos en cada una, cuyo principal objetivo es determinar las características magmáticas primarias de las rocas. A causa de lo anterior se priorizó la recolección de muestras con el menor grado de alteración posible, y de rocas intrusivas y lavas por sobre el muestreo de rocas piroclásticas, colectando en este último caso sólo rocas con bajo o nulo contenido de fragmentos líticos. Tras una nueva selección de muestras, basada en la calidad de las rocas de acuerdo a su grado de alteración, se confeccionaron 47 cortes transparentes y se realizó su descripción petrográfica. Estas muestras corresponden a lavas y tobas pertenecientes a las fms. Abanico ( $n=19$ ;  $n$ : número de muestras), Farellones ( $n=2$ ) y Corona del Fraile ( $n=3$ ), además de *stocks* y diques Mio-Pliocenos ( $n=23$ ) dispersos en el área de estudio (**Fig. 3.1**).

El principal objetivo de las descripciones petrográficas fue analizar la factibilidad de la realización de análisis químicos en las muestras estudiadas. Las descripciones se realizaron con énfasis en la caracterización mineralógica, tanto primaria como secundaria, y en la identificación de rasgos texturales presentes. Junto a esto, en cada caso se clasificó el grado de alteración de cada mineral y de la roca total en base a una escala de valores cualitativo en “nulo”, “leve”, “moderado” e “intenso”. Dicha clasificación se realizó según el contenido de minerales de alteración en la roca: (i) nulo, si el contenido de dichos minerales es menor o igual al 5% del volumen de la roca, (ii) bajo, si su contenido se encuentra sobre el 5% y es menor o igual al 15%, (iii) moderado, si su contenido está sobre el 15% y es menor o igual al 30%, e (iv) intenso, si su contenido es superior al 30%. Dentro de los principales minerales de alteración reconocidos se encuentran las arcillas, clorita, sericita, calcita, epidota, óxidos de hierro y actinolita. La descripción petrográfica de cada uno de los 47 cortes transparentes se presenta en el **Anexo A**.

## 3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

### 3.2.1 GENERALIDADES

Como se mencionó en un inicio, las muestras recolectadas para este trabajo corresponden a rocas ígneas Cenozoicas que afloran en la Cordillera Principal occidental dentro del área de estudio. Las muestras son representativas de las fms. Abanico, Farellones, Corona del Fraile y unidades intrusivas que se distribuyen en la región.

La Fm. Abanico aflora en toda el área de estudio dominando la porción occidental de la Cordillera Principal en una franja de orientación ~N-S (**Fig. 3.1**). A modo general, esta unidad se compone por secuencias esencialmente volcanoclásticas con intercalaciones de tobas y lavas basálticas a andesíticas, de hasta ~2.700 m de espesor reconocidos en el valle del Teno (González & Vergara, 1962). Mosolf *et al.* (2011) y Mosolf (2013) presentan nuevas edades para esta Fm. en el valle del Tinguiririca, comprendidas entre 46 y 36 Ma para el miembro Occidental (Zapatta, 1995; Tapia, 2015) y entre 36 y 20 Ma en el miembro Oriental (Zapatta, 1995; Tapia, 2015), en los alrededores del pueblo Termas del Flaco. En el valle del Tinguiririca el miembro Occidental de la Fm. Abanico se dispone sobre la Unidad Guanaco de edad Cretácico Tardío, representando un hiatus de ~20 Ma (entre 63 y 46 Ma) en el registro estratigráfico (Tapia, 2015; Persico, 2016). El miembro Oriental se encuentra en contacto discordante sobre el BRCU y la Fm. Baños del Flaco, y subyace en discordancia angular a la Fm. Farellones (**Fig. 3.2**). En el curso superior del valle del Teno existe una edad Ar-Ar en una lava de  $26,4 \pm 8,6$  Ma (Hurtado, 2003). Allí la Fm. Abanico se dispone sobre lo que González & Vergara (1962) denominaron Fm. Plan de los Yeuques, equivalente meridional de la Unidad Guanaco (Muñoz *et al.*, 2018), mientras que subyace en discordancia angular a la Fm. Corona del Fraile, con la cual muestra además un contacto por falla (**Fig. 3.1**; González & Vergara, 1962; Hevia, 2014).

Los afloramientos de la Fm. Farellones sólo se distribuyen hacia el interior del valle del Tinguiririca, exclusivamente en la Proción occidental de la Cordillera Principal. Éstos están limitados por las fallas El Baule por el W y el Fierro por el E (**Fig. 3.1**). Corresponde a una secuencia compuesta principalmente por rocas piroclásticas y menor contenido de lavas andesíticas, con intercalaciones de miembros sedimentarios hacia el techo. Tapia (2015) describe una columna de la Fm. Farellones en el cerro Alto del Padre de ~900 m de potencia. Mosolf *et al.* (2011) realizaron 3 dataciones radiométricas U-Pb en circones magmáticos en el mismo sector, obteniendo edades entre los 20,4 y 11,4 Ma para la base de la secuencia. Esta Fm. se dispone sobre la Fm. Abanico mediante una discordancia angular, y dependiendo del sector, subyace en discordancia a unidades pertenecientes al volcanismo cuaternario o es cubierta discordantemente por los Conglomerados Campo del Colorado de acuerdo a González (2008).

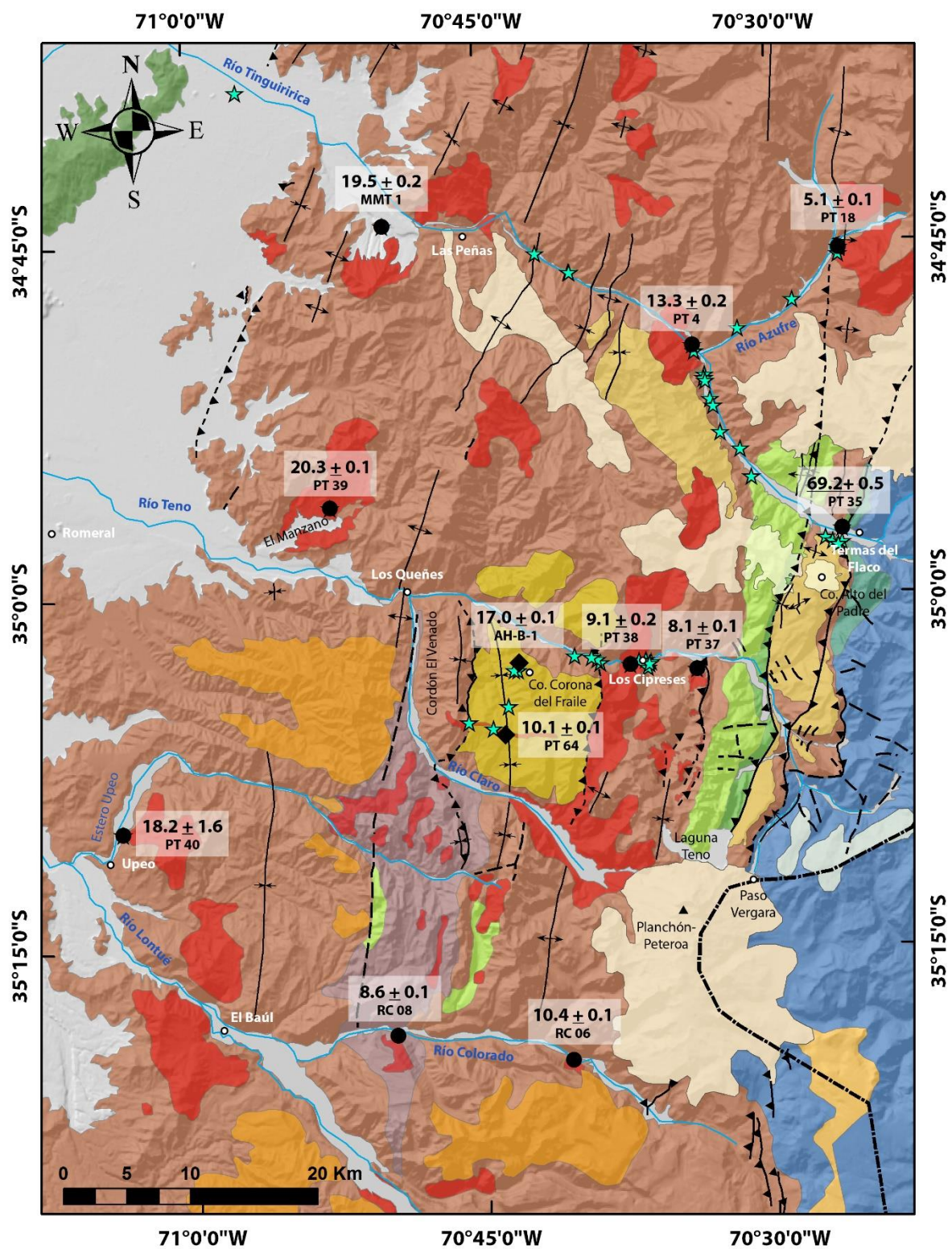
La Fm. Corona del Fraile aflora exclusivamente en el valle del río Teno, en los cordones ubicados al oriente del sector de Los Queñes (**Fig. 3.1**). Corresponde a una secuencia de ~535 m de espesor, constituida por niveles gruesos de rocas piroclásticas intercalados con niveles finos de lavas andesíticas, con la ocurrencia de brechas volcanoclásticas hacia el techo (González & Vergara, 1962; Hevia, 2014). Hevia (2014) reportó 2 edades U-Pb, de  $16,22 \pm 0,34$  Ma en circones detríticos y de  $16,23 \pm 0,28$  en circones magmáticos de una toba cristalina. Esta Fm. se dispone sobre la Fm. Abanico

mediante una discordancia angular y también se reconoce un contacto por falla en el sector El Venado. En algunos sectores particulares es posible apreciar un nivel muy restringido de una toba pumícea con contenido de flora fósil sobreyaciendo a la Fm. Corona del Fraile mediante un contacto discordante.


























Las unidades intrusivas estudiadas en este trabajo corresponden a *stocks*, diques y filones cuyos afloramientos se encuentran dispersos en el área de estudio (**Fig. 3.1**). A partir de trabajos anteriores desarrollados en el área, y gracias a determinaciones radiométricas U-Pb realizadas en este trabajo, se pudo establecer que todos los cuerpos intrusivos estudiados presentan edades en el intervalo Mioceno – Plioceno. Los intrusivos muestreados presentan dimensiones variables de hasta ~120 km<sup>2</sup> en planta.

La **Fig. 3.1** corresponde al Mapa Geológico del área de estudio a escala 1:350.000, elaborado a partir de la recopilación de múltiples trabajos realizados en esta área más las observaciones de terreno tomadas durante el desarrollo de esta investigación. En el mapa se incluye la ubicación de las muestras a las que se les realizó análisis químico y la distribución de edades U-Pb en circón obtenidas para cada una de las muestras datadas en este trabajo.



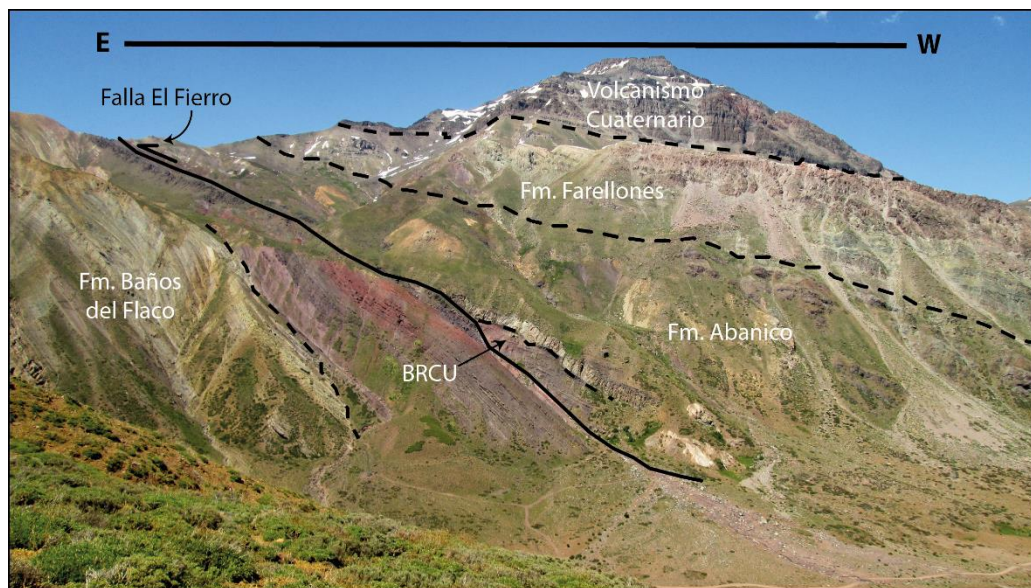


## LEYENDA

	Depositos Cuaternarios		Intrusivos Mio-Pliocenos		
	Volcanismo Cuaternario				
	Fm. Cola de Zorro	<b>SIMBOLOGÍA</b>			
	Fm. Corona del Fraile		Ruta 5 Sur		Muestras caracterizadas al microscopio
	Fm. Farellones		Limite Internacional		Stock con edad U-Pb en circón <sup>(1)</sup>
	Fm. Abanico		Falla Inversa		Toba con edad U-Pb en circón <sup>(1)</sup>
	Fm. Plan de los Yeuques		Falla Inversa inferida	<sup>(1)</sup> Este trabajo	
	Fm. Colimapu		Falla inferida		
	Fm. Las Chilcas		Pliegue Sinclinal		
	BRCU		Pliegue Anticlinal		
	Fm. Baños del Flaco		Ríos		
	Fm. Río Damas		Localidad		

**Fig. 3.1** – Mapa Geológico del área de estudio.

Basado en González & Vergara (1962), Zapatta (1995), Piquer (2010), Contreras & Schilling (en prensa), Hevia (2014), Tapia (2015), Muñoz *et al.* (2018) y en observaciones de campo y resultados de este trabajo. Se presenta cada edad con el nombre de la muestra correspondiente.



**Fig. 3.2** – Relaciones de contacto entre las fms. Abanico, Farellones y el Volcanismo Cuaternario en el sector del cerro Alto del Padre, en la ladera sur del valle del río Tinguiririca.

Las líneas segmentadas en negro corresponden a los contactos entre dichas unidades, y las unidades Mesozoicas BRCU y Fm. Baños del Flaco, de acuerdo a interpretaciones de campo basadas en la geología de Tapia (2015).



## 3.2.2 MUESTRAS RECOLECTADAS

### 3.2.2.1 Formación Abanico

Los afloramientos de la Fm. Abanico muestreados en este trabajo corresponden a coladas de lava de composición básica a intermedia y secuencias piroclásticas de composición intermedia constituidas por tobas vítreas y cristalinas.

Los afloramientos de las coladas de lava se caracterizan, en general, por presentar tonalidades grises a violeta oscuro, de textura afanítica o porfírica y grados de alteración variable entre moderada e intensa. Sus espesores varían entre 30 cm y 10 m por colada, y en su mayoría se muestran bastante deformados y con abundancia de fracturas (**Fig. 3.3**). En algunos casos fue posible reconocer coladas de lavas andesíticas tipo AA (**Fig. 3.4**, **Fig. 3.5**) que conservan un centro macizo, sin orientación preferencial de los fenocristales, y una base caracterizada por la orientación de fenocristales de plagioclasa de menor tamaño y con tonalidades rojizas (**Fig. 3.5**). Sólo en un caso fue posible reconocer parte del techo y del centro macizo de este tipo de coladas, donde el techo corresponde a una superficie rugosa y con lajamiento paralelo a la superficie de enfriamiento (**Fig. 3.4a**).



**Fig. 3.3** – Afloramientos de coladas de lava de la Fm. Abanico al E del sector Las Peñas, en la ladera sur del valle del Tinguiririca.

En la fotografía se pueden observar coladas de lava de composición intermedia de hasta 4 m de espesor mostrando deformación intensa y basculamiento. Las líneas blancas segmentadas delimitan a las distintas unidades y las líneas en amarillo destacan la presencia de fracturas paralelas a la paleo-superficie de la unidad del techo.





**Fig. 3.4** – Afloramiento de una secuencia volcánica de la Fm. Abanico en los faldeos del cerro Alto del Padre. Se observa una lava andesítica tipo AA en la base (a) y unidades piroclásticas hacia el techo clasificadas como tobas lítica y vítrea (b y c, respectivamente). Las líneas segmentadas en blanco corresponden a los contactos entre dichas unidades.



**Fig. 3.5** – Fotografía de detalle de una colada de tipo AA expuesta en los faldeos del Co. Alto del Padre, perteneciente a la Fm. Abanico. La roca corresponde a una andesita con textura porfírica que muestra variaciones en el tamaño de los fenocristales, orientación de los mismos y coloración rojiza hacia la base de la colada.

Las rocas piroclásticas corresponden a tobas vítreas, cristalinas y líticas de lapilli fino a medio, y brechas volcanoclásticas que constituyen afloramientos de 2 a 10 m de potencia (**Fig. 3.4, Fig. 3.6, Fig. 3.7**). Todas las rocas piroclásticas reconocidas son de composición intermedia con predominancia en el contenido de cristales de plagioclasa. Presentan tonalidades grisáceas a verdosas y grados de alteración variable de moderada a intensa, con abundancia de arcillas, epidota y óxidos de hierro. Los afloramientos son aparentemente macizos, sin mostrar abundancia de fracturas y deformación observables (**Fig. 3.6, Fig. 3.7**). Estas rocas muestran textura fragmentada y eutaxítica en algunos casos, con fiammes orientados.



**Fig. 3.6** – Afloramiento de una secuencia piroclástica de la Fm. Abanico en los faldeos del cerro Alto del Padre. Corresponde a unidades de tobas líticas y vítreas andesíticas de base a techo. La línea segmentada amarilla corresponde al contacto entre ambas unidades.





**Fig. 3.7** – Afloramientos de rocas piroclásticas pertenecientes a la Fm. Abanico ubicados al W de la Qda. de la Vaca, en el valle del río Teno (**Fig. 3.9**).  
Corresponde a una secuencia estratificada de tobas vítreas y líticas andesíticas, de color gris oscuro.

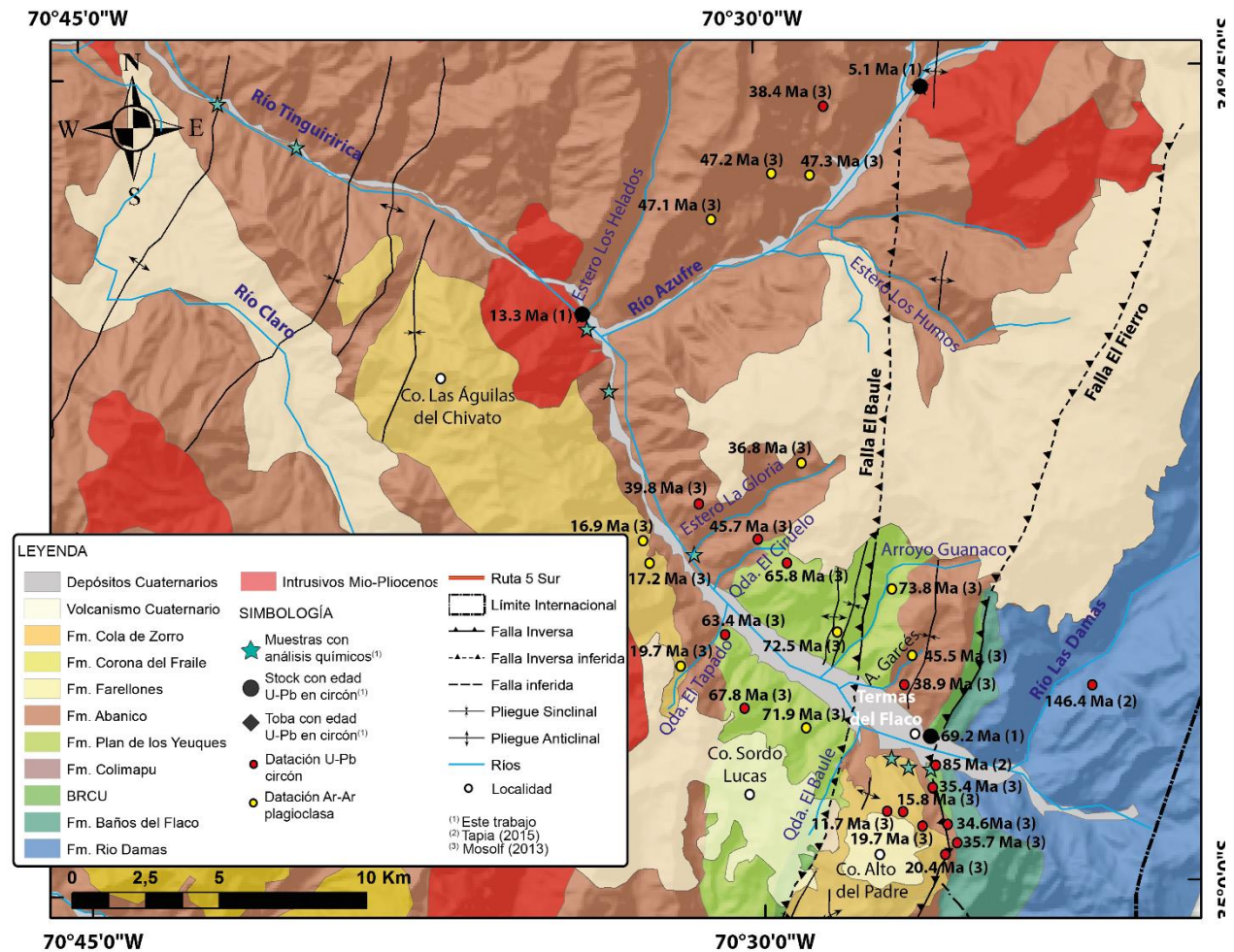
En la **Tabla 1** se presenta el detalle de las rocas pertenecientes a la Fm. Abanico recolectadas y estudiadas al microscopio, junto con su tipo litológico, coordenadas UTM (WGS 84), clasificación microscópica y si la muestra fue sometida a análisis químicos e isotópicos de Sr-Nd. Las **Fig. 3.8** y **Fig. 3.9** corresponden a mapas de detalle a escala 1:150.000 en donde se puede observar la distribución del muestreo realizado en los valles de los ríos Tinguiririca y Teno.

**Tabla 1** – Listado de muestras recopiladas en terreno analizadas bajo microscopio correspondientes a la Fm. Abanico. Para cada muestra se presenta su sub-unidad correspondiente, tipo litológico, coordenadas UTM (WGS 84), clasificación microscópica, y mineralogía y grado de alteración. La “x” en las columnas “AQ” y “Sr-Nd” indican que la muestra cuenta con dicho análisis. Se utilizaron las siguientes abreviaciones: Act: Actinolita; Arc: Arcillas; AQ: Análisis Químico; Bt: Biotita; Cal: Calcita; Chl: Clorita; Cpx: Clinopiroxeno; Cord: Cordierita; Ep: Epidota; Feld-k: Feldespato potásico; Hbl: Hornblenda; indef: indefinido; MF: Masa Fundamental/Matriz; Mod: Moderado; Occ: Occidental; Ol: Olivino; Opx: Ortopiroxeno; Orient: Oriental; Óx de Fe: Óxidos de hierro; Pl: Plagioclasa; Pump: Pumpellyta; Px: Piroxeno; Qtz: Cuarzo; Rut: Rutilo; Ser: Sericita; Tur: Turmalina.

Muestra	Sub-Unidad	Tipo	UTM N	UTM E	Clasificación Microscópica	Minerales alteración	Grado de alteración	AQ	Sr-Nd
PT 10	Indef.	Toba	6152491	344536	Toba de ceniza vítrea dacítica	Cal, Arc, Ep	Mod.	x	
PT 11	Indef.	Lava	6151038	347196	Andesita	Cal, Arc, Chl, Óx de Fe	Intensa		
PT 12	Indef.	Lava	6151023	347227	Andesita de Cpx	Arc, Cal, Chl, Ep	Mod.	x	x
PT 19	Indef.	Toba	6152590	368388	Toba de ceniza vítrea riolítica	Arc, Ep, Pump	Mod.		
PT 20	Occ.	Lava	6148973	364785	Basalto de Ol	Arc, Chl, Óx de Fe	Intensa		
PT 26	Orient.	Lava	6129701	368475	Dacita	Arc	Mod.		

Muestra	Sub- Unidad	Tipo	UTM N	UTM E	Clasificación Microscópica	Minerales alteración	Grado de alteración	AQ	Sr-Nd
PT 27	Orient.	Lava	6129701	368475	Basalto de Ol	Arc, Chl, Óx de Fe	Intensa		
PT 33	Occ.	Toba	6137187	360739	Toba de ceniza cristalina andesítica	Arc, Óx de Fe	Mod.	x	x
PT 42	Occ.	Lava	6120406	353730	Andesita de Cpx	Chl, Ep, Arc	Mod.	x	x
PT 43	Occ.	Lava	6120528	353321	Andesita de Cpx (?)	Ep, Chl, Arc	Intensa	x	
PT 44	Occ.	Lava	6120492	352795	Andesita de Hbl (?)	Arc, Chl, Ep, opacos	Intensa		
PT 47	Occ.	Toba	6120308	349724	Toba de ceniza vítrea andesítica	Arc, Ep	Intensa		
PT 48	Occ.	Toba	6120308	349724	Toba de ceniza lítica andesítica	Act, Arc, Ep, Crd, Tur, Bt	Intensa		
PT 49	Occ.	Toba	6120308	349724	Toba de lapilli vítrea andesítica	Arc, Chl, Act, Bt	Intensa		
PT 52	Occ.	Toba	6120730	349062	Toba de lapilli lítica andesítica	Arc, Ep	Mod.		
PT 53	Occ.	Lava	6120839	347715	Andesita	Arc, Chl, Ep	Intensa		
PT 56	Occ.	Toba	6119938	353498	Toba de lapilli lítica andesítica	Arc, Ep	Intensa		
PT 58	Occ.	Lava	6120235	353617	Basalto de Ol	Arc, Ep, Chl, Óx de Fe, opacos	Intensa		

En la **Fig. 3.8** se puede observar que la edad máxima reportada para la Fm. Abanico en el área del cerro Alto del Padre es más joven que la edad máxima reportada para los afloramientos ubicados al W de la Unidad Guanaco. Lo anterior sustenta la hipótesis de Tapia (2015) con respecto a la existencia de múltiples depocentros al interior de la cuenca de Abanico en esta localidad.



**Fig. 3.8** – Mapa Geológico del área del curso superior del río Tinguiririca, a escala 1:150.000. Imagen de detalle de la **Fig. 3.1** en el área. Basado en Tapia (2015) y Muñoz *et al.* (2018).

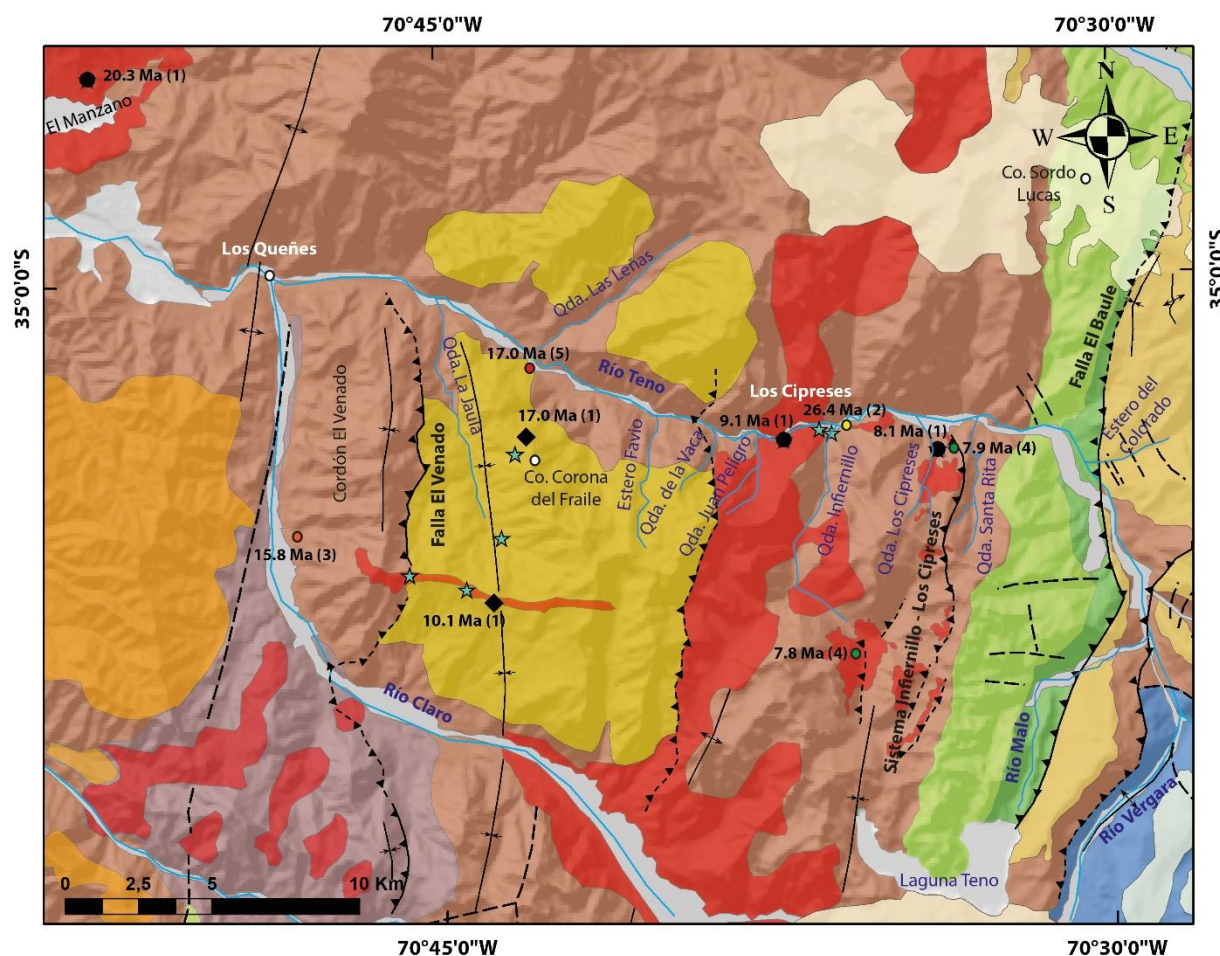
### 3.2.2.2 Formación Farellones

Los afloramientos de la Fm. Farellones muestreados en este trabajo corresponden a coladas de lava de composición intermedia y rocas piroclásticas de composición intermedia a ácida de tobas vítreas y líticas de lapilli fino a ceniza. El muestreo se realizó en los afloramientos ubicados en el cerro Alto del Padre en el valle del río Tinguiririca, en las cercanías del pueblo Termas del Flaco (**Fig. 3.8**).

Las coladas de lava en esta Fm. son bastante escasas, observándose un claro predominio de rocas piroclásticas en el área del valle del río Tinguiririca. Los afloramientos de lavas reconocidos en terreno se caracterizan por presentar tonalidades grisáceas oscuras, con texturas porfíricas y grados de alteración moderada a arcillas, óxidos de hierro y calcita subordinada. Corresponden a niveles que no superan los 3 m de potencia, que siguen una estratificación clara y se presentan bastante fracturados (**Fig. 3.10b**). En terreno se pudieron reconocer afloramientos macizos que corresponderían con alta probabilidad a coladas tipo AA. Para este trabajo se realizó la



caracterización petrográfica de solo una muestra de lava debido a la mala conservación y escasez de este tipo de roca.



#### LEYENDA

Depósitos Cuaternarios	Intrusivos Mio-Pliocenos
Volcanismo Cuaternario	
Fm. Cola de Zorro	
Fm. Corona del Fraile	
Fm. Farellones	
Fm. Abanico	
Fm. Plan de los Yeuques	
Fm. Colimapu	
BRCU	
Fm. Baños del Flaco	
Fm. Río Damas	

SIMBOLOGÍA	
★ Muestras con análisis químicos <sup>(1)</sup>	● Datación U-Pb circón
● Stock con edad U-Pb en circón <sup>(1)</sup>	● Datación Ar-Ar plagioclasa
◆ Toba con edad U-Pb en circón <sup>(1)</sup>	● Datación K-Ar plagioclasa
	● Datación trazas de fisión apatito
	— Ruta 5 Sur
	□ Límite Internacional
	— Falla Inversa
	— Falla Inversa inferida
	— Falla inferida
	— Pliegue Sinclinal
	— Pliegue Anticlinal
	— Ríos
	○ Localidad

<sup>(1)</sup> Este trabajo
<sup>(2)</sup> Hurtado (2003)
<sup>(3)</sup> Farías et al. (2008)
<sup>(4)</sup> Piquer (2010)
<sup>(5)</sup> Hevia (2014)

**Fig. 3.9** – Mapa Geológico del área del curso superior del río Teno, a escala 1:150.000. Imagen de detalle de la **Fig. 3.1**. Basado en González & Vergara (1962), González (2008), Piquer (2010), Hevia (2014) y Muñoz *et al.* (2018).

Los afloramientos de rocas piroclásticas de la Fm. Farellones corresponden a brechas volcanoclásticas, tobas vítreas y líticas de lapilli fino a medio de composición andesítica a dacítica. Se caracterizan por presentar tonalidades claras de grises, verdes o colores rosados y grados de alteración variable de leve a moderada a arcillas, óxidos de hierro, clorita, epidota y menor calcita. Las unidades piroclásticas presentan potencias de 1 a 15 m y son aparentemente macizas, con escasas fracturas y evidencias de deformación leve (**Fig. 3.11**). Se observaron variaciones internas en la granulometría y el contenido de líticos, subdividiéndose en distintas unidades con niveles con predominio de vidrio volcánico intercalados con algunos con mayor abundancia de fragmentos líticos (**Fig. 3.12**). Las rocas se componen por cristales, principalmente plagioclasa, cuarzo, feldespatos potásico y biotita ocasional, fragmentos líticos de naturaleza esencialmente volcánica, y menor presencia de juveniles (esquirlas y fiammes).



**Fig. 3.10** – Afloramientos de la Fm. Farellones en los alrededores del pueblo Termas del Flaco. Se observa una serie continua constituida por intercalaciones de rocas piroclásticas (a y c) y de lavas andesíticas (b), con predominancia de tobas líticas y vítreas. Se observa una clara estratificación con manteo hacia el W. Las líneas segmentadas en blanco corresponden a los contactos entre dichas unidades.

En la **Tabla 2** se presenta el detalle de las rocas pertenecientes a la Fm. Farellones recolectadas y estudiadas al microscopio, junto con su tipo litológico, coordenadas UTM (WGS 84), clasificación microscópica y si la muestra fue sometida a análisis químicos e isotópicos.





**Fig. 3.11** – Afloramiento de una secuencia de rocas piroclásticas de la Fm. Farellones inmediatamente al E de la Qda. El Baule, en la ladera S del valle del río Tinguiririca (**Fig. 3.8**). Se constituye por tobas líticas cuyo contenido de fragmentos líticos aumenta en tamaño y abundancia de base a techo.



**Fig. 3.12** – Detalle de la base del afloramiento de rocas piroclásticas de la **Fig. 3.11**. Se observan fragmentos líticos de carácter volcánico de tamaño bomba-bloques y lapilli grueso inmersos en una matriz vítrea. Los cristales presentes corresponden principalmente a plagioclasa.



**Tabla 2** – Listado de muestras recopiladas en terreno analizadas bajo microscopio correspondientes a la Fm. Farellones.

Para cada muestra se presenta su tipo litológico, coordenadas UTM (WGS 84), clasificación microscópica, y mineralogía y grado de alteración. La "x" en las columnas "AQ", "Sr-Nd", "U-Pb" y "Hf-O" indican que la muestra cuenta con dicho análisis. Se utilizaron las siguientes abreviaciones: Act: Actinolita; Arc: Arcillas; AQ: Análisis Químico; Bt: Biotita; Cal: Calcita; Chl: Clorita; Cpx: Clinopiroxeno; Cord: Cordierita; Ep: Epidota; Feld-k: Feldespato potásico; Hbl: Hornblenda; indef: indefinido; MF: Masa Fundamental/Matriz; Mod: Moderado; Occ: Occidental; Ol: Olivino; Opx: Ortopiroxeno; Orient: Oriental; Óx de Fe: Óxidos de hierro; Pl: Plagioclasea; Pump: Pumpellyita; Px: Piroxeno; Qtz: Cuarzo; Rut: Rutilo; Ser: Sericita; Tur: Turmalina.

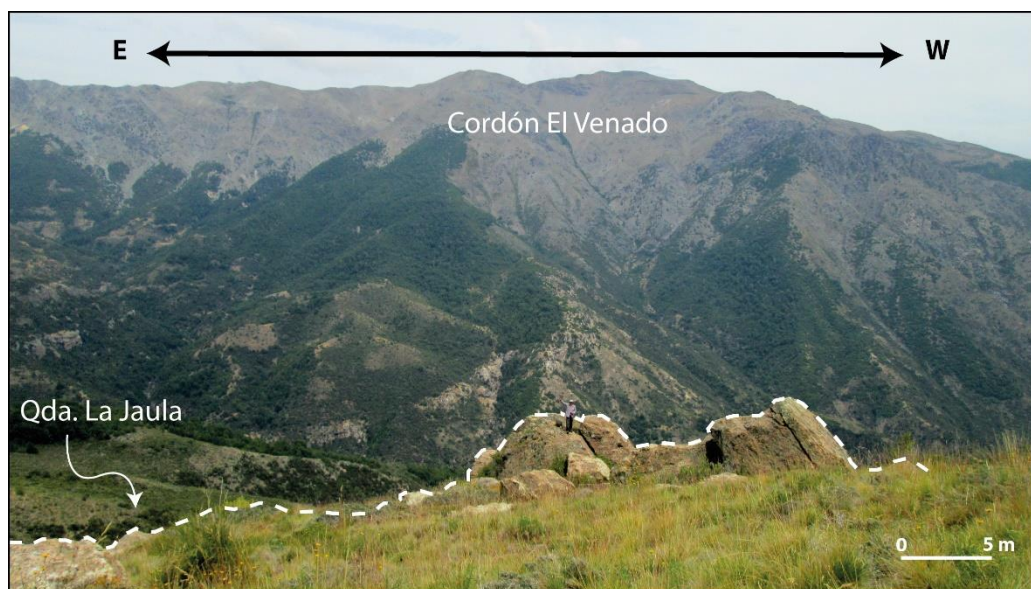
Muestra	Tipo	UTM N	UTM E	Clasificación Microscópica	Minerales alteración	Grado de alteración	AQ	Sr-Nd
PT 7	Toba	6130274	367444	Toba de ceniza vítrea dacítica	Arc, Ep	Mod.	x	
PT 9	Lava	6129967	368014	Andesita	Cal, Arc, Ep	Mod.	x	

### 3.2.2.3 Formación Corona del Fraile

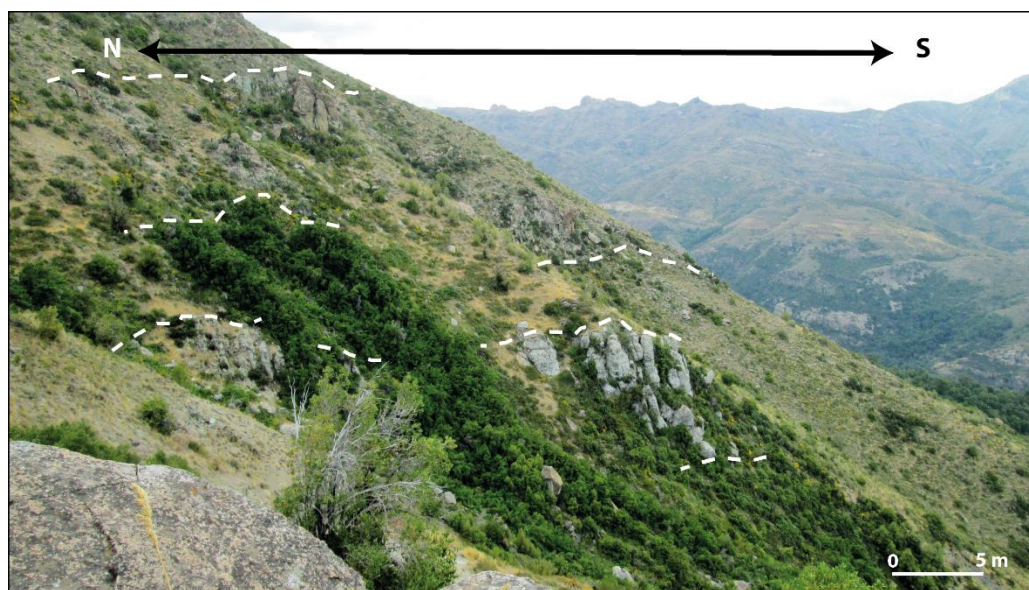
Los afloramientos muestreados de la Fm. Corona del Fraile corresponden principalmente a lavas de composición básica a intermedia y rocas piroclásticas de composición intermedia a ácida correspondientes a tobas cristalinas, vítreas y líticas de lapilli medio a ceniza.

Las coladas de lava de esta Fm. se presentan en afloramientos de tonalidades rojizas, gris oscuro y variaciones de tonos grises claros a celestes (**Fig. 3.13, Fig. 3.14**). En general, presentan texturas porfíricas y grados de alteración intensa a moderada a arcillas, óxidos de hierro y ceolitas ocasionales rellenando amígdalas. Las coladas tienen espesores que varían entre 2 y 6 m, presentan una estructura maciza y son afectadas por múltiples fracturas. Las coladas de lava de tonalidades más claras son las que presentan mayores espesores, correspondiendo aparentemente a coladas tipo bloques (**Fig. 3.14**). A pesar de existir un predominio de lavas de composición intermedia se encontró un afloramiento de basaltos en las cercanías del cordón El Venado (**Fig. 3.9**).

Los afloramientos de rocas piroclásticas son los que predominan en esta Fm.. Corresponden principalmente a tobas líticas, cristalinas y vítreas de lapilli medio a fino de composición andesítica a dacítica, con menor presencia de brechas volcanoclásticas (**Fig. 3.15, Fig. 3.16**). Se caracterizan por presentar colores blanquecinos y tonalidades claras de grises, celestes y rosados, con grados de alteración variable de moderada a intensa a arcillas, óxidos de hierro, clorita, esmectita, calcita y ceolitas ocasionales rellenando amígdalas. Los afloramientos presentan potencias observadas de 5 a 20 m, de apariencia maciza, y afectados por abundantes sets de fracturas. En el cerro Corona del Fraile los afloramientos presentan morfologías de pináculos (**Fig. 3.15**). Las rocas se componen por (i) cristales, principalmente plagioclasea, cuarzo y biotita ocasional, (ii) fragmentos líticos de naturaleza esencialmente volcánica, y (iii) una menor presencia de juveniles, con fiammes ocasionales mostrando texturas eutaxíticas.



**Fig. 3.13** – En primer plano, y delimitado con la línea segmentada blanca, se muestra un afloramiento de lavas de ~4 m de potencia total. Este afloramiento se ubica en la base del cerro Corona del Fraile, en la ladera E de la Qda. La Jaula (**Fig. 3.9**).

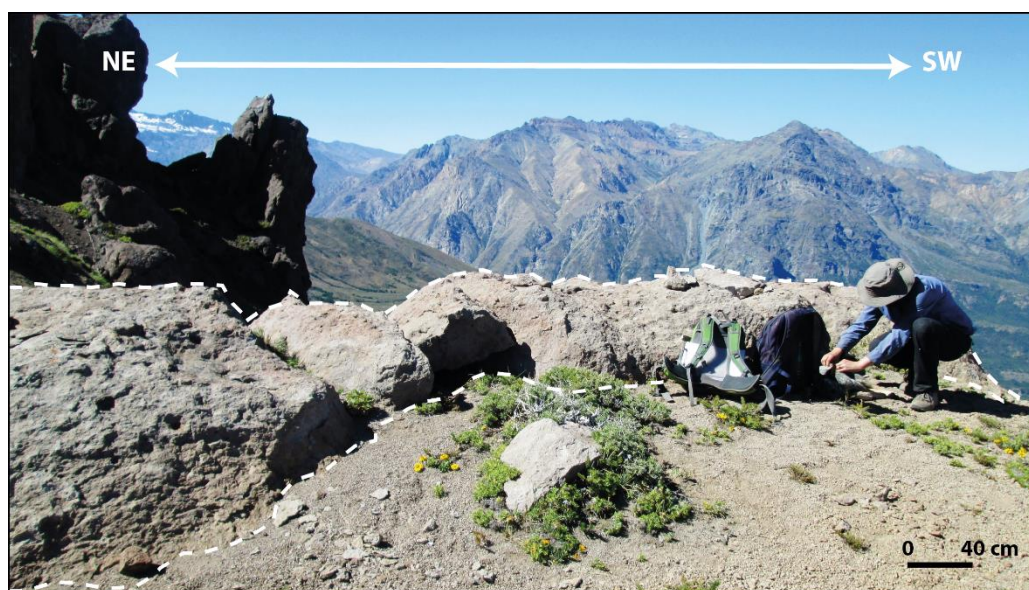


**Fig. 3.14** – Afloramientos de coladas de lava andesíticas y dacíticas de la Fm. Corona del Fraile en el cerro homónimo. Las líneas segmentadas blancas representan los contactos inferidos entre dichas unidades.





**Fig. 3.15** – Afloramientos de secuencias piroclásticas de la Fm. Corona del Fraile coronando el cerro homónimo. Corresponde a una secuencia estratificada de tobas vítreas, líticas y menor abundancia de tobas cristalinas. Las líneas blancas segmentadas señalan los contactos entre dichas unidades.



**Fig. 3.16** – Afloramiento correspondiente a una toba vítrea perteneciente a la Fm. Corona del Fraile, ubicado en la divisoria de aguas entre la Qda. La Jaula y el río Claro (**Fig. 3.9**). La unidad tiene una potencia total de ~3 m (no apreciables en la figura). Las líneas blancas segmentadas delimitan la parte visible del afloramiento.

En este trabajo se obtuvieron 2 edades U-Pb en circon para rocas piroclásticas pertenecientes a esta Fm., de  $17,0 \pm 0,1$  y  $10,1 \pm 0,1$  Ma. El detalle se presenta en la sección de determinaciones radiométricas.

En la **Tabla 3** se presenta el detalle de las rocas pertenecientes a la Fm. Corona del Fraile recolectadas y estudiadas al microscopio, junto con su tipo litológico, coordenadas UTM (WGS 84), clasificación microscópica y si la muestra fue sometida a análisis químicos e isotópicos.

**Tabla 3** – Listado de muestras recopiladas en terreno analizadas bajo microscopio correspondientes a la Fm. Corona del Fraile.

Para cada muestra se presenta su tipo litológico, coordenadas UTM (WGS 84), clasificación microscópica, y mineralogía y grado de alteración. La “x” en las columnas “AQ”, “Sr-Nd”, “U-Pb” y “Hf-O” indican que la muestra cuenta con dicho análisis. Se utilizaron las siguientes abreviaciones: Act: Actinolita; Arc: Arcillas; AQ: Análisis Químico; Bt: Biotita; Cal: Calcita; Chl: Clorita; Cpx: Clinopiroxeno; Cord: Cordierita; Ep: Epidota; Feld-k: Feldespato potásico; Hbl: Hornblenda; indef: indefinido; MF: Masa Fundamental/Matriz; Mod: Moderado; Occ: Occidental; Ol: Olivino; Opx: Ortopiroxeno; Orient: Oriental; Óx de Fe: Óxidos de hierro; Pl: Plagioclasa; Pump: Pumpellyita; Px: Piroxeno; Qtz: Cuarzo; Rut: Rutilo; Ser: Sericita; Tur: Turmalina. \*Muestra sin corte transparente, clasificación petrográfica macroscópica a muestra de mano.

Muestra	Tipo	UTM N	UTM E	Clasificación Microscópica	Minerales alteración	Grado de alteración	AQ	Sr-Nd	U-Pb	Hf-O
PT 61	Toba	6119676	343267	Toba de ceniza lítica dacítica	Arc, Cal, Chl	Moderada				
PT 62	Lava	6119681	342974	Dacita de Cpx	Arc, Chl	Moderada	x	x		
PT 64*	Toba	6114625	342255	Toba vítrea de lapilli dacítica	-	-			x	x
PT 66	Lava	6115560	339401	Basalto de Ol	Arc, opacos	Moderada	x	x		

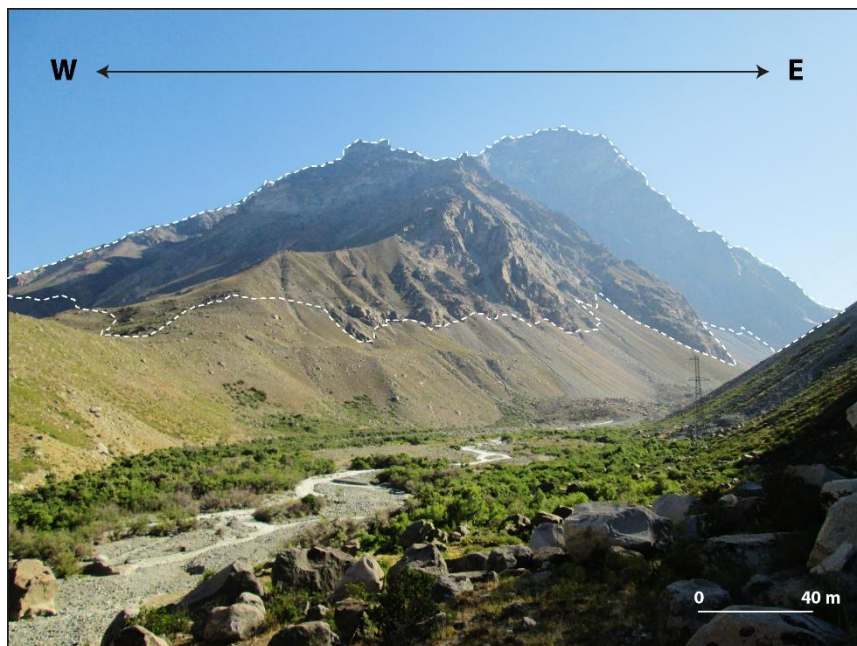
### 3.2.2.4 Unidades Intrusivas

Las unidades intrusivas muestreadas en este trabajo corresponden a *stocks*, diques y filones que cubren un amplio espectro composicional, cuya clasificación va desde dioritas a granitos. Los afloramientos presentan colores grisáceos a blanquecinos, además de tonalidades verdosas en el caso de los diques. Las rocas presentan abundancia de fracturas en algunos casos, y un aspecto macizo y competente en otros. Los *stocks* presentan hasta 120 km<sup>2</sup> en planta, mientras que los diques y filones muestran espesores de hasta 2 m (**Fig. 3.17**, **Fig. 3.18**). En general se presentan moderada a levemente alterados a arcillas, clorita, epidota y calcita ocasional. En algunos casos se observaron afloramientos de *stocks* con evidencias de mezcla de magmas a gran escala, mostrando inyecciones de fundidos de distinta tonalidad y composición, con contactos que varían de rígidos a relativamente difusos (**Fig. 3.19**). A menor escala, los *stocks* comúnmente presentan múltiples familias de enclaves máficos-intermedios de hasta 1 m de diámetro, caracterizados por presentar tonalidades más oscuras, bordes que varían de regulares-nítidos a irregulares-difusos, y con minerales de tamaño de grano más pequeño (**Fig. 3.20**).

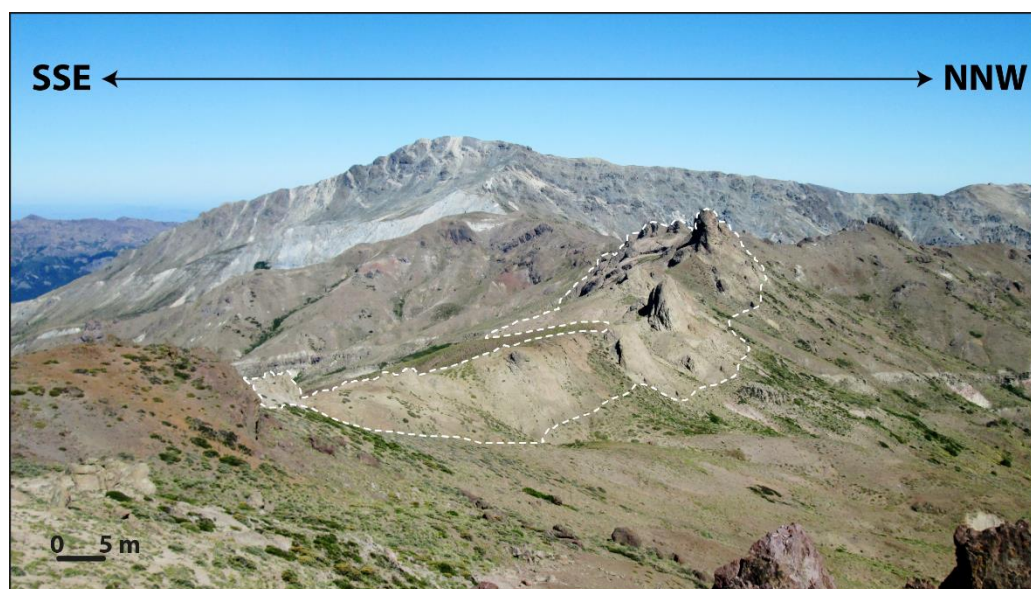
En este trabajo se obtuvieron 7 edades U-Pb para cuerpos intrusivos Cenozoicos distribuidos en toda el área de estudio. Las edades van desde los  $21,0 \pm 0,6$  a los  $5,1 \pm 0,1$  Ma, su detalle se presenta en la sección de determinaciones radiométricas. La distribución de las edades de las unidades intrusivas permite corroborar que el arco magmático Cenozoico se desplazó progresivamente al E en el área, con pulsos de ~20



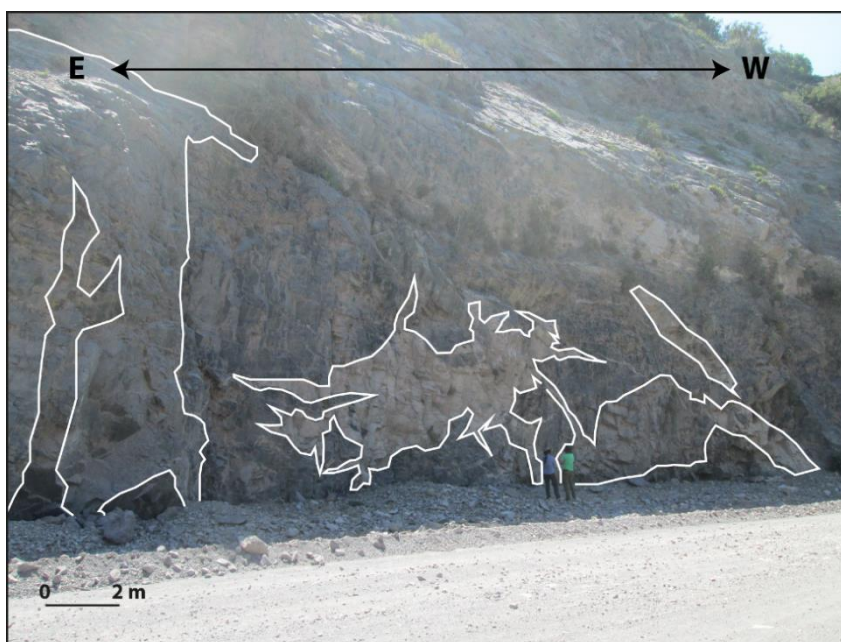
Ma en el frente cordillerano y de hasta ~5 Ma en las cercanías de la ubicación del actual frente volcánico (**Fig. 3.1**). La gran extensión de los afloramientos de rocas ígneas en el área de estudio, en conjunto con todas las edades de cuerpos intrusivos y rocas volcánicas recopiladas, permiten establecer que la actividad del arco magmático fue bastante intensa durante el Oligoceno al Plioceno temprano.



**Fig. 3.17** – Afloramiento de un cuerpo intrusivo de composición granodiorítica que se dispone coronando los cordones montañosos de ambas laderas del valle del río San Andrés (Curso superior río Azufre, **Fig. 3.8**). Se emplaza en rocas volcánicas de la Fm. Abanico. En esta figura se aprecia el afloramiento de la ladera NW del valle. Unidad a la cual pertenece la muestra PT 18, denominado en este trabajo como Stock San Andrés.

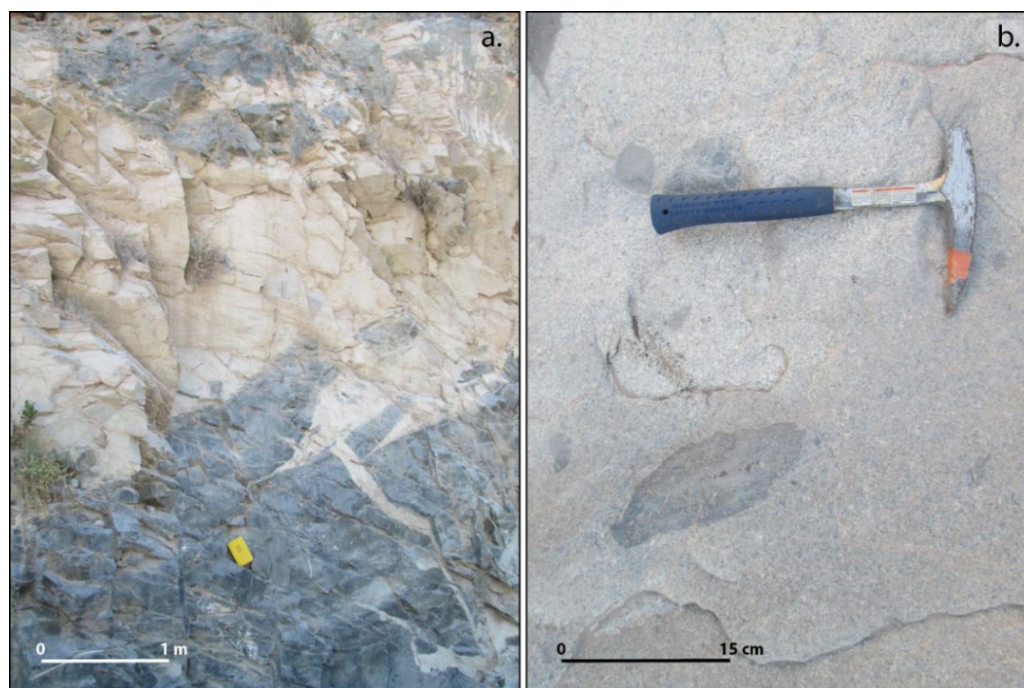


**Fig. 3.18** – Afloramiento de un cuerpo intrusivo tabular de composición diorítica dispuesto en la divisoria de aguas entre la Qda. La Jaula y el río Claro (**Fig. 3.9**). Se dispone intruyendo a rocas volcánicas de la Fm. Corona del Fraile. Unidad a la cual pertenece la muestra PT 65.



**Fig. 3.19** – Afloramiento ubicado en la ladera S del valle del río Tinguiririca, cercano a su confluencia con el río Azufre.

Corresponde a un stock fanerítico de composición granodiorítica (PT 3) intruído por una unidad de composición granítica (PT 2). Se pueden apreciar contactos definidos y regulares entre ambas unidades. Las líneas segmentadas blancas corresponden a los contactos entre ambos cuerpos.



**Fig. 3.20** – Detalle del afloramiento de la **Fig. 3.19**. Se pueden apreciar las relaciones de contacto entre las distintas unidades intrusivas (a) y enclaves máficos-intermedios de aspecto ovoidal, con bordes que varían de regulares-nítidos a irregulares-difusos (b).



En la **Tabla 4** se presenta el detalle de las rocas intrusivas recolectadas y estudiadas al microscopio, junto con su tipo litológico, coordenadas UTM (WGS 84), clasificación microscópica y si la muestra fue sometida a análisis químicos e isotópicos.

**Tabla 4** – Listado de muestras recopiladas en terreno analizadas bajo microscopio correspondientes unidades intrusivas de edad Mioceno – Plioceno. Para cada muestra se presenta su tipo litológico, coordenadas UTM (WGS 84), clasificación microscópica, y mineralogía y grado de alteración. La “x” en las columnas “AQ”, “Sr-Nd”, “U-Pb” y “Hf-O” indican que la muestra cuenta con dicho análisis. Se utilizaron las siguientes abreviaciones: Act: Actinolita; Arc: Arcillas; AQ: Análisis Químico; Bt: Biotita; Cal: Calcita; Chl: Clorita; Cpx: Clinopiroxeno; Cord: Cordierita; Ep: Epidota; Feld-k: Feldespato potásico; Hbl: Hornblenda; indef: indefinido; MF: Masa Fundamental/Matriz; Mod: Moderado; Occ: Occidental; Ol: Olivino; Opx: Ortopiroxeno; Orient: Oriental; Óx de Fe: Óxidos de hierro; Pl: Plagioclasa; Pump: Pumpellyta; Px: Piroxeno; Qtz: Cuarzo; Rut: Rutilo; Ser: Sericita; Tur: Turmalina. \*Muestra sin corte transparente, clasificación petrográfica macroscópica a muestra de mano. \*Muestras con análisis isotópicos de Hf solamente.

Muestra	Unidad	Tipo	UTM N	UTM E	Clasificación Microscópica	Minerales alteración	Grado de alteración	AQ	Sr-Nd	U-Pb	Hf-O
PT 2	Intrusivo indef.	Stock	6144845	357090	Granito de Hbl	Arc, Ep	Mod.	x			
PT 3	Intrusivo indef.	Stock	6144845	357090	Granodiorita de Hbl	Arc, Chl, Ep	Mod.	x			
PT 4	Stock La Confluencia.	Stock	6145347	356927	Granito de Hbl	Arc	Leve	x		x	x
PT 5	Intrusivo indef.	Stock	6135005	361605	Cuarzodiorita de Cpx	Chl, Arc, Ep	Mod.				
PT 15	Intrusivo indef.	Dique	6143028	357908	Cuarzodiorita	Arc, Ep	Intensa				
PT 16	Intrusivo indef.	Dique	6142744	357840	Cuarzodiorita de Cpx	Arc, Ep, Chl	Mod.	x	x		
PT 18	Stock El Azufre	Stock	6153088	368406	Granodiorita de Bt y Hbl	Arc, Chl	Leve	x	x	x	x
PT 23	Intrusivo indef.	Dique	6146693	360504	Cuarzodiorita	Arc, Chl	Intensa				
PT 25	Intrusivo indef.	Stock	6129904	368769	Tonalita	Arc, Chl	Intensa	x			
PT 28	Intrusivo indef.	Dique	6142540	357961	Diorita de Px (?)	Arc, Chl, Ep	Intensa				
PT 29	Intrusivo indef.	Dique	6141109	358348	Cuarzodiorita	Arc, Cal, Chl, Ep	Intensa				
PT 30	Intrusivo indef.	Dique	6141109	358348	Diorita de Cpx	Arc, Chl, Ep, Óx. de Fe	Mod.				
PT 31	Intrusivo indef.	Dique	6140589	358581	Cuarzodiorita	Arc, Chl, Cal, Ep	Intensa				
PT 34	Intrusivo indef.	Dique	6138489	359166	Cuarzodiorita	Arc, Ep, Chl, Ser	Intensa				
PT 35	Intrusivo indef.	Stock	6131002	368765	Cuarzodiorita de Hbl	Arc, Óx de Fe, Cal	Mod.	x		x	x*
MMT 1	Granitoides El Chueco	Stock	6154612	332502	Granodiorita de Hbl	Arc	Mod.	x	x	x	x

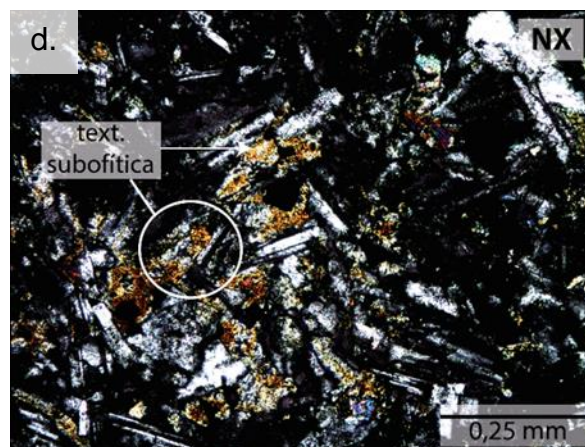
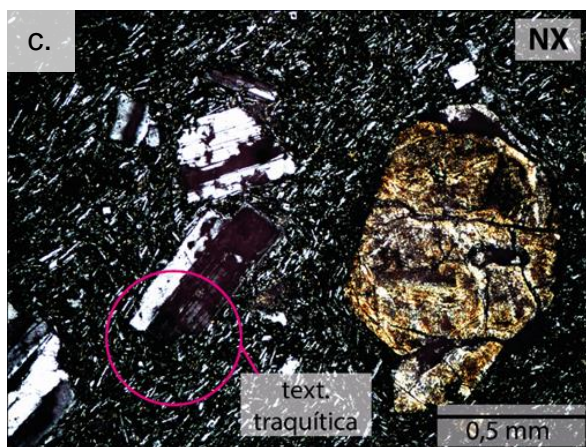
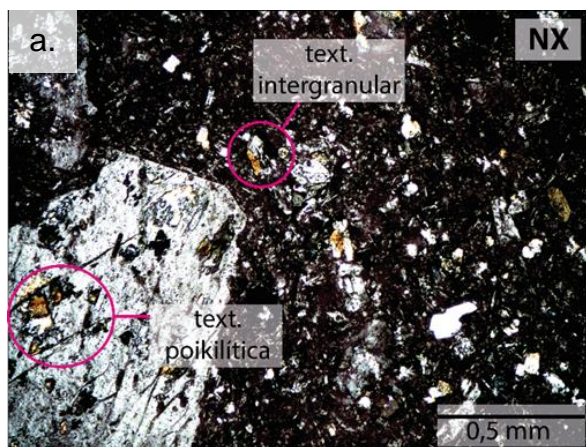
Muestra	Unidad	Tipo	UTM N	UTM E	Clasificación Microscópica	Minerales alteración	Grado de alteración	AQ	Sr-Nd	U-Pb	Hf-O
MMT 2	Cuerpos hipabisales de Cerro Verde	Stock	6165090	320951	Diorita de 2 Px	Chl, Arc	Mod.	x	x		
PT 37	Stock Leyton	Stock	6119860	357347	Granodiorita de Bt	Arc, Chl	Mod.	x	x	x	x
PT 38	Intrusivo indef.	Stock	6120178	352111	Tonalita de Hbl	Arc, Chl	Mod.	x	x	x	x
PT 39	Stock El Manzano (Granitoides El Chueco)	Stock	6132416	328433	Granodiorita de Hbl	Arc, Act, Chl	Intensa	x		x	x*
PT 40	Stock Upeo	Stock	6106681	312205	Granito de Hbl	Act, Chl, Arc, Ep	Mod.	x		x	x*
PT 63	Intrusivo indef.	Stock	6116831	342525	Diorita de 2 Px	Arc, Chl, Ep, Cal	Intensa	x			
PT 65	Intrusivo indef.	Dique	6115074	341335	Diorita de Cpx	Arc	Intensa	x			



### 3.3 PETROGRAFÍA AL MICROSCOPIO

#### 3.3.1 LAVAS

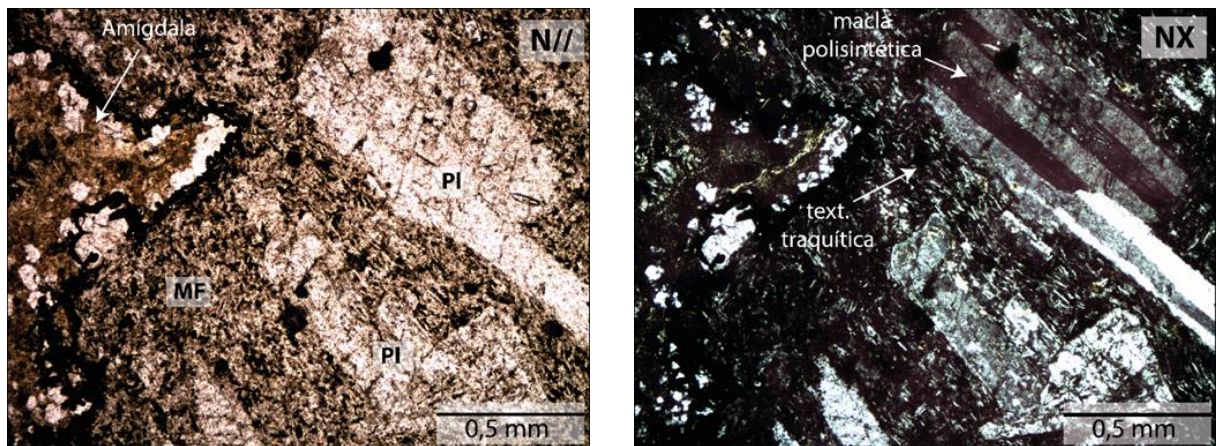
Las coladas de lava pertenecientes a las distintas unidades en estudio presentan características petrográficas similares entre sí. Las muestras se caracterizan por presentar texturas porfíricas microcristalinas, hipocristalinas e hipidiomórficas (**Fig. 3.21**), mientras que algunas muestras presentan adicionalmente textura amigdaloidal (**Fig. 3.22**). La mineralogía primaria de los fenocristales se constituye por plagioclasa, clinopiroxeno, pseudomorfos de olivino, opacos, y cuarzo y feldespato potásico ocasionales. Solo en un corte de una lava perteneciente a la Fm. Abanico se reconocieron pseudomorfos de hornblenda. A modo general, los fenocristales se disponen mostrando texturas intergranular (**Fig. 3.22a**), glomeroporfírica (**Fig. 3.22b**), sieve y embahiamiento. Éstos se encuentran inmersos en una masa fundamental hipocristalina de tamaño submilimétrico compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno ocasional, minerales opacos y vidrio volcánico, mostrando desarrollo de texturas traquíticas (**Fig. 3.22c**), intergranulares y ofíticas a sub-ofíticas ocasionales (**Fig. 3.22d**). En base al diagrama de clasificación de Streckeisen (1978) y de acuerdo a la mineralogía primaria descrita, las muestras analizadas se clasifican como basaltos de olivino, andesitas, andesitas de clinopiroxeno y una andesita de hornblenda.



**Fig. 3.21** – Microfotografías a nicoles cruzados (NX) de lavas mostrando texturas porfíricas, hipocristalinas e hipidiomórficas.

En la figura también se observa: (a) textura intergranular, con intercrecimiento de microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno, (b) textura glomeroporfírica con cúmulos de fenocristales de plagioclasa, (c) textura traquítica con microlitos de plagioclasa orientados de forma paralela entre sí, y (d) textura subofítica, con microlitos de clinopiroxeno subhedrales rodeando parcialmente a microlitos euhedrales de plagioclasa.

Los fenocristales de **plagioclasa** presentan tamaños entre 0,2 y 2,4 mm, con hábitos prismáticos tabulares subhedrales a euhedrales e integridad media (**Fig. 3.22**). Constituyen hasta el 50% del volumen total de la roca. La mayoría de los fenocristales muestra desarrollo de macla polisintética y simple ocasional, además de presentar textura sieve y zonación en algunos casos. Es común observar texturas glomeroporfíricas e intergranulares en conjunto con cristales de clinopiroxeno cuando éstos están presentes en la muestra (**Fig. 3.21**). Es habitual observar varias familias de cristales dentro del mismo corte, donde los individuos de mayor tamaño se muestran más alterados y fracturados con respecto a los cristales más pequeños. En las descripciones petrográficas se describieron hasta 3 familias de fenocristales de plagioclasa, lo que indicaría al menos 3 eventos distintos de cristalización. En general los cristales presentan alteración moderada a intensa a arcillas, y menor clorita, epidota y sericita, mientras que los microlitos de plagioclasa se muestran prácticamente íntegros.

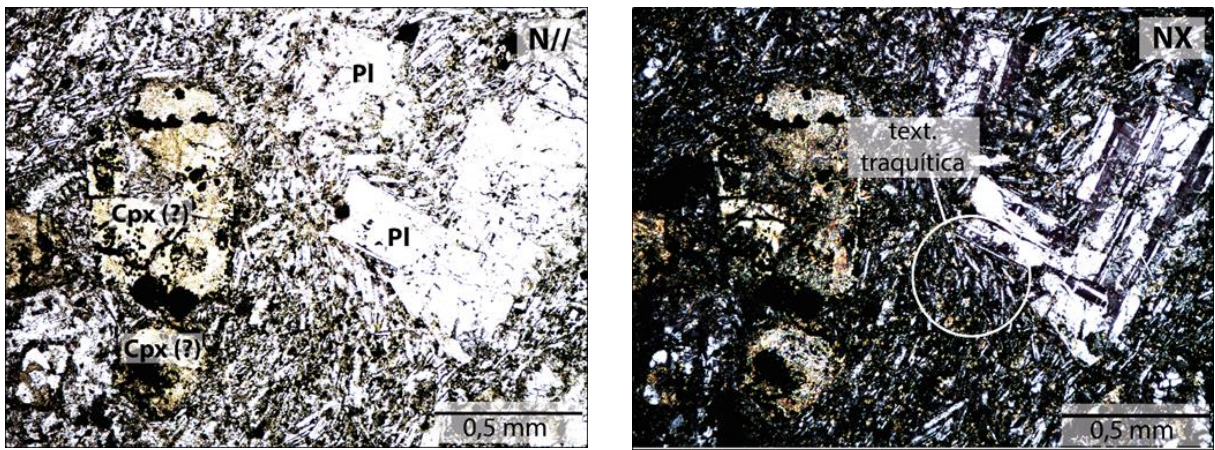


**Fig. 3.22** – Microfotografías a N// y NX de una andesita con fenocristales de plagioclasa (PI) inmersos en una masa fundamental (MF) compuesta por microlitos de plagioclasa orientados y vidrio.

Se observan cristales con hábito prismático tabular subhedral a euhedral con desarrollo de macla polisintética. Adicionalmente se observa textura amigdaloidal.

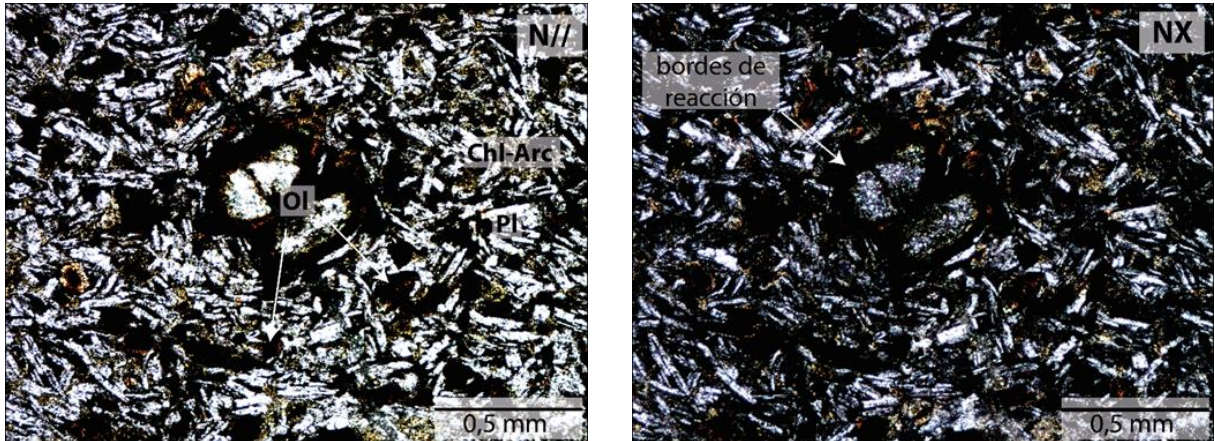
Los fenocristales de **clinopiroxeno** se presentan con tamaños entre 0,1 y 1 mm, con hábito prismático subhedral e integridad media (**Fig. 3.23**). La abundancia de cristales de clinopiroxeno como fenocristales llega hasta un 12% del volumen total de la roca, siendo mayor en forma de microlitos al interior de la masa fundamental de algunas muestras llegando hasta un 15% de abundancia. En conjunto con algunos fenocristales de plagioclasa se disponen mostrando textura ofítica a subofítica. En algunos casos se observaron cristales mostrando macla simple entre 2 individuos. En general estos fenocristales se muestran alterados moderadamente a arcillas y epidota.





**Fig. 3.23** – Microfotografías a N// y NX de fenocristales de plagioclasa (Pl) y clinopiroxeno (Cpx) en una andesita. Los cristales de clinopiroxeno presentan forma anhedral. Los microlitos de plagioclasa se disponen mostrando una textura traquítica en la masa fundamental.

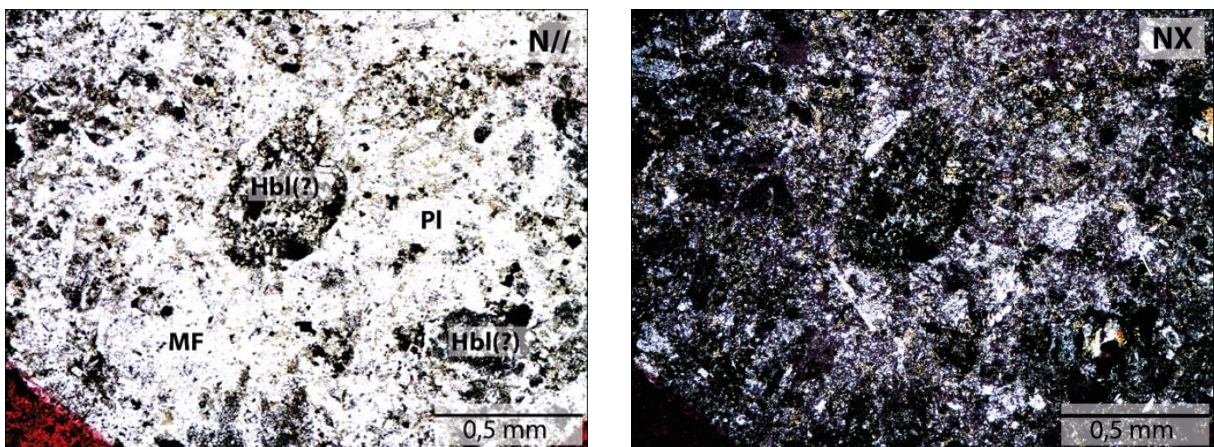
Todos los fenocristales de **olivino** se presentan como pseudomorfos, con tamaños entre los 0,2 y 1,5 mm, reconocidos por su hábito prismático poligonal subhedral a euhedral (**Fig. 3.24**). Éstos presentan integridad baja a nula y constituyen hasta un 20% del volumen total de la roca. Generalmente presentan bordes reemplazados por minerales opacos, y óxidos de hierro, arcillas y clorita ocasional en su interior. Los cristales mejor conservados muestran abundancia de fracturas rellenas por óxidos de hierro y/o serpentina.



**Fig. 3.24** – Microfotografías a N// y a NX de pseudomorfos de olivino (Ol) en un basalto. Se observan cristales de hábito prismático poligonal subhedral con bordes de reacción compuestos por óxidos de Fe y opacos. Los pseudomorfos se encuentran inmersos en una masa fundamental compuesta por microlitos de plagioclasa (Pl) y vidrio. Se observan pátinas de clorita (Chl) y arcillas (Arc) en la masa fundamental.

Los fenocristales de **hornblenda** se presentan en su totalidad como pseudomorfos en una muestra de lava andesítica perteneciente a la Fm. Abanico. Se presentan con tamaños de ~0,6 a 1 mm de tamaño, de hábito prismático subhedral e integridad nula (**Fig. 3.25**). Corresponden a agregados de opacos, arcillas, clorita y epidota.





**Fig. 3.25** – Microfotografías de pseudomorfos de hornblenda (Hbl) y fenocristales de plagioclasa (Pl) en una andesita a N// y NX.

Se observan cristales de hábito prismático subhedral y reemplazados completamente por opacos, clorita y arcillas.

Los fenocristales de **cuarzo** están presentes en pocas muestras. Presentan tamaños de 0,2 a 1 mm, con hábito prismático anhedral e integridad alta. Constituyen menos del 5% del volumen total de la roca y se presentan levemente alterados por pátinas de arcillas. En algunos casos se observaron cristales mostrando embahiamiento.

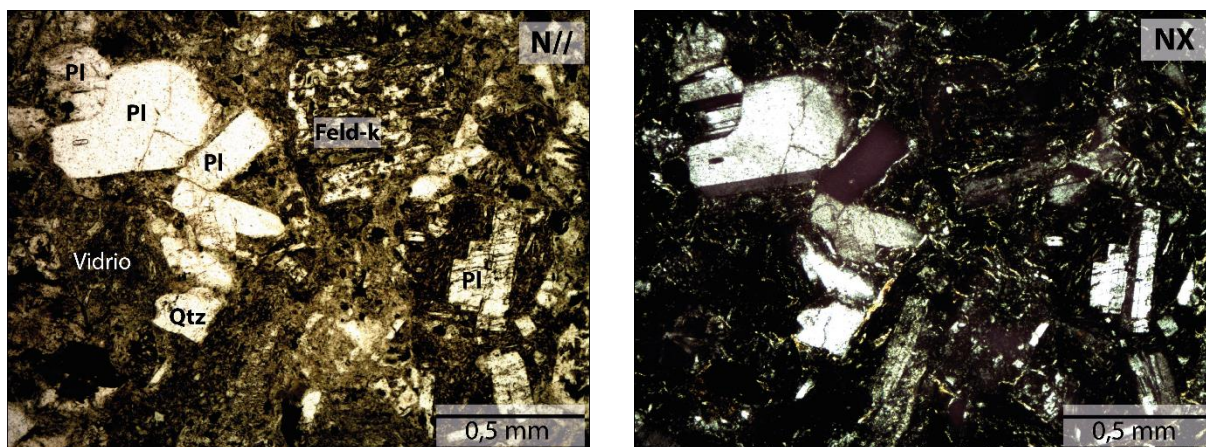
Los fenocristales de **feldespato potásico** aparecen sólo en una lava perteneciente a la Fm. Farellones. Se presentan con tamaños de 0,6 a 1,3 mm, con hábito prismático anhedral a subhedral e integridad media. Constituyen menos del 5% del volumen total de la roca y se presentan moderadamente alterados a arcillas en pátinas. Se pudieron observar algunos pocos cristales con desarrollo de macla simple.

En cuanto a la mineralogía de alteración se observaron cristales de clorita, epidota, minerales opacos, arcillas, calcita y sericita ocasional de menos de 0,5 mm de tamaño, alterando a cristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, feldespato potásico y a la masa fundamental, incluyendo al vidrio volcánico. En casos especiales se observaron amígdalas rellenas por cristales de cuarzo, adularia y calcita. En algunas muestras se observaron vetillas de 0,5 a 2 mm de espesor de epidota, y vetillas de antlerita cristalina de ~0,1 mm de ancho.

### 3.3.2 ROCAS PIROCLÁSTICAS

Las rocas piroclásticas descritas bajo el microscopio presentan características similares para todas las unidades en estudio. Ellas presentan textura piroclástica o fragmentada. En general los piroclastos presentan tamaño lapilli desde los 0,1 a 5 mm de diámetro, correspondiendo desde el 50% al 80% del volumen total de la roca. En general corresponden a: (i) cristales fragmentados de plagioclasa y clinopiroxeno, y cuarzo, biotita y feldespato potásico ocasionales, (ii) fragmentos líticos de naturaleza volcánica de una o más familias, y (iii) juveniles ocasionales, correspondientes a esquirlas y fiammes. Se encuentran inmersos en una matriz constituida por fragmentos tamaño ceniza de cristales de plagioclasa, fragmentos líticos y vidrio volcánico.

El componente cristalino más abundante en las rocas piroclásticas corresponde a la plagioclasa (**Fig. 3.26**), constituyendo hasta un 30% del volumen total de la muestra. Se presentan como cristales íntegros y fragmentos de 0,1 a 4 mm de tamaño, comúnmente alterados a arcillas y pátinas de epidota de forma moderada. Pocos cristales muestran desarrollo de maclas polisintéticas y periclina. En algunas muestras se observaron cristales y fragmentos cristalinos de clinopiroxeno en una abundancia de hasta el 10% del total de la muestra, con tamaños de 0,1 a 0,4 mm, alterados a arcillas en pátinas y óxidos de hierro. Los cristales y fragmentos de cuarzo constituyen hasta un 10% del volumen total de la roca. Se presentan en tamaños entre 0,1 y 0,4 mm, alterados levemente a arcillas. También se observaron cristales íntegros y fragmentados de feldespato potásico exclusivamente en las rocas de composición dacítica con abundancias de hasta un 10%, de ~1,2 mm y alterados de forma moderada a arcillas.

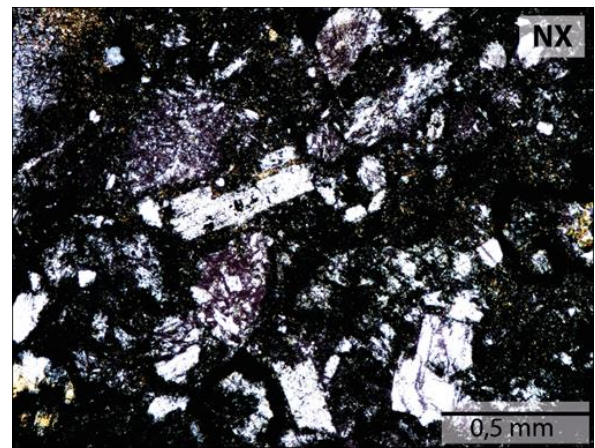
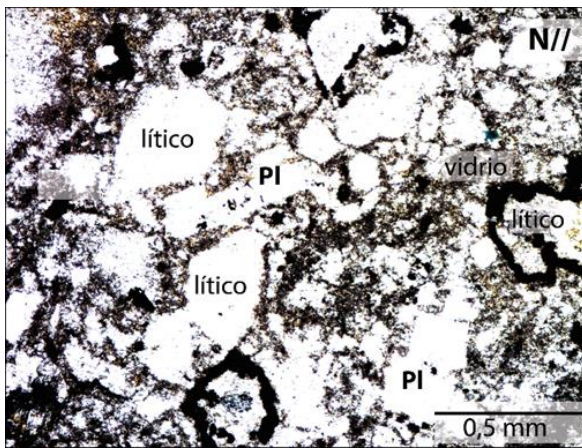


**Fig. 3.26** – Microfotografías a N// y NX de una toba de lapilli vítrea en donde se aprecia abundancia de cristales fragmentados.

En la figura se observan cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico inmersos en una matriz vítrea.

Los fragmentos líticos son de naturaleza volcánica, correspondiendo a fragmentos de lavas y/o tobas, de tamaños que varían entre 0,1 y 8 mm de diámetro. En general son subangulosos y presentan esfericidad media. La mayoría de estos fragmentos presentan textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa de hasta 0,5 mm de largo inmersos en una masa fundamental vítrea (**Fig. 3.27**). Comúnmente presentan alteración moderada a intensa a arcillas, epidota, clorita, calcita, y actinolita y pumpellyita ocasionales.

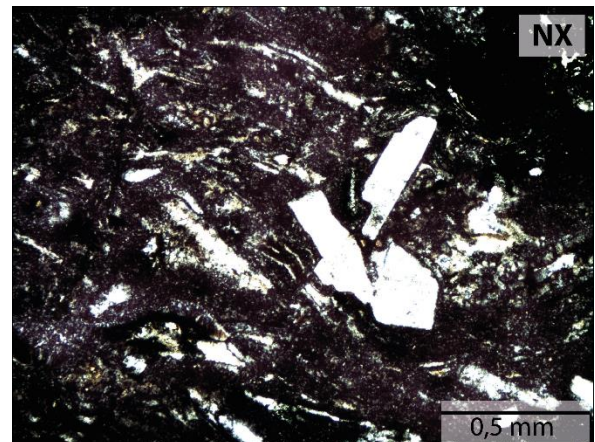
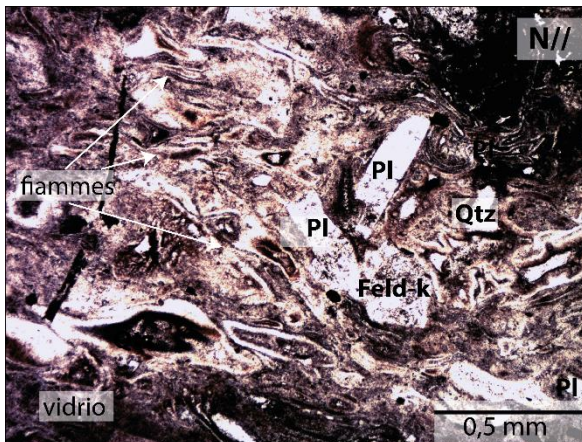




**Fig. 3.27** – Microfotografías a N// y NX de una toba lítica de lapilli.

En la figura se observan abundantes fragmentos líticos de naturaleza volcánica, además de cristales de plagioclasa y vidrio.

Los juveniles corresponden principalmente a ceniza, esquirlas y fiammes de 0,2 a 0,5 mm de tamaño, los que se encuentran alterados de forma leve a moderada a arcillas (**Fig. 3.28**).



**Fig. 3.28** – Microfotografías a N// y NX de una toba de ceniza vítrea.

En la figura se observan fiammes y fragmentos de cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico inmersos en una matriz vítrea.

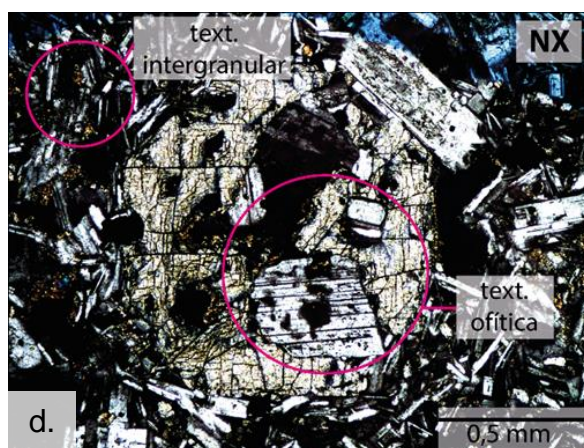
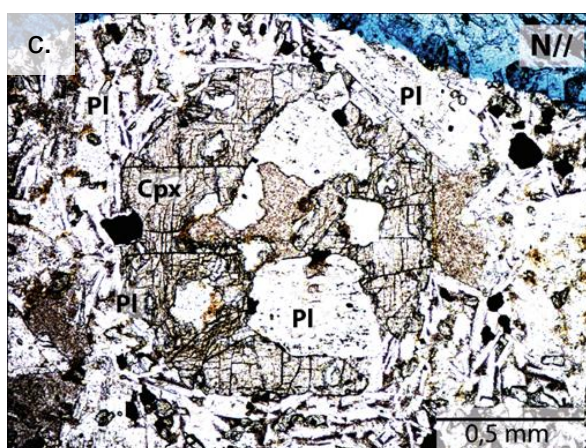
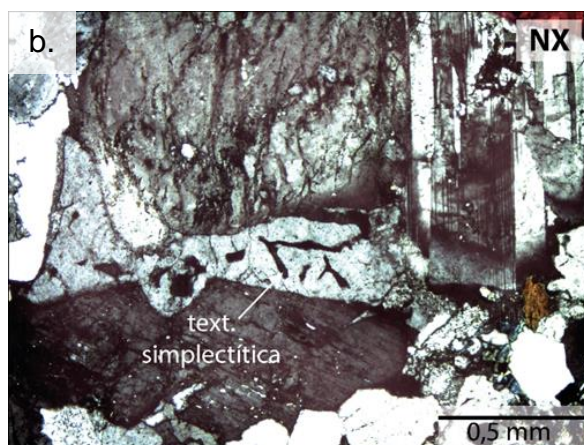
### 3.3.3 UNIDADES INTRUSIVAS

En cuanto a la petrografía, los *stocks* se caracterizan por presentar texturas faneríticas o porfíricas, holocristalinas, hipidiomórficas y variaciones en el tamaño de grano desde medio a grueso (**Fig. 3.29**). Los diques y filones se caracterizan por presentar texturas porfíricas, afaníticas u ocasionalmente faneríticas, holocristalinas, hipidiomórficas y variaciones en el tamaño de grano desde fino a medio. La mineralogía primaria de los fenocristales se constituye por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, hornblenda, biotita, clinopiroxeno, ortopiroxeno ocasional y minerales opacos. Comúnmente los fenocristales muestran texturas acumulada (**Fig. 3.29a**, **Fig. 3.29e**),

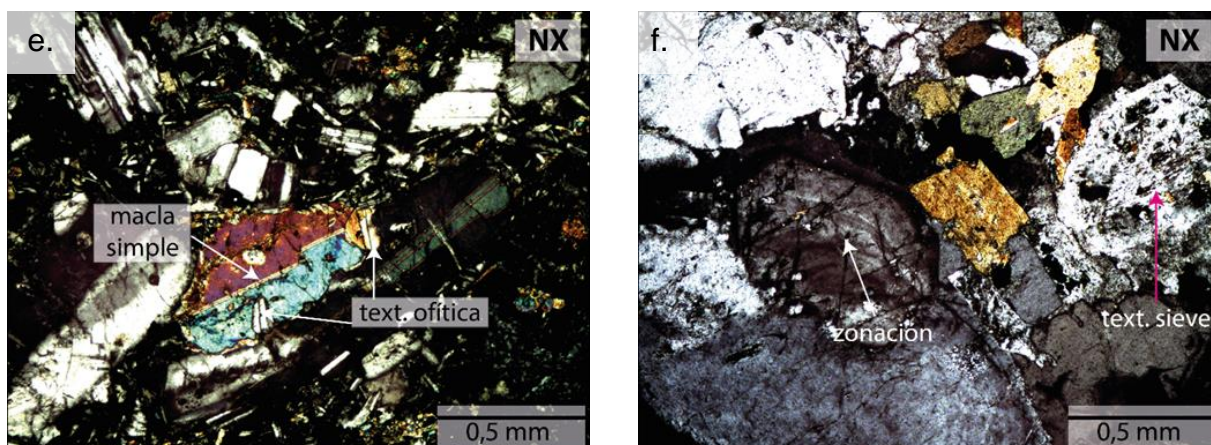


consertal, poikilitica, simplectítica o gráfica (**Fig. 3.29b**), seriada, ofítica (**Fig. 3.29c**, **Fig. 3.29d**, **Fig. 3.29e**), subofítica, sieve (**Fig. 3.29f**), intergranular, y bordes de reacción y de reabsorción. En el caso de los intrusivos con textura porfírica, los fenocristales se encuentran inmersos en una masa fundamental compuesta por microlitos de plagioclasa y menor vidrio volcánico, con cuarzo o clinopiroxeno ocasionales.

Los fenocristales de **plagioclasa** se caracterizan por presentar tamaños entre los 1 y 6, mm, con hábitos prismáticos tabulares subhedrales a euhedrales e integridad media (**Fig. 3.29**, **Fig. 3.30**). Constituyen desde el 20% al 78% del volumen total de la roca dependiendo de la composición de la muestra. La mayoría presenta desarrollo de macla polisintética, periclina y simple ocasional. Es más común observar el desarrollo de zonación (**Fig. 3.30**) en cristales pertenecientes a rocas de composiciones más diferenciadas, mientras que los cristales con textura sieve son más comunes en las rocas más básicas. A modo general, se disponen mostrando texturas poikiliticas, acumuladas, ofíticas, subofíticas y seriadas ocasionales (**Fig. 3.29**). Habitualmente se presentan en al menos 2 familias de tamaños, donde los cristales mayores se ven alterados con mayor intensidad a arcillas, clorita, epidota y calcita ocasional. La existencia de múltiples familias de plagioclasa indicaría la ocurrencia de distintos eventos de cristalización.

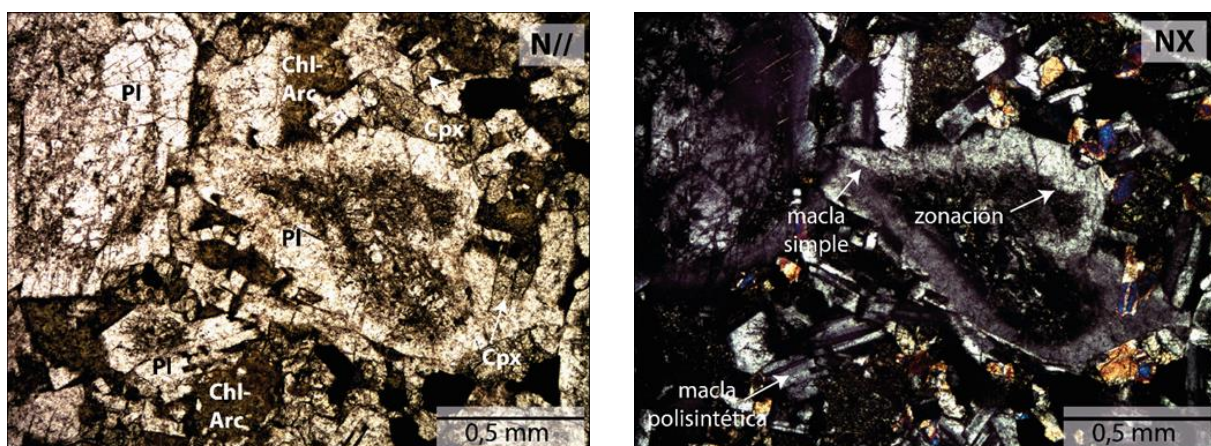






**Fig. 3.29** – Microfotografías de distintas rocas intrusivas mostrando textura holocristalina, hipidiomórfica, y porfírica (a, c, d, e) o fanerítica (b, f).

En la figura también se observa: (a) textura acumulada, desarrollada por fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno, y textura traquítica definida por microlitos de plagioclasa orientados, (b) textura simplectítica o gráfica, caracterizada por el intercrecimiento vermicular entre cuarzo y feldespato potásico, (c) y (d) textura ofítica, en donde se observa un cristal de clinopiroxeno que rodea completamente a algunos cristales euhedrales de plagioclasa, y textura intergranular, (e) textura acumulada y ofítica entre cristales de plagioclasa y clinopiroxeno, y (f) textura sieve y zonación en cristales de plagioclasa.



**Fig. 3.30** – Microfotografías a N// y NX de un dique cuarzodiorítico mostrando cristales de plagioclasa (Pl) y clinopiroxeno (Cpx).

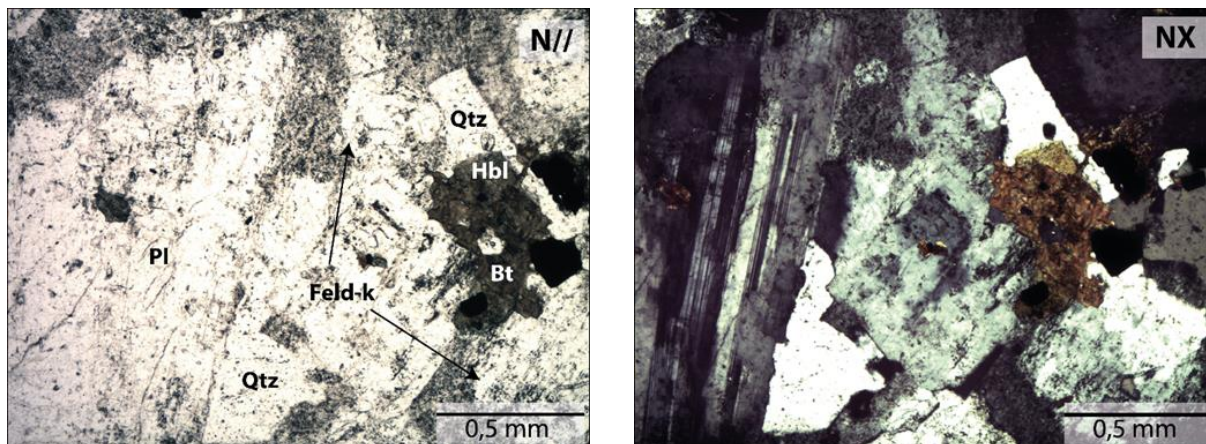
Las plagioclases presentan hábito prismático tabular subhedral, y algunos cristales muestran desarrollo de macla simple y polisintética además de zonación.

Los fenocristales de **cuarzo** presentan tamaños entre los 0,06 y 1 mm, con hábito prismático a anhedral e integridad media a alta (**Fig. 3.31**). Constituyen desde el 5% al 32% del volumen total de las rocas en las que está presente. En las rocas más diferenciadas muestran comúnmente textura consertal, y texturas acumuladas y poikilíticas ocasionales.

Los fenocristales de **feldespato potásico** muestran tamaños entre los 0,4 y 4 mm, con hábito prismático subhedral a euhedral e integridad media (**Fig. 3.31**). Constituyen



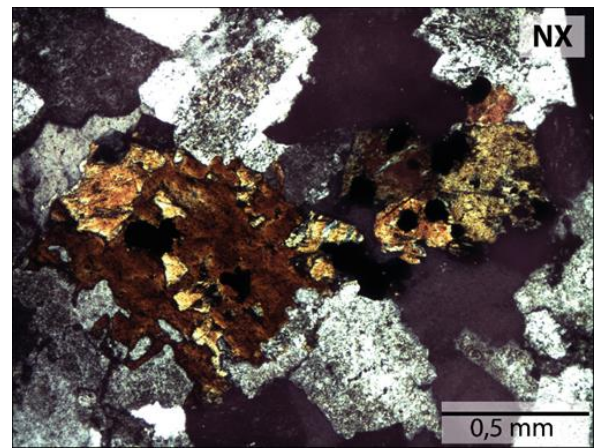
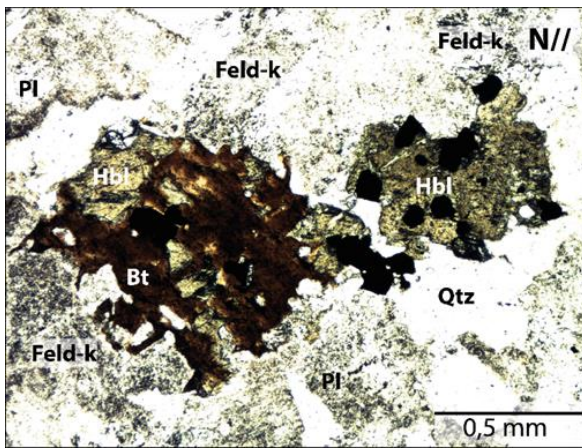
desde el 2% al 30% del volumen total de la roca de acuerdo a su composición. En general los cristales muestran desarrollo de macla simple, y en algunos casos presentan zonación y desarrollo de textura gráfica (**Fig. 3.29b**). En la mayoría de los casos se presentan moderada a intensamente alterados a arcillas en pátinas y epidota ocasional.



**Fig. 3.31** – Microfotografías a N/ y NX de un stock granítico mostrando cristales de plagioclasa (Pl), feldespato potásico (Feld-k), cuarzo (Qtz), hornblenda (Hbl) y biotita (Bt). Los cristales de cuarzo muestran hábito prismático anhedral y se presentan limpios, con bordes aserrados mostrando textura consertal. Los cristales de feldespato potásico muestran un hábito prismático subhedral y se presentan moderadamente alterados a arcillas, con mayor intensidad de alteración hacia los bordes.

En el caso de los fenocristales de **hornblenda**, éstos muestran tamaños desde los 0,2 a 1,8 mm, con hábito prismático subhedral a anhedral e integridad media a baja (**Fig. 3.31, Fig. 3.32**). En algunas muestras se observaron pseudomorfos que conservan un hábito prismático euhedral. Constituyen desde el 3% al 15% del volumen total de la roca en las que están presentes. En algunos casos los fenocristales muestran texturas poikiliticas, bordes de descomposición y bordes de reacción de biotita (**Fig. 3.32**). Los cristales de hornblenda se encuentran alterados moderadamente a arcillas en pátinas y opacos. En el caso de los pseudomorfos, éstos se conforman completamente por opacos, óxidos de hierro, arcillas en pátinas y calcita ocasional, mientras que en otros casos se conforman por agregados fibrosos de actinolita, clorita en pátinas y epidota.

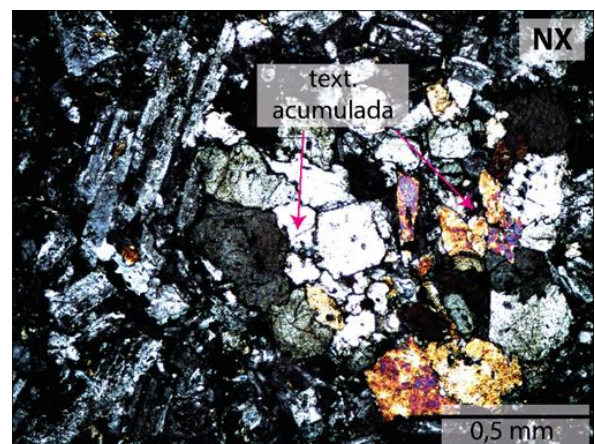
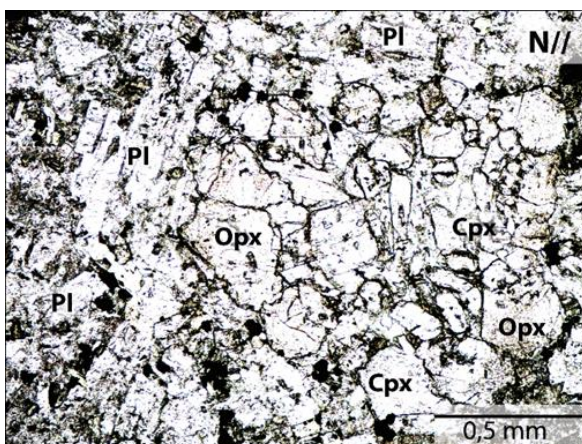
Los fenocristales de **biotita** muestran tamaños desde los 0,2 a 2,4 mm, con hábito tabular subhedral a anhedral e integridad media. Constituyen entre el 3% y 18% del volumen total de la roca. Se presentan alterados de forma moderada a leve por clorita y arcillas.



**Fig. 3.32** – Microfotografías a N// y NX de un stock granítico mostrando principalmente cristales de hornblenda (Hbl) que presentan bordes de reacción conformados por biotita (Bt). Los cristales mencionados presentan hábito prismático subhedral a anhedral y una alteración moderada a arcillas y clorita.

Los fenocristales de **clinopiroxeno** presentan tamaños entre los 0,04 y 1,2 mm, con hábito prismático subhedral e integridad media a alta (**Fig. 3.29, Fig. 3.30, Fig. 3.33**). Constituyen desde el 3% al 25% del volumen total de la roca. En algunos casos se observan fenocristales que muestran texturas intergranulares, poikilíticas, ofíticas y bordes de reacción. Generalmente se encuentran con alteración moderada a arcillas, óxidos de hierro, opacos, clorita y epidota ocasional.

Los fenocristales de **ortopiroxeno** se presentan con tamaños entre 0,1 a 1,2 mm, hábito prismático subhedral a anhedral e integridad baja (**Fig. 3.29, Fig. 3.33**). Constituyen desde el 5% al 12% del volumen total de la roca. En algunos casos se disponen mostrando texturas acumuladas y bordes de descomposición. En general presentan alteración intensa a arcillas, óxidos de hierro y opacos.



**Fig. 3.33** – Microfotografías a N// y NX de un stock diorítico mostrando cristales de plagioclasa (Pl) y un cúmulo de clinopiroxeno (Cpx) y ortopiroxeno (Opx). Los piroxenos presentan hábito prismático subhedral a anhedral y se encuentran moderadamente alterados a arcillas.



## 3.4 DETERMINACIONES RADIOMÉTRICAS

### 3.4.1 INTRODUCCIÓN

Durante el desarrollo de esta investigación se realizaron 11 determinaciones radiométricas U-Pb en circones magmáticos. De éstas, 9 corresponden a análisis acoplados de edades U-Pb SHRIMP y composición isotópica de Hf y O en cristales individuales de circón (SHRIMP e LA-ICP-MS). Se analizaron 6 muestras recolectadas en las múltiples campañas de terreno descritas para este estudio, correspondientes a 5 unidades intrusivas ubicadas de forma dispersa en el área (PT 4, PT 18, MMT 1, PT 37, PT 38; **Fig. 3.1**) y a 1 toba vítrea de lapilli perteneciente a la Fm. Corona del Fraile (PT64; **Fig. 3.1**). Se incluyen en este estudio los análisis realizados a 2 muestras de unidades intrusivas que afloran en el curso superior del valle del río Lontué pertenecientes al Dr. Marcelo Farías (RC06, RC08; **Fig. 3.1**), y a 1 toba cristalina de la Fm. Corona del Fraile recolectada durante el trabajo de memoria de Andrés Hevia (Hevia, 2014; AH-B-1; **Fig. 3.1**). Ver **Anexo B** para el detalle de estos resultados.

En adición a los análisis radiométricos descritos anteriormente, se realizaron 2 análisis acoplados de edades U-Pb e isotopías de Hf en circones magmáticos mediante LA-ICP-MS en: (i) un stock ubicado en el nacimiento del río El Manzano (PT 39; **Fig. 3.1**), y (ii) un stock ubicado en el frente cordillerano de los alrededores del río Teno, en el sector de Upeo (PT 40; **Fig. 3.1**), en el valle del río Lontué. Ver **Anexo B** para el detalle de estos resultados.

### 3.4.2 RESULTADOS

#### 3.4.2.1 Muestras analizadas mediante U-Pb en circón

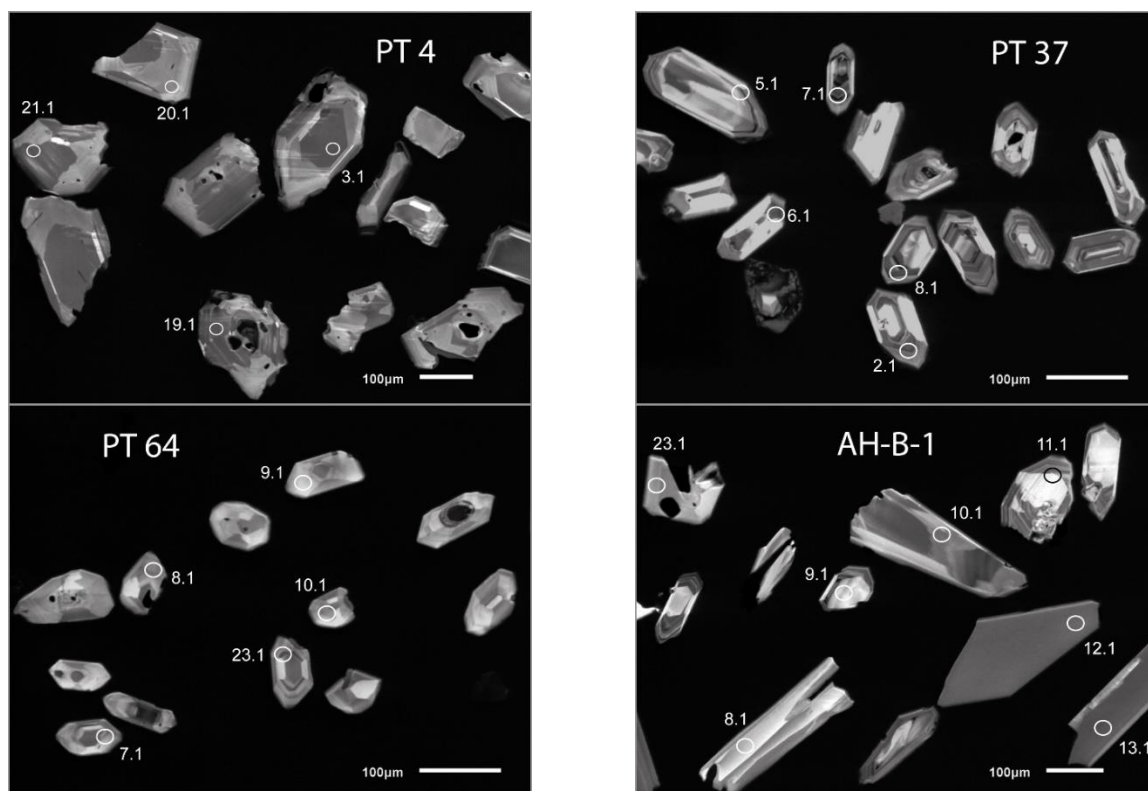
A continuación se presenta una tabla resumen en donde se resaltan las características y ubicación de las muestras que fueron sometidas a dataciones radiométricas U-Pb en circón durante el desarrollo de este trabajo (**Tabla 5**). Cabe destacar que para todas las muestras las edades finales indicadas corresponden al promedio ponderado sobre las edades obtenidas mediante la razón  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .

Para todas las muestras analizadas mediante SHRIMP se tomaron imágenes de catodoluminiscencia de alta resolución con un microscopio electrónico de barrido (SEM-CL) previo al análisis isotópico. Estas imágenes muestran poblaciones de circones homogéneas, compuestas por cristales con hábitos y tamaños muy similares, con zonación oscilatoria normal y sin presencia de núcleos heredados (**Fig. 3.34**). Dichas características son típicas de circones magmáticos. Las muestras analizadas mediante LA-ICP-MS también cuentan con imágenes de catodoluminiscencia, pero de más baja resolución.

**Tabla 5** – Características y ubicación de las muestras datadas en este trabajo con el método U-Pb en circones magmáticos mediante SHRIMP y LA-ICP-MS.

Muestra	Características	Ubicación UTM, WGS 84 UTM N / UTM E
PT 4	<b><i>Stock La Confluencia</i></b> Corresponde a un Granito de hornblenda perteneciente a un stock ubicado en la confluencia de los ríos Tinguiririca y Azufre ( <b>Fig. 3.8</b> ). Esta unidad intrusiva se emplaza en rocas de la Fm. Abanico. La edad U-Pb SHRIMP obtenida corresponde a <b>13,29 ± 0,16 Ma</b> .	6145347 N / 356927 E
PT 18	<b><i>Stock El Azufre</i></b> Corresponde a un Granito de biotita perteneciente a un stock que aflora en el curso superior del río Azufre ( <b>Fig. 3.8</b> ). Este cuerpo intrusivo se emplaza en rocas volcánicas de la Fm. Abanico. Se obtuvo una edad U-Pb SHRIMP de <b>5,12 ± 0,07 Ma</b> .	6153088 N/ 368406 E
MMT 1	<b><i>Stock – Granitoides El Chueco</i></b> Corresponde a una Granodiorita de hornblenda denominada por Malbrán (1986) como Stock Cerro Chueco, y pertenece a la serie de cuerpos intrusivos que componen los Granitoides El Chueco (Contreras & Schilling, en prensa; <b>Fig. 3.1</b> ). Esta unidad corresponde a un stock que aflora en el frente cordillerano del valle del río Tinguiririca, en las cercanías del sector Las Peñas. Para esta muestra se obtuvo una edad U-Pb SHRIMP de <b>19,48 ± 0,21 Ma</b> .	6154612 N/ 332502 E
PT 37	<b><i>Stock Leyton</i></b> Esta muestra corresponde a una Granodiorita de biotita perteneciente a un stock que aflora en la Qda. Los Cipreses, inmediatamente al E del Estero Leyton, en el valle del curso superior del río Teno ( <b>Fig. 3.9</b> ). Esta unidad intrusiva se emplaza en rocas volcánicas de la Fm. Abanico. Fue descrita como un “Pórfido río-dacítico” y datada en 7,9 ± 0,4 Ma K-Ar en plagioclasa por Piquer et al. (2010). En este trabajo se obtuvo una edad U-Pb SHRIMP de <b>8,06 ± 0,06 Ma</b> .	6119860 N/ 357347 E
PT 38	<b><i>Stock Los Cipreses</i></b> Corresponde a una Tonalita de hornblenda perteneciente a un cuerpo intrusivo que aflora en ambas laderas del valle del río Teno, en su curso superior. Se ubica al W de la localidad Los Cipreses ( <b>Fig. 3.9</b> ). En este trabajo de obtuvo una edad U-Pb SHRIMP de <b>9,07 ± 0,16 Ma</b> .	6120178 N/ 352111 E
PT 64	<b><i>Formación Corona del Fraile</i></b> Corresponde a una toba vítrea de lapilli perteneciente a la Fm. Corona del Fraile. Ésta aflora en las nacientes de la Qda. La Jaula ( <b>Fig. 3.9</b> ), hacia el techo de la columna realizada por Hevia (2014). En este trabajo se obtuvo una edad U-Pb SHRIMP de <b>10,06 ± 0,09 Ma</b> .	6114625 N / 342255 E
AH-B-1	<b><i>Formación Corona del Fraile</i></b> Corresponde a una toba cristalina colectada por Hevia (2014), perteneciente a una secuencia piroclástica que aflora en el cerro Corona del Fraile ( <b>Fig. 3.9</b> ). Se localiza estratigráficamente por debajo de la muestra PT 64. En este trabajo se obtuvo una edad U-Pb SHRIMP de <b>17,01 ± 0,12 Ma</b> .	6120265 N/ 343343 E
RC-06	<b><i>Stock El Colorado</i></b> Corresponde a una unidad intrusiva de composición ácida que aflora en el curso superior del río Colorado, tributario del río Lontué ( <b>Fig. 3.1</b> ). Se emplaza en rocas volcánicas de la Fm. Abanico. Esta muestra fue provista	6089030 N/ 347643 E

Muestra	Características	Ubicación UTM, WGS 84 UTM N / UTM E
	por el Dr. Marcelo Farías. En este trabajo se obtuvo una edad U-Pb SHRIMP de $10,37 \pm 0,09$ Ma.	
RC-08	<b>Stock El Baúl</b> Corresponde a una unidad intrusiva de composición ácida que aflora en el valle del río Lontué, en las cercanías de su confluencia con el río Colorado, en la localidad de El Baúl ( <b>Fig. 3.1</b> ). Este cuerpo intrusivo se emplazaría en rocas pertenecientes a la Fm. Colimapu de acuerdo al mapeo realizado por González & Vergara (1962). En este trabajo se obtuvo una edad U-Pb SHRIMP de $8,64 \pm 0,08$ Ma.	6090937 N/ 333845 E
PT 39	<b>Stock El Manzano – Granitoides El Chueco</b> Corresponde a una Granodiorita de hornblenda y pertenece a la serie de cuerpos intrusivos que conforman los Granitoides El Chueco (Contreras & Schilling, en prensa). Esta unidad corresponde a un stock que aflora en el sector del nacimiento del río El Manzano, en la parte baja del valle del río Teno ( <b>Fig. 3.1</b> ). La edad U-Pb LA-ICP-MS obtenida en este trabajo es de $20,66 \pm 0,57$ Ma.	6132416 N/ 328433 E
PT 40	<b>Stock Upeo</b> Esta muestra corresponde a un Granito de hornblenda perteneciente a un stock que aflora en el sector de Upeo, en el valle del río Lontué ( <b>Fig. 3.1</b> ). Esta unidad intrusiva se emplaza en rocas volcánicas pertenecientes a la Fm. Abanico. La edad U-Pb LA-ICP-MS obtenida en este trabajo es de $20,97 \pm 0,59$ Ma.	6106681 N/ 312205 E



**Fig. 3.34** – Imágenes SEM-CL de algunas de las muestras analizadas mediante U-Pb SHRIMP. Los círculos blancos corresponden a los puntos (spots) en donde se realizó el análisis.

### 3.4.2.2 Resultados por muestra

En esta sección se presentan los diagramas de concordia inversa, de densidad de probabilidad, histogramas, y de promedios ponderados (*weighted average*) con los resultados obtenidos por muestra.

La concordia corresponde a una línea que representa la concordancia exacta de edades medidas a partir de 2 razones padre/hijo del sistema U-Pb:  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . Sin embargo, cuando los valores obtenidos a partir del mismo set de datos para ambas razones no coinciden, situándose fuera de la línea de concordia, dichos valores son considerados discordantes. Para el caso de las muestras PT 39 y PT 40, analizadas mediante LA-ICP-MS, se obtuvieron valores discordantes que para cada caso definen un arreglo lineal que intersecta a la línea de concordia en un diagrama de concordia normal. Lo anterior se puede deber a: (i) la presencia de Pb común durante la medición isotópica ( $^{204}\text{Pb}$ ; e.g. Andersen, 2002), (ii) análisis de granos de circón magmáticos o con núcleos heredados que hayan sufrido la pérdida de Pb a causa de eventos de alteración previos a la cristalización de la muestra (e.g. Mezger & Krogstad, 1997), o (iii) bajos contenidos de  $^{207}\text{Pb}$ , dificultando la medición de dicho isótopo. Una representación alternativa al diagrama de concordia normal corresponde al diagrama de concordia inversa (T-W; Tera & Wasserburg, 1972), que ubica a las razones  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  en los ejes x e y, respectivamente. Para la construcción de dicho diagrama no son requeridos los valores iniciales de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , eliminando la dependencia de las mediciones de Pb común. Por esta razón este último diagrama es actualmente el más utilizado para representar los resultados de determinaciones U-Pb y es el que se utiliza en este trabajo.

El método de promedios ponderados permite obtener una única edad e incerteza asociada a partir de un set de datos. Ello se hace mediante el cálculo de una edad promedio cuya incerteza se pondera con las incertezas de cada uno de los datos puntuales obtenidos tras el análisis U-Pb (Spencer *et al.*, 2016). El parámetro estadístico MSWD (*Mean Squared Weighted Deviation*) permite identificar si el promedio ponderado es una buena representación de la edad global de cada muestra en términos de baja dispersión de datos. Si el valor MSWD está en torno a 1 se considera que la representación es buena. Si el valor MSWD  $\gg 1$  la representación es mala. Un valor MSWD  $< 1$  indica que el parámetro estimado incluye mucha dispersión o un problema con la varianza de los errores de los datos puntuales, mientras que un MSWD  $> 1$  indica que hay más dispersión de los datos que la que se puede representar por el valor estimado.

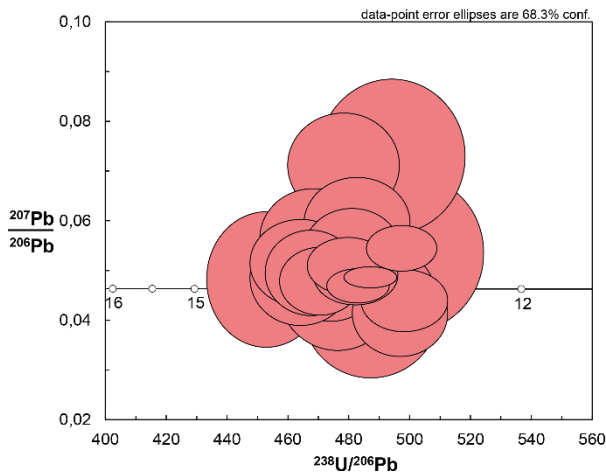
Para todas las muestras los diagramas presentan los resultados correspondientes a la única población de edades identificada, ó para la población principal o dominante en algunos casos. Éstos se presentan en orden descendente por muestra en las figuras, partiendo con el diagrama de concordia inversa y terminando con el diagrama de promedios ponderados.

Para las muestras PT 4 y PT 18, analizadas mediante U-Pb SHRIMP, se observa que la mayoría de los puntos medidos son concordantes (**Fig. 3.35a, d**), con poblaciones

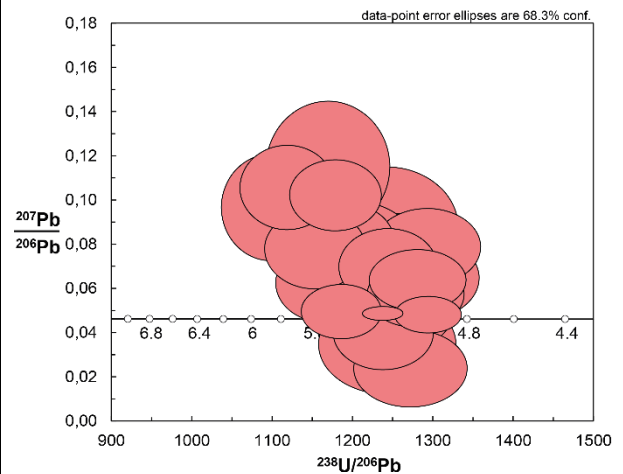
de edades bien definidas. Las edades puntuales para ambas muestras presentan una buena distribución normal, convergiendo a una edad central. De acuerdo a lo anterior se puede establecer que el cálculo de la edad para ambas muestras por promedios ponderados arroja una buena edad representativa, lo que también se puede corroborar con el indicador MSWD, con valores cercanos a 1 para ambos casos (**Fig. 3.35c, f**).

Las muestras MMT 1 y PT 37, analizadas mediante U-Pb SHRIMP, presentan edades puntuales que en su mayoría caen sobre la concordia y tienden a una edad central (**Fig. 3.36a, d**). En los diagramas de densidad de probabilidad se observan poblaciones de edades bien definidas, con una buena distribución normal (**Fig. 3.36b, e**). De acuerdo a las características antes mencionadas, se puede establecer que el cálculo de la edad para ambas muestras mediante promedios ponderados arroja una buena edad representativa, siendo corroborado con el indicador MSWD, cuyos valores son bastante cercanos a 1 en ambos casos (**Fig. 3.36c, f**).

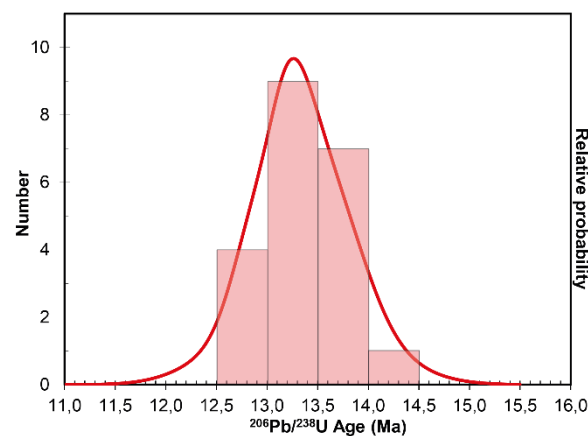
a. Muestra PT 4 (Stock)



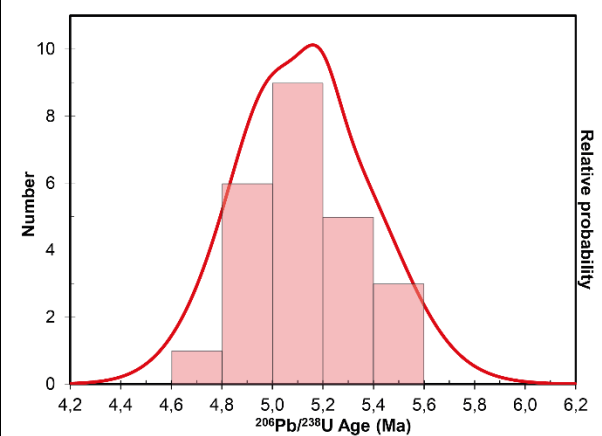
d. Muestra PT 18 (Stock)



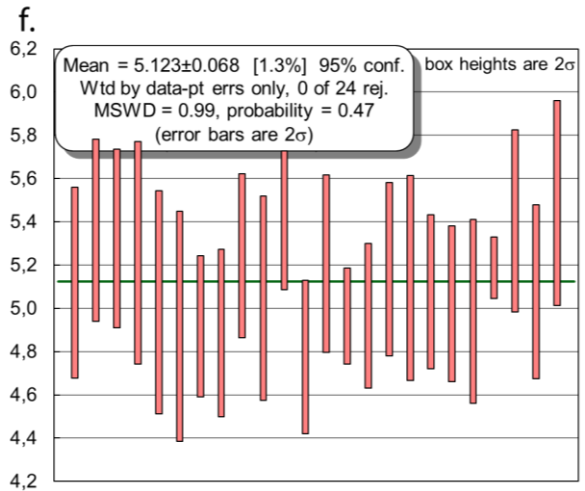
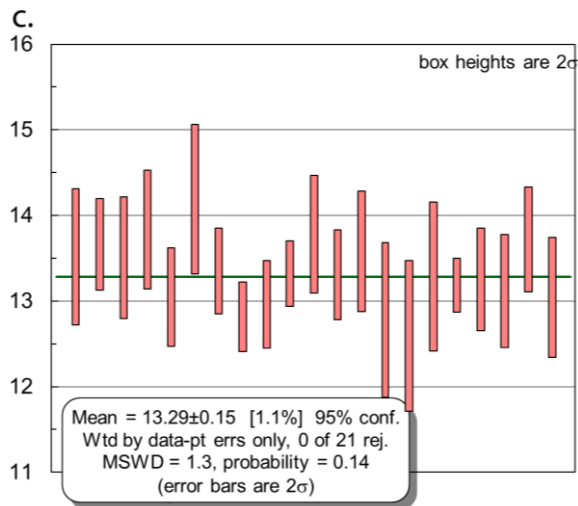
b.



e.



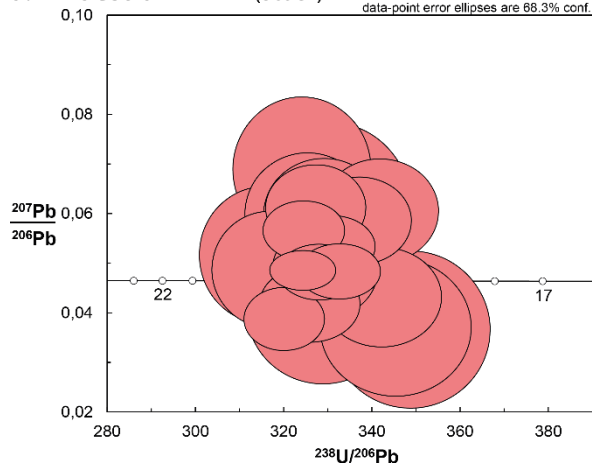




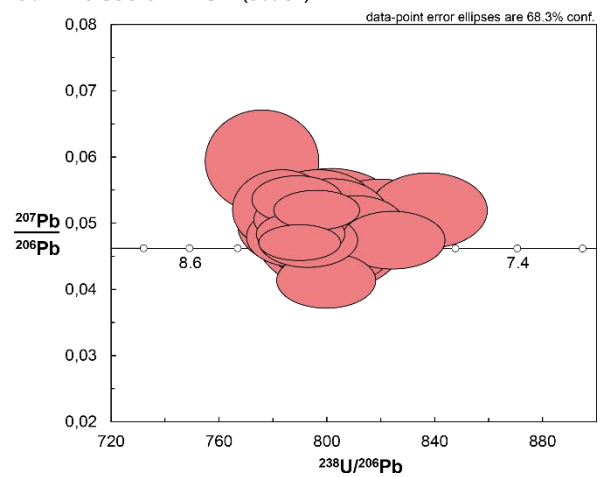
**Fig. 3.35** – Gráficos de distribución de edades U-Pb en muestras PT 4 y PT 18.

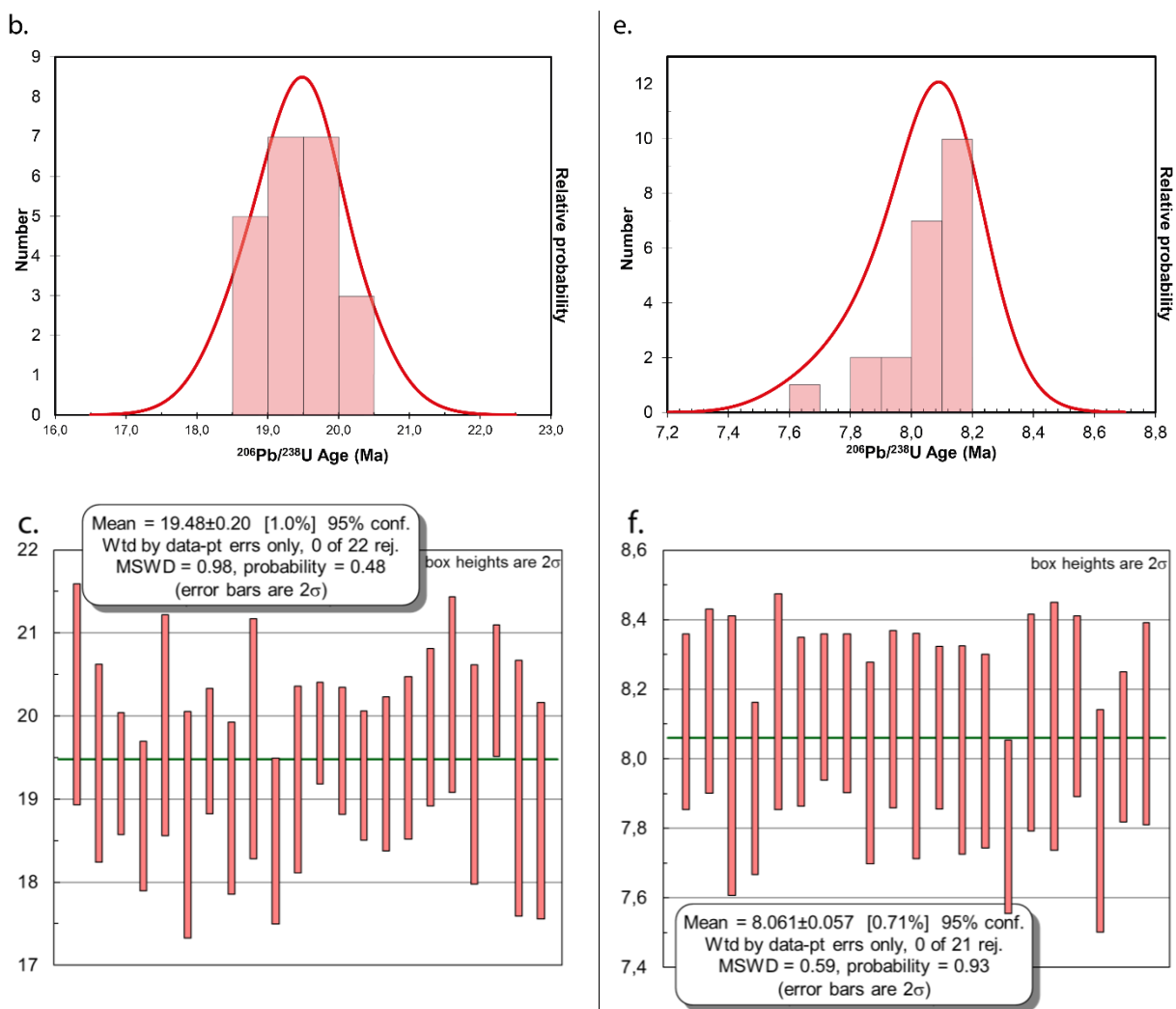
(a, d) Diagramas de concordia inversa (T-W); (b, e) histograma y densidad de probabilidad, y (c, f) promedios ponderados para las únicas poblaciones de edades identificadas de las muestras PT 4 y PT 18, respectivamente.

**a. Muestra MMT 1 (Stock)**



**d. Muestra PT 37 (Stock)**



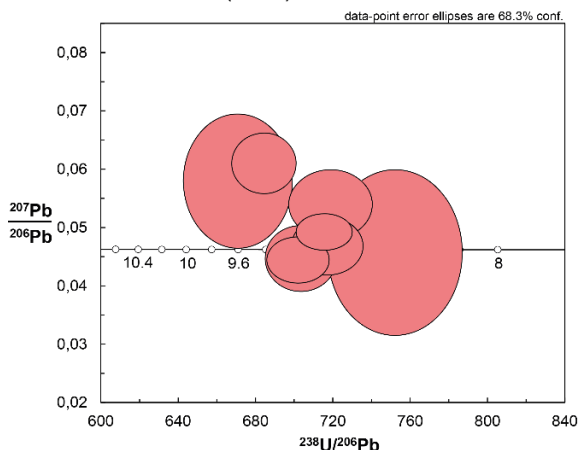


**Fig. 3.36** – Gráficos de distribución de edades U-Pb en muestras MMT1 y PT 37.

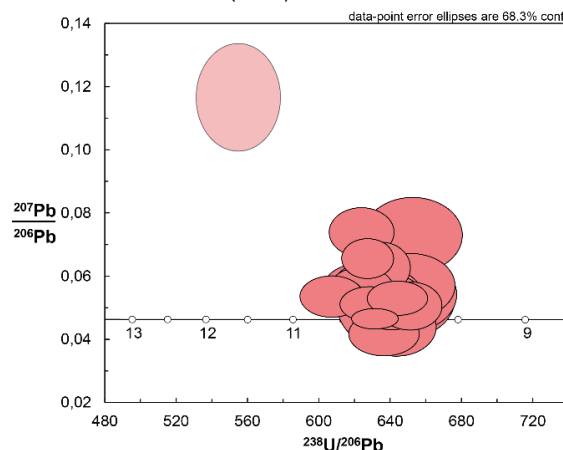
(a, d) Diagramas de concordia inversa (T-W); (b, e) histograma y densidad de probabilidad, y (c, f) promedios ponderados para las únicas poblaciones de edades identificadas de las muestras MMT 1 y PT 37, respectivamente.

Para las muestras PT 38 y PT 64, analizadas mediante U-Pb SHRIMP, se observa que la mayoría de los puntos medidos son concordantes y tienden a una edad central (**Fig. 3.37a, d**). En los diagramas de densidad de probabilidad se observan poblaciones de edades bien definidas, mostrando una buena distribución normal (**Fig. 3.37b, e**). A partir de las observaciones realizadas se puede establecer que las edades calculadas a partir del método de promedios ponderados corresponden a buenas representaciones para ambas muestras. Lo anterior se corrobora con los valores de MSWD cercanos a 1 en los 2 casos (**Fig. 3.37c, f**).

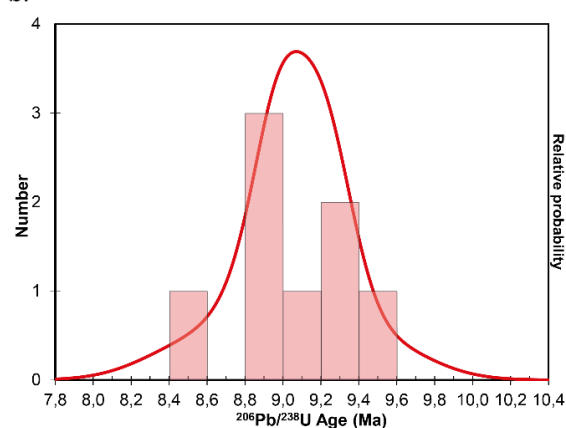
a. Muestra PT 38 (Stock)



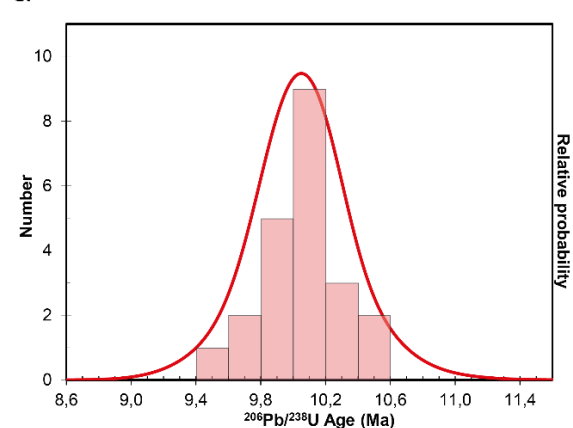
d. Muestra PT 64 (Toba)



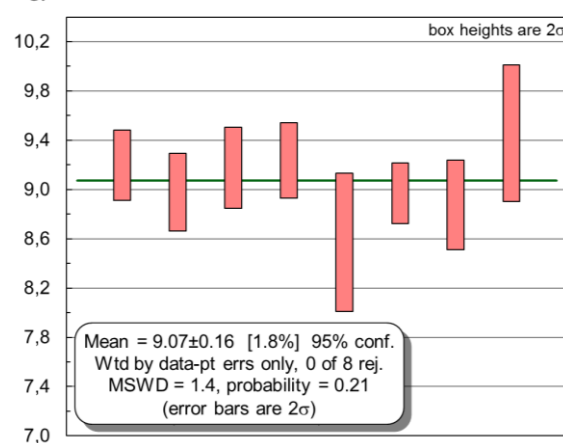
b.



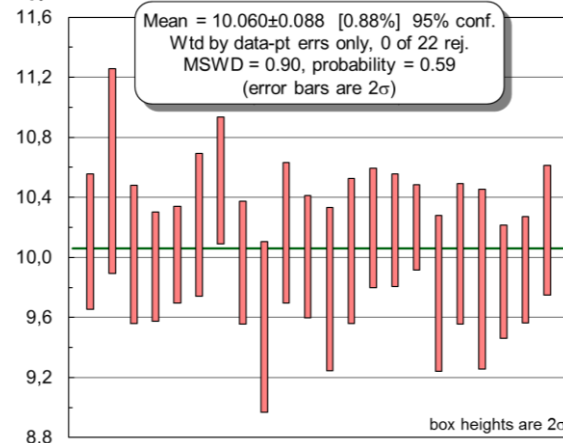
e.



c.



f.



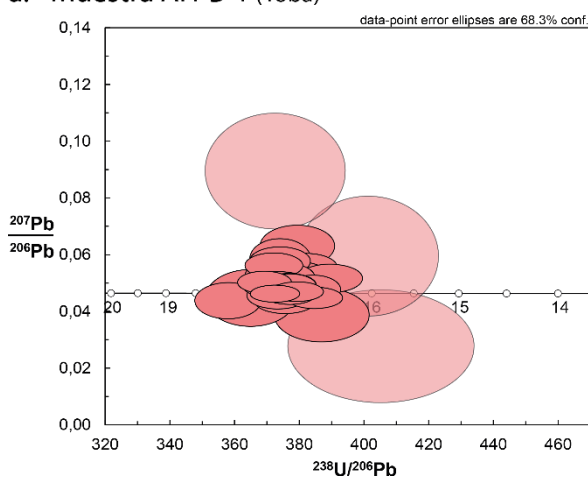
**Fig. 3.37** – Gráficos de distribución de edades U-Pb en muestras PT 38 y PT 64.

(a, d) Diagramas de concordia inversa (T-W); (b, e) histograma y densidad de probabilidad, y (c, f) promedios ponderados para las únicas poblaciones de edades identificadas de las muestras PT 38 y PT 64, respectivamente.

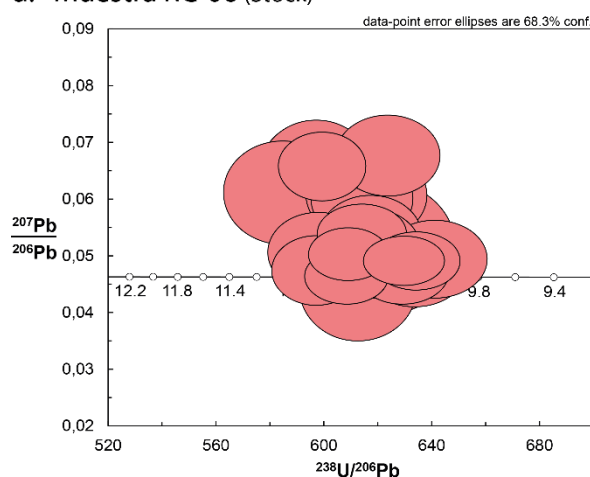
Para la muestra AH-B-1 se presentan los diagramas obtenidos para la población de edades más joven y dominante construidos con 26 de 30 mediciones (**Fig. 3.38a, b**,

c), ya que se obtuvo 1 edad más joven de 15,8 Ma y 3 más antiguas de 18,0; 385,6 y 530,7 Ma pero que no son suficientes para definir una nueva población. Los peaks de mayor edad pueden ser considerados como evidencia de material heredado producto de contaminación cortical durante el ascenso y/o emplazamiento del magma que dio origen a la roca. Tanto para esa muestra como para la muestra RC-06, ambas analizadas mediante U-Pb SHRIMP, se reconoce que la mayoría de los puntos medidos son concordantes y tienden a una edad central (**Fig. 3.38a, d**). En los diagramas de densidad de probabilidad se observan poblaciones de edades bien definidas para ambas muestras, mostrando una buena distribución normal (**Fig. 3.38b, e**). En base a lo anterior, y a los valores del parámetro MSWD cercano a 1, se establece que las edades calculadas a partir del método de promedios ponderados es una buena representación de la edad de cada muestra (**Fig. 3.38c, f**).

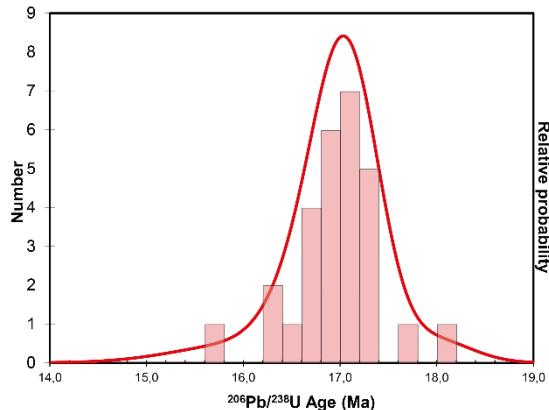
a. Muestra AH-B-1 (Toba)



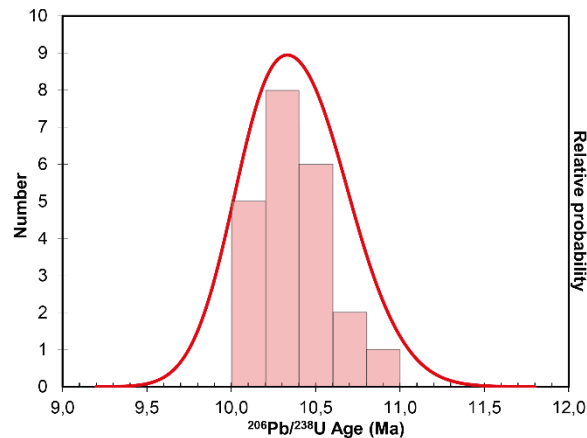
d. Muestra RC-06 (Stock)

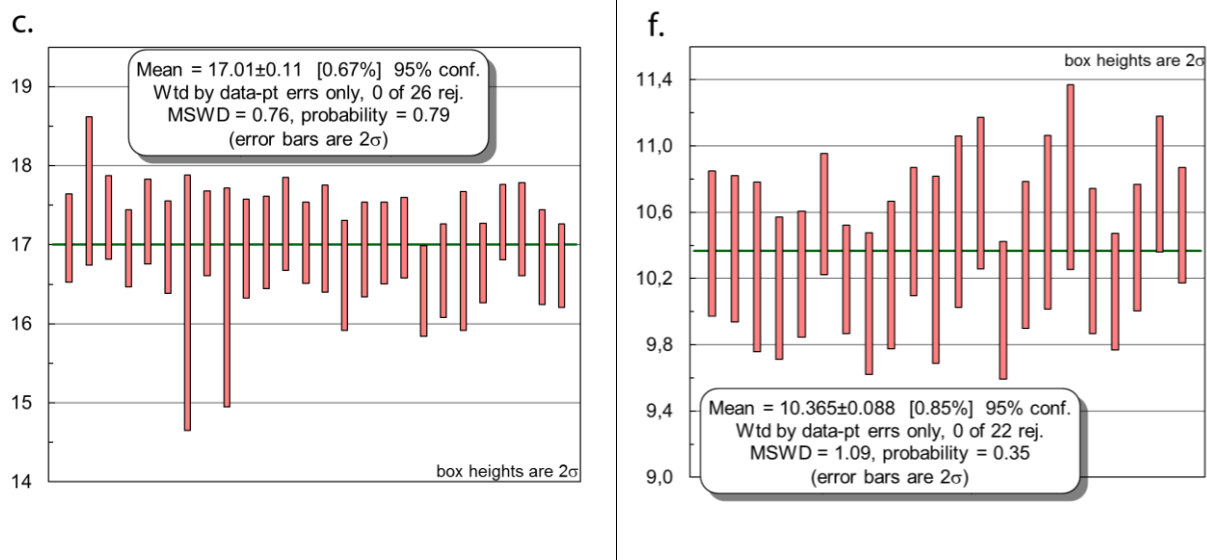


b.



e.



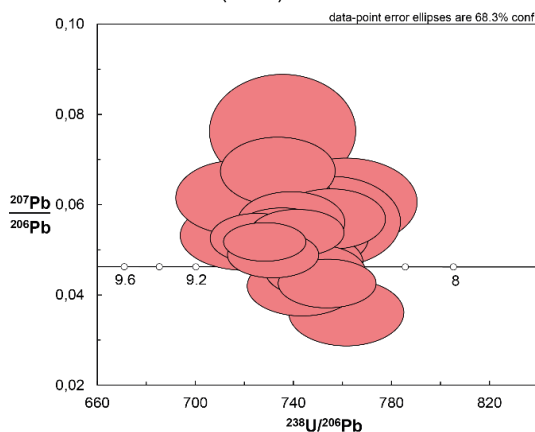


**Fig. 3.38** – Gráficos de distribución de edades U-Pb en muestras AH-B-1 y RC-06.

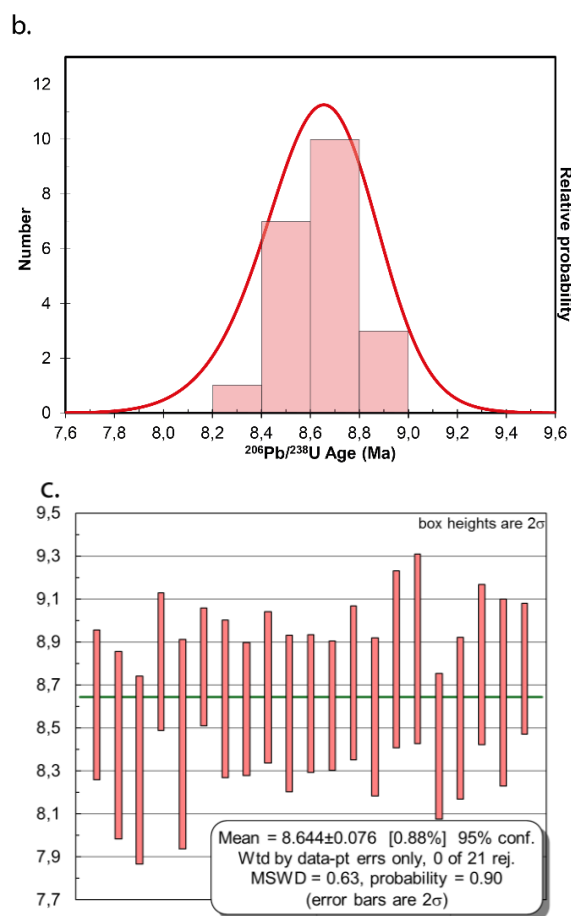
(a, d) Diagramas de concordia inversa (T-W); (b, e) histograma y densidad de probabilidad, y (c, f) promedios ponderados para las únicas poblaciones de edades identificadas de las muestras AH-B-1 y RC-06, respectivamente.

Para la muestra RC-08, analizada mediante U-Pb SHRIMP, se observa que la mayoría de los puntos medidos son concordantes y tienden a una edad central (**Fig. 3.39a**). El diagrama de densidad de probabilidad muestra una población de edades bien definida, correspondiendo a una buena distribución normal (**Fig. 3.39b**). De acuerdo a lo anterior, y también al valor del parámetro MSWD, se establece que la edad obtenida a partir del método de promedios ponderados es un buen estimador de la edad de la muestra (**Fig. 3.39c**).

**a. Muestra RC-08 (Stock)**







**Fig. 3.39** – Gráficos de distribución de edades U-Pb en muestra RC-08.

(a) Diagrama de concordia inversa (T-W); (b) histograma y densidad de probabilidad, y (c) promedios ponderados para la única población de edades identificadas de la muestra RC-08.

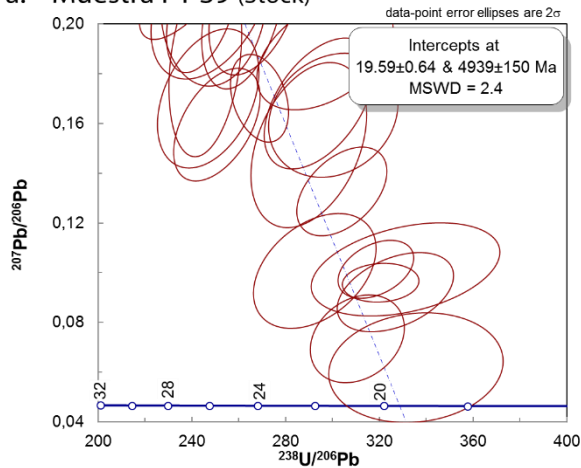
Todos los diagramas y cálculos realizados y presentados a continuación para la muestra PT 39, analizada mediante LA-ICP-MS, corresponden a detalles enfocados a las poblaciones dominantes de edades medidas (**Fig. 3.40**). En este caso se presentan los resultados para 25 de 35 mediciones. Se dejaron fuera 10 mediciones de edades dispersas comprendidas entre los 28,3 y 60,9 Ma. Para la muestra PT 40, también medida mediante LA-ICP-MS, se presentan los resultados de todas las mediciones (**Fig. 3.40**).

Los diagramas T-W fueron contruidos con ayuda de un modelo de ajuste (*fit*) del programa Isoplot. En ellos se observa que los datos medidos para ambas muestras no son concordantes, definiendo un arreglo lineal que intercepta a la línea de concordia. Debido a que el diagrama T-W elimina la dependencia de los resultados con respecto al Pb común, lo anterior puede deberse a cualquiera de los otros 2 problemas mencionados al inicio de esta sección para casos como este. No es posible determinar con precisión a cuál de las opciones responde la no concordancia de las edades debido a que: (i) los análisis LA-ICP-MS realizados en dichas muestras no contaron con buenas imágenes de catodoluminiscencia que permitieran descartar la presencia de núcleos heredados o magmáticos alterados, y (ii) la resolución de la toma de datos de esta metodología no permite realizar más de 1 análisis por cristal de circón.

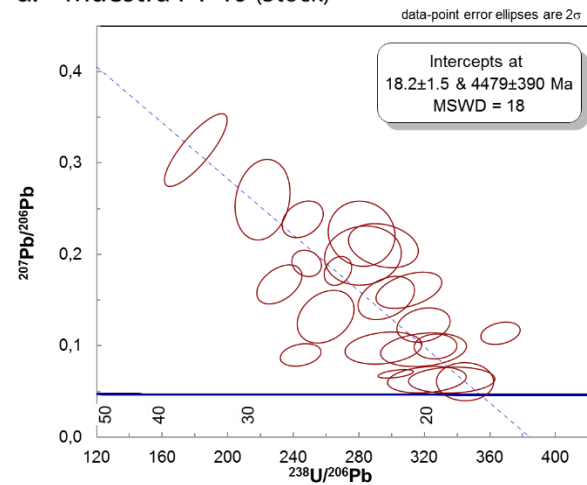
En estricto rigor, al escoger la edad resultante por intercepto de concordia se asume que los puntos medidos corresponden a la misma edad, sin existir núcleos heredados más antiguos, implicando que el arreglo lineal en el diagrama T-W se debe a bajos contenidos de  $^{207}\text{Pb}$ . Sin embargo, los diagramas de densidad de probabilidad contruoidos en base a las edades obtenidas a partir de la desintegración del isótopo  $^{206}\text{Pb}$  muestran una distribución multimodal para las muestras, con poblaciones cuyos peaks superan los 4 Ma de diferencia (**Fig. 3.40b, e**). Lo anterior puede deberse a que existan componentes heredados para ambas muestras y que dichas diferencias de edades sean lo suficientemente pequeñas para no ser visibles en los diagramas de concordia inversa.

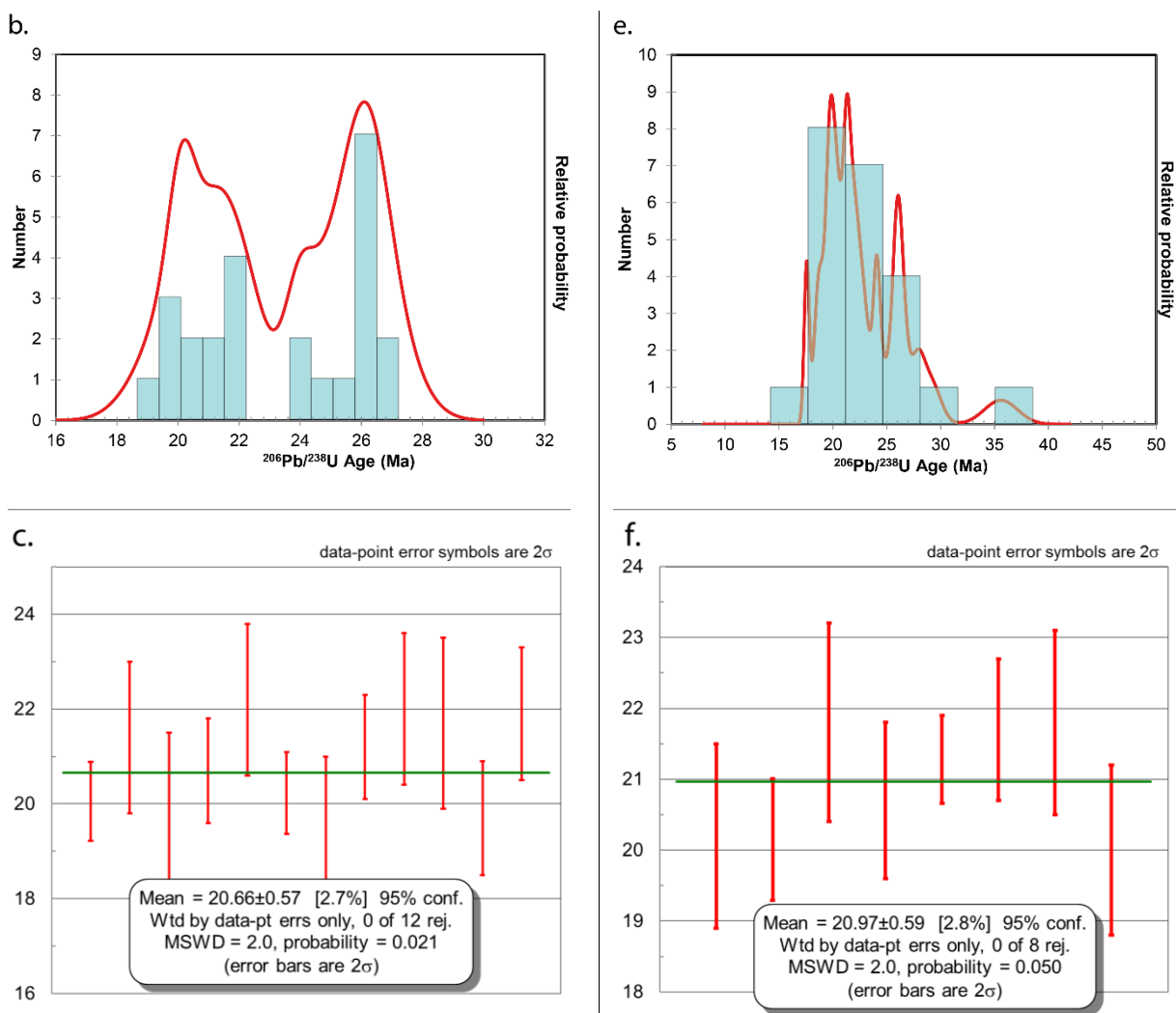
Al calcular una edad representativa para las muestras PT 39 y PT 40 mediante promedios ponderados, con las edades obtenidas a partir del isótopo  $^{206}\text{Pb}$ , se obtienen edades bastante cercanas a las obtenidas por intercepto de concordia (**Fig. 3.40c, f**) pero que además consideran un componente heredado de ~26 Ma para ambas muestras. A modo de observación, las edades calculadas por promedios ponderados son coherentes con los peaks más jóvenes que se muestran en los histogramas respectivos. Debido a que las edades representativas para las muestras PT 39 y PT 40 calculadas por los 2 métodos son relativamente similares, se plantea que la mejor estimación de la edad corresponde al cálculo de edades por promedios ponderados.

a. Muestra PT 39 (Stock)



d. Muestra PT 40 (Stock)





**Fig. 3.40** – Gráficos de distribución de edades U-Pb en muestras PT 39 y PT 40.

(a, d) Diagramas de concordia inversa (T-W); (b, e) histograma y densidad de probabilidad, y (c, f) promedios ponderados para las poblaciones de edades más jóvenes y dominantes de las muestras PT 39 y PT 40, respectivamente.

### 3.5 DISCUSIONES

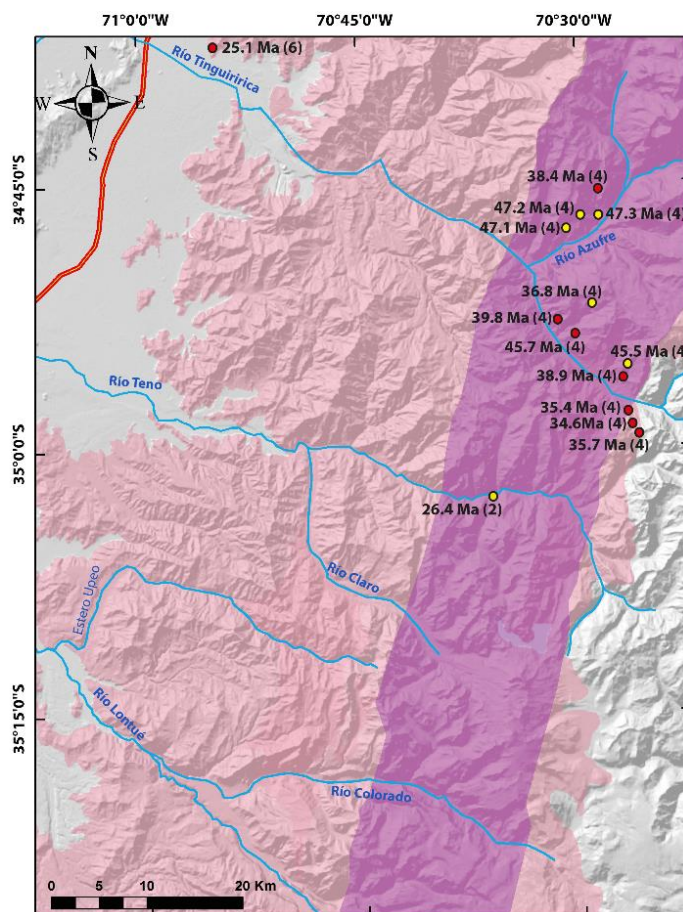
Durante este trabajo se realizó una recolección de muestras con énfasis en rocas intrusivas como representativas del magmatismo de arco estudiado. Ello se debe a que dichas unidades corresponden a las raíces del sistema a diferencia de las rocas extrusivas donde su asignación al arco in-situ es más especulativa. A partir de la edad de las unidades intrusivas y su ubicación es posible trazar el arco contemporáneo en tiempo y espacio, esto último de forma más certera que en el caso de las rocas volcánicas. Lo anterior obedece a las diferencias en el emplazamiento de ambos tipos de rocas ígneas, con rocas volcánicas cuyo depocentro no necesariamente coincide espacialmente con su centro de emisión.

De acuerdo a la distribución, magnitud y a las características petrográficas de los afloramientos visitados de la Fm. Abanico se puede deducir que el magmatismo durante el Oligoceno se caracterizó por un arco de gran extensión y actividad (**Fig. 3.41**). Por el

contrario, la actividad magmática durante el Eoceno pareciera haber sido bastante más acotada y menos vigorosa. Los afloramientos de la Fm. Abanico de esa edad son principalmente de rocas sedimentarias. El magmatismo del Oligoceno fue de carácter esencialmente efusivo, con abundancia de coladas de lava de composición básica a intermedia provenientes de múltiples centros eruptivos dispuestos en la Cordillera Principal occidental. La actividad efusiva interactuó con la ocurrencia de episodios explosivos registrados en los afloramientos de rocas piroclásticas de composición intermedia que se distribuyen en la región. La amplia cobertura de los afloramientos y las edades reportadas para la Fm. Abanico en el área de estudio (Hurtado, 2003; Contreras & Schilling (en prensa); Mosolf, 2013) permiten inferir que existieron múltiples centros eruptivos localizados a la misma longitud que presentaron actividad de forma simultánea.

Los afloramientos de edad Mioceno más antiguos registrados en el área de estudio corresponden a los cuerpos intrusivos de 22 a 18 Ma de edad reportados en este trabajo, que se distribuyen en el frente cordillerano a los  $\sim 35^{\circ}\text{S}$ . Adicionalmente Contreras & Schilling (en prensa) reportan edades de  $\sim 21$  Ma para afloramientos de lavas andesíticas y basálticas pertenecientes a la Fm. Abanico. Cabe notar que las edades de los *stocks* y cuerpos subvolcánicos en este dominio se hacen más antiguas de N a S (**Fig. 3.1**, **Fig. 3.42**). Dichas unidades intrusivas se distribuyen en una franja  $\sim \text{NNE}$  entre las longitudes  $71^{\circ}05'$  y  $70^{\circ}50'\text{W}$ . Presentan texturas porfíricas a faneríticas y composiciones dioríticas a graníticas, evidenciando diferencias en la profundidad de emplazamiento y en los grados de diferenciación de los magmas de la época. A la fecha no se han reconocido intrusivos producto del magmatismo de esta edad hacia el interior de la Cordillera Principal en el área de estudio. Lo descrito anteriormente permite restringir la ubicación del arco magmático en el actual frente cordillerano a los  $\sim 35^{\circ}\text{S}$  durante el Mioceno temprano, entre los 22 y 18 Ma. El nivel de exposición de los cuerpos intrusivos identificados permite además inferir que la incisión de los cursos de agua, y las tasas de denudación y exhumación del área del actual frente cordillerano fueron lo suficientemente altas para descubrir las raíces del arco de la época.



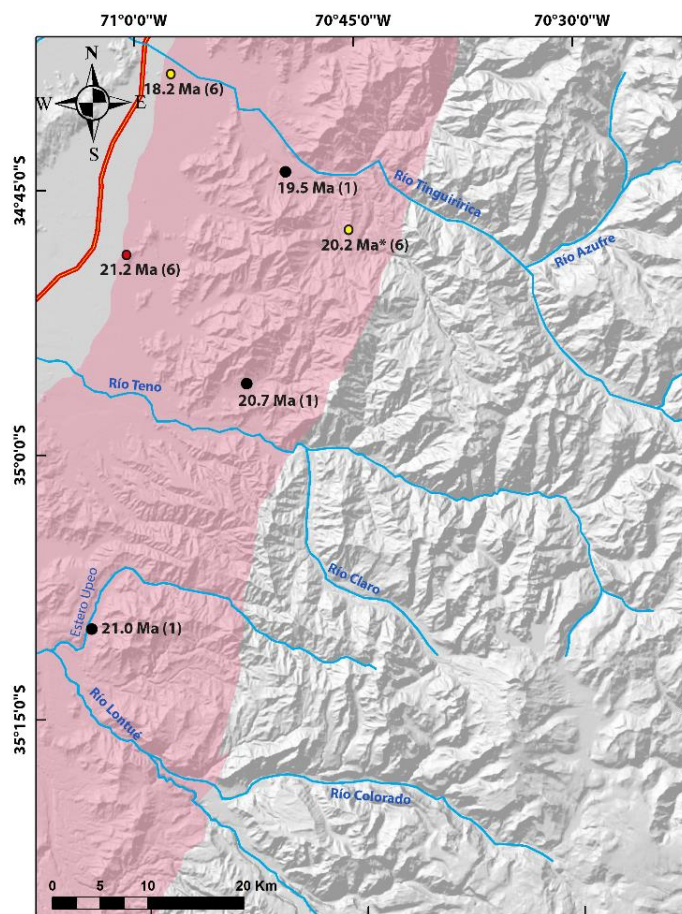


#### SIMBOLOGÍA

- Stock con edad U-Pb en circón<sup>(1)</sup>
  - ◆ Toba con edad U-Pb en circón<sup>(1)</sup>
  - Datación U-Pb circón
  - Datación Ar-Ar plagioclasa
  - Datación K-Ar plagioclasa
- <sup>(1)</sup> Este trabajo      <sup>(3)</sup> Piquer (2010)      <sup>(5)</sup> Hevia (2014)  
<sup>(2)</sup> Hurtado (2003)      <sup>(4)</sup> Mosolf (2013)      <sup>(6)</sup> Contreras & Schilling (en prensa)

**Fig. 3.41** – Distribución esquemática del arco magmático durante el Eoceno medio (en morado) al Oligoceno (en rosado) a partir de la distribución de afloramientos dentro del área de estudio. Se incluyen las edades reportadas por Hurtado (2003), Mosolf (2013) y Contreras & Schilling (en prensa) para la Fm. Abanico a los ~35°S. La extensión del arco durante el Oligoceno se basa en la distribución de los afloramientos de la Fm. Abanico identificada por González & Vergara (1962) y Contreras & Schilling (en prensa).

Los afloramientos pertenecientes a las fms. Farellones (valle del Tinguiririca) y Corona del Fraile (valle del Teno) presentan una distribución espacial más acotada con respecto a las rocas de la Fm. Abanico. Éstos se distribuyen hacia el interior de la Cordillera Principal occidental (**Fig. 3.43**). La magnitud y las características petrográficas de los afloramientos visitados en terreno sugieren que el magmatismo del Mioceno se caracterizó por un arco activo pero de menor extensión que el arco Eoceno-Oligoceno. El magmatismo fue de carácter principalmente explosivo, con ocurrencia ocasional de episodios efusivos, sustentado por la abundancia de rocas piroclásticas y brechas volcanoclásticas de composición intermedia a ácida intercaladas con coladas de lava de composición intermedia. Las edades reportadas para estos afloramientos indican que se inició la migración del magmatismo al E a los ~20 Ma desde su posición anterior, evidenciado por los depósitos de rocas piroclásticas y lavas ubicadas ~40 km al E del actual frente cordillerano.



#### SIMBOLOGÍA

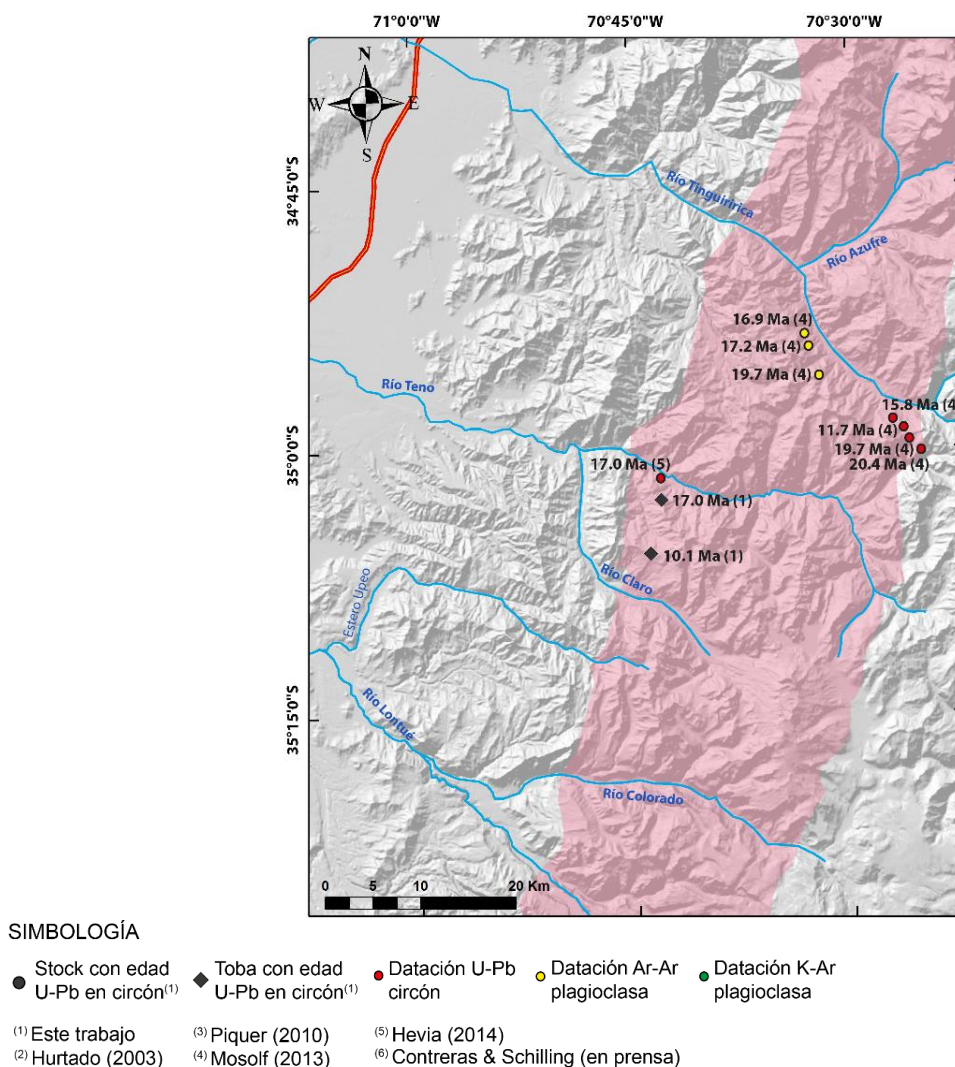
- |  |   |  |                              |                             |
|--|---|--|------------------------------|-----------------------------|
| ● Stock con edad U-Pb en circón <sup>(1)</sup> | ◆ Toba con edad U-Pb en circón <sup>(1)</sup> | ● Datación U-Pb circón                           | ● Datación Ar-Ar plagioclasa | ● Datación K-Ar plagioclasa |
| <sup>(1)</sup> Este trabajo                    | <sup>(3)</sup> Piquer (2010)                  | <sup>(5)</sup> Hevia (2014)                      |                              |                             |
| <sup>(2)</sup> Hurtado (2003)                  | <sup>(4)</sup> Mosolf (2013)                  | <sup>(6)</sup> Contreras & Schilling (en prensa) |                              |                             |

**Fig. 3.42** – Distribución esquemática del arco magmático durante el Mioceno temprano en base a la distribución de los afloramientos asociados.

Se incluyen las edades reportadas por Contreras & Schilling (en prensa) y en este trabajo para la Fm. Abanico e intrusivos pertenecientes al grupo Granitoides El Chueco y otros que afloran en el actual frente cordillerano a los ~35°S. \*Edad Ar-Ar en Masa Fundamental.

La distribución y las características del magmatismo desde el Mioceno medio al Plioceno temprano son deducidas a partir de la identificación y caracterización de numerosos cuerpos intrusivos de esa edad que afloran en el área de estudio. Entre los 13 y ~9 Ma se registra una nueva migración del frente occidental del magmatismo al E, con cuerpos intrusivos de hasta 120 km<sup>2</sup>, principalmente de textura fanerítica y composiciones granodioríticas a graníticas. Dichos *stock* se ubican entre las longitudes 70°40' y 70°30'W (**Fig. 3.44**). Entre los 8 y 5 Ma ocurre una aparente contracción del arco y una migración sutil al E, con cuerpos intrusivos que siguen una orientación NNE (**Fig. 3.45**). Estos intrusivos presentan composiciones tonalíticas a graníticas y cubren una menor extensión espacial entre las longitudes 70°42' y 70°28'W. Lo anterior indica la continuidad de un magmatismo activo con variaciones en su extensión, de composición más evolucionada y distribuido nuevamente en una franja de orientación ~NNE. La edad más joven reportada en este trabajo permite ubicar al arco en las cercanías del frente volcánico actual, a unos pocos km al W (**Fig. 3.45**). Dicha edad corresponde a un *stock*

granodiorítico que aflora a ~2.000 m de altura, dando indicios nuevamente de las altas tasas de incisión, denudación y exhumación necesarias para descubrir un intrusivo tan solo en 5 Ma.

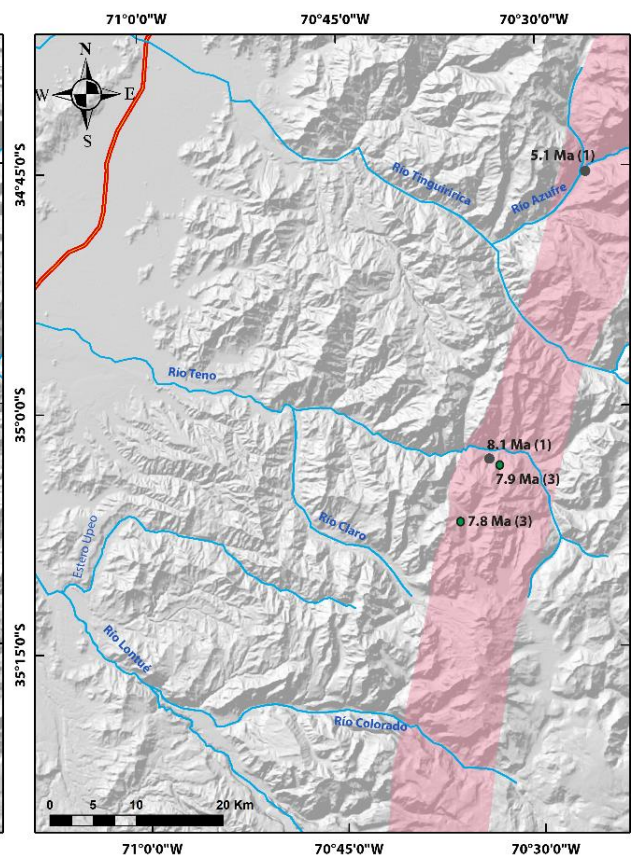
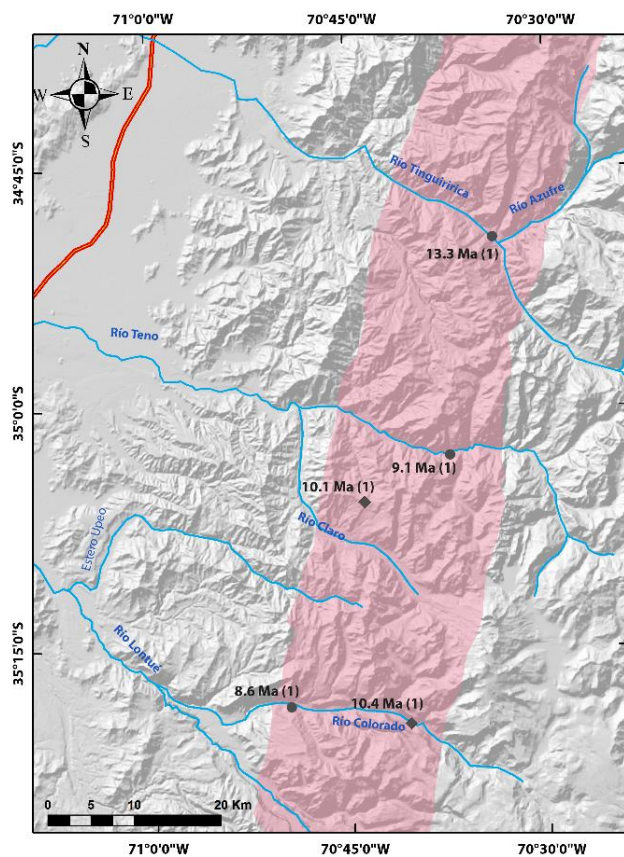


**Fig. 3.43** – Distribución esquemática del arco magmático durante el Mioceno a los ~35°S.

Se incluyen las edades reportadas por Mosolf (2013), Hevia (2014) y en este trabajo para las fms. Farellones y Corona del Fraile.

Lo descrito anteriormente revela una evolución geológica del área caracterizada por constantes cambios en la configuración del magmatismo, con un arco magmático que experimenta progresivas migraciones hacia el E involucrando también, en ocasiones, cambios importantes en su extensión espacial.





#### SIMBOLOGÍA

- Stock con edad U-Pb en circón<sup>(1)</sup>
  - ◆ Toba con edad U-Pb en circón<sup>(1)</sup>
  - Datación U-Pb circón
  - Datación Ar-Ar plagioclasa
  - Datación K-Ar plagioclasa
- <sup>(1)</sup> Este trabajo      <sup>(3)</sup> Piquer (2010)      <sup>(5)</sup> Hevia (2014)  
<sup>(2)</sup> Hurtado (2003)      <sup>(4)</sup> Mosolf (2013)      <sup>(6)</sup> Contreras & Schilling (en prensa)

**Fig. 3.44** – Distribución esquemática del arco magmático durante el Mioceno medio, entre los 13 y ~9 Ma. Se incluyen las edades reportadas en este trabajo para la Fm. Corona del Fraile y cuerpos intrusivos de dicha edad.

**Fig. 3.45** – Distribución esquemática del arco magmático durante el Mioceno tardío al Plioceno, entre los ~8 y 5 Ma. Se incluyen las edades reportadas en este trabajo para cuerpos intrusivos de dicha edad.



## 4 GEOQUÍMICA E ISOTOPIA

### 4.1 GENERALIDADES

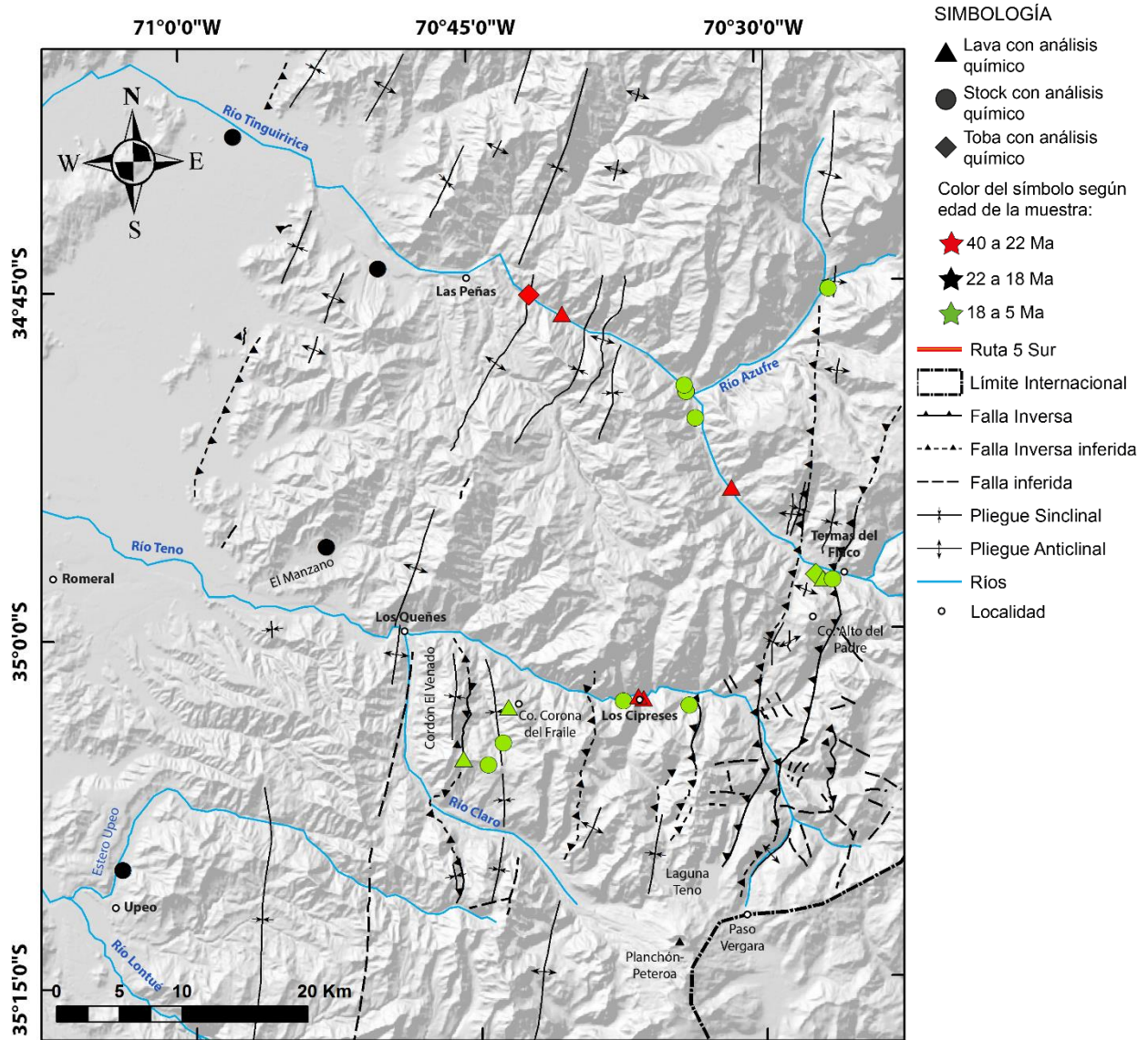
En este capítulo se presentan las principales características geoquímicas de rocas ígneas Cenozoicas que representan a cada una de las unidades abordadas en este estudio, y que cubren un espectro de edades desde el Eoceno medio al Plioceno (~40 a 5 Ma). La selección de las muestras a analizar se realizó a partir del estudio de 47 cortes transparentes mediante microscopía óptica. Se escogieron las muestras que presentan menor grado de alteración en roca total, de acuerdo al menor contenido de mineralogía secundaria.

Se obtuvieron resultados a partir de análisis químicos de roca total para elementos mayores, menores y traza (incluyendo tierras raras, REE) para 23 muestras mediante espectrometría óptica y de masas (ICP-MS). Las muestras analizadas corresponden a 13 rocas intrusivas, 8 lavas y 2 tobas. Los análisis fueron realizados en el laboratorio Activation Laboratories Ltd. (Actlabs), Canadá. Los datos obtenidos mediante los análisis químicos fueron tratados y analizados mediante el software ioGAS 6.0.1. En la **Fig. 4.1** se presenta la distribución en detalle de muestras con análisis químicos, y además se indica cuáles de dichas muestras fueron sometidas a análisis isotópicos de Sr-Nd.

Los análisis isotópicos del par Sr-Nd en roca total se determinaron en 11 muestras, que corresponden a 6 rocas intrusivas, 4 lavas y 1 toba cristalina (**Fig. 4.1**). Ellos fueron realizados en el laboratorio de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y en el Géosciences Environment Toulouse laboratory (GET-OMP), Francia. Los análisis de composición isotópica del par Hf-O se realizaron de forma acoplada a dataciones radiométricas U-Pb en cristales individuales de circón de 9 muestras, correspondientes a 7 rocas intrusivas y 2 tobas. Estos análisis se realizaron mediante LA-ICP-MS y SHRIMP respectivamente, en los laboratorios del Research School of Earth Sciences – Australian National University (ANU), Australia. Finalmente se realizaron mediciones isotópicas acopladas de U-Pb y Hf en circón para 2 muestras adicionales mediante LA-ICP-MS en laboratorio de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

De las 23 muestras analizadas, 22 presentan una pérdida de volátiles por calcinación (LOI) menor a 3%, mientras que solo 1 muestra arrojó un valor de LOI elevado (4,54%), correspondiente a una toba vítrea andesítica (PT 10). Previo a la realización de diagramas de clasificación para el análisis del comportamiento geoquímico de las muestras, los datos fueron normalizados a una base 100% anhidra. Para los elementos cuyos contenidos se encuentran bajo el límite de detección se determinó un contenido igual a la mitad del valor de dicho límite. Estos casos también se incluyeron en los gráficos que se muestran en este capítulo.

El detalle de los procedimientos analíticos mencionados anteriormente junto a los resultados completos de los análisis químicos e isotópicos se presenta en el **Anexo C**.



**Fig. 4.1** – Distribución de las muestras con análisis químicos de roca total realizados en este trabajo. Las muestras son presentadas de acuerdo a su tipo litológico y grupo de edad.

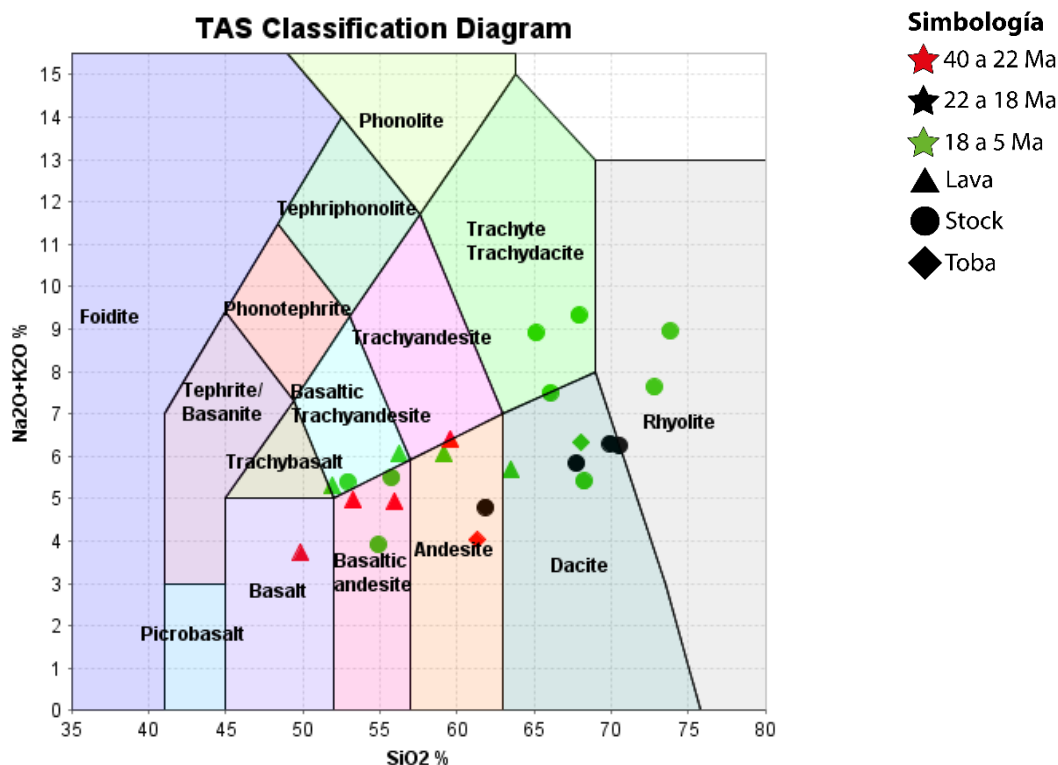
## 4.2 ANÁLISIS QUÍMICOS DE ROCA TOTAL

### 4.2.1 ELEMENTOS MAYORES

Para el despliegue y análisis de datos presentado a continuación, se realizó una división de las muestras en 3 grupos de acuerdo a su edad con el fin de determinar las características composicionales químicas e isotópicas con principal enfoque en sus variaciones en tiempo y espacio. El grupo 1 está constituido por rocas volcánicas pertenecientes a la Fm. Abanico cuya edad se encuentra comprendida entre los 40 y 22 Ma. El grupo 2 se compone por rocas intrusivas cuyas edades varían entre los 22 y 18 Ma. El grupo 3 está constituido por rocas volcánicas e intrusivas, las primeras

correspondientes a las fms. Farellones y Corona del Fraile, con edades entre los 18 y 5 Ma. De forma general, el conjunto de muestras estudiadas presenta contenidos de  $\text{SiO}_2$  que varían entre ~49% y ~74%, correspondiendo a rocas que abarcan rangos composicionales comprendidos entre basaltos y riolitas.

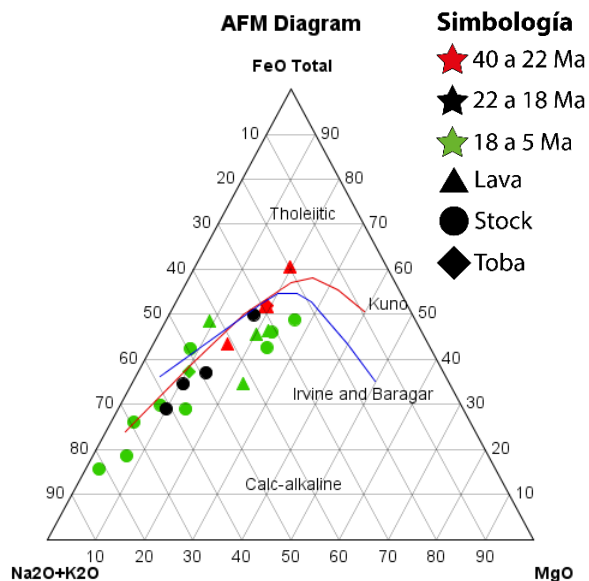
Las rocas correspondientes al grupo 1 (Fm. Abanico) presentan entre un ~49% y ~62% de  $\text{SiO}_2$ , correspondiendo a composiciones basálticas a andesíticas (**Fig. 3.42**). Las muestras correspondientes al grupo 2 presentan contenidos de  $\text{SiO}_2$  que varían entre el ~62% y ~71%, abarcando de forma completa el rango composicional entre andesitas y riolitas (**Fig. 4.2**). Las rocas pertenecientes al grupo 3 (fms. Farellones y Corona del Fraile y unidades intrusivas más jóvenes) muestran contenidos de ~52% a ~74% de  $\text{SiO}_2$  abarcando todo el rango composicional entre andesitas basálticas y riolitas (**Fig. 4.2**). A lo largo de este capítulo se referirá a cada grupo según su edad en términos comparativos (más antiguo, más joven) o en Ma.



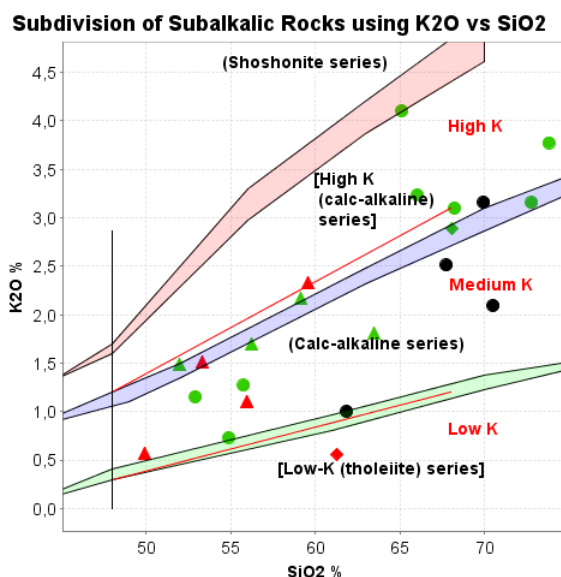
**Fig. 4.2** – Diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 1989) para las rocas estudiadas de acuerdo a la división por edad realizada en este estudio.

De acuerdo al diagrama de clasificación AFM, utilizado para identificar tendencias toleíticas y calcoalcalinas, se observa que los 3 conjuntos de muestras describen tendencias calcoalcalinas, provenientes de magmas en los que aparentemente desde un inicio el  $\text{FeO}$  se comporta como un elemento compatible (**Fig. 4.3**). En base a la comparación de los contenidos de  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  (**Fig. 4.4**), se observa que las muestras más antiguas presentan un patrón creciente de baja dispersión y se ubican casi en su totalidad en el campo de la serie calcoalcalina de medio K. Las muestras de 22-18 Ma

presentan una alta dispersión y se ubican en su mayoría en el campo de la serie calcoalcalina de medio K. Las muestras más jóvenes que 18 Ma muestran un patrón creciente de alta dispersión, ubicándose en su totalidad en los campos de las series calcoalcalinas de medio a alto K.



**Fig. 4.3** – Diagrama AFM mostrando los límites calcoalcalino-toleítico de Irvine y Baragar (1971) y de Kuno (1966) para los 3 conjuntos de muestras en estudio.

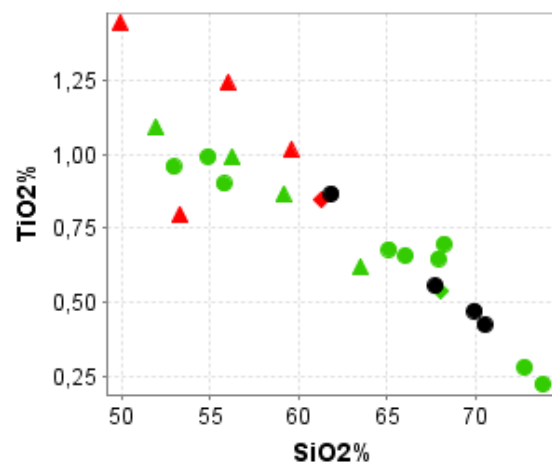
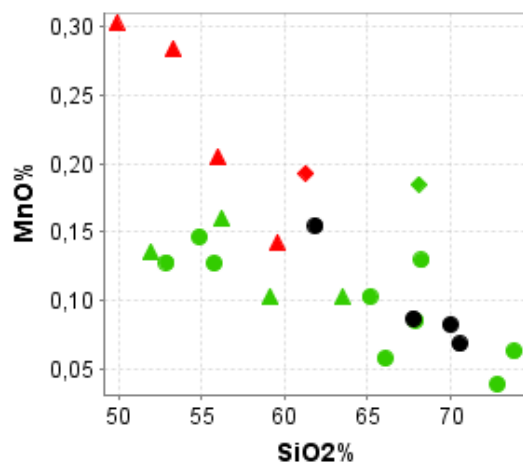
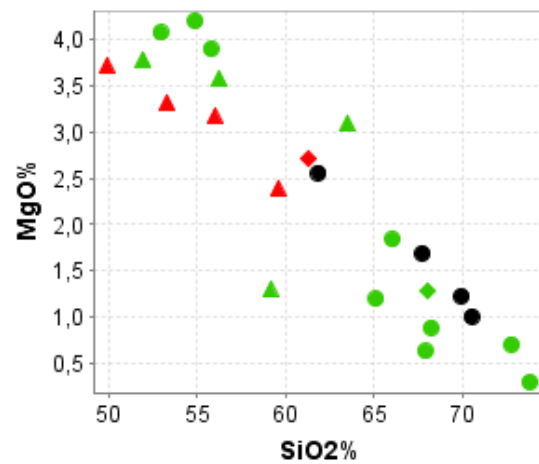
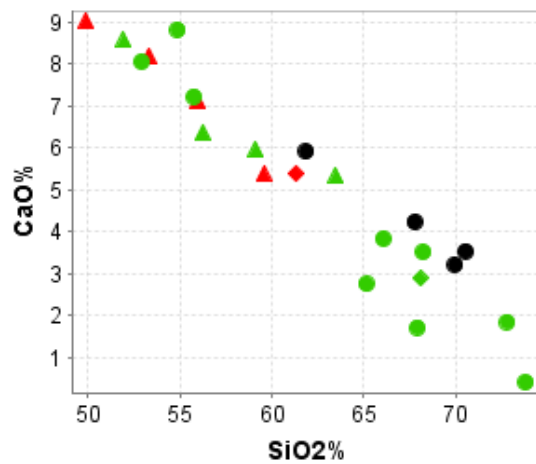
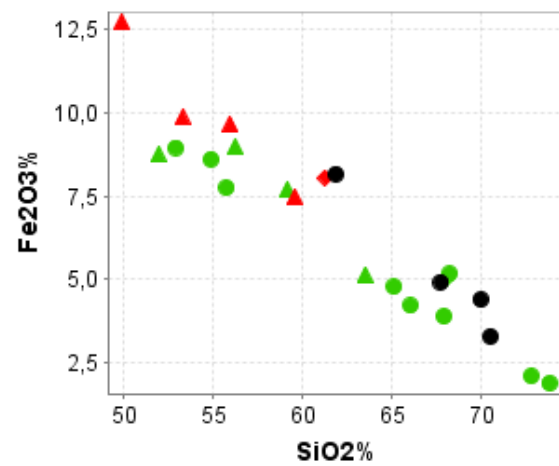
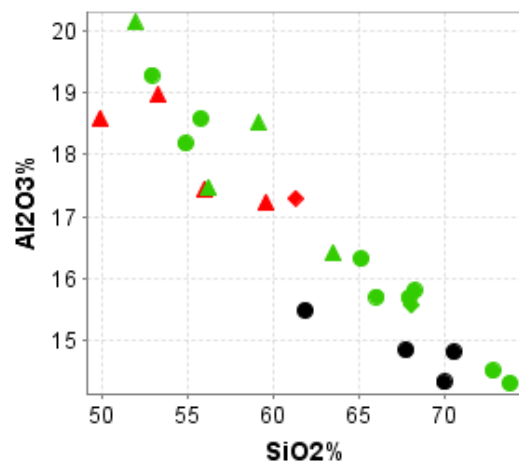


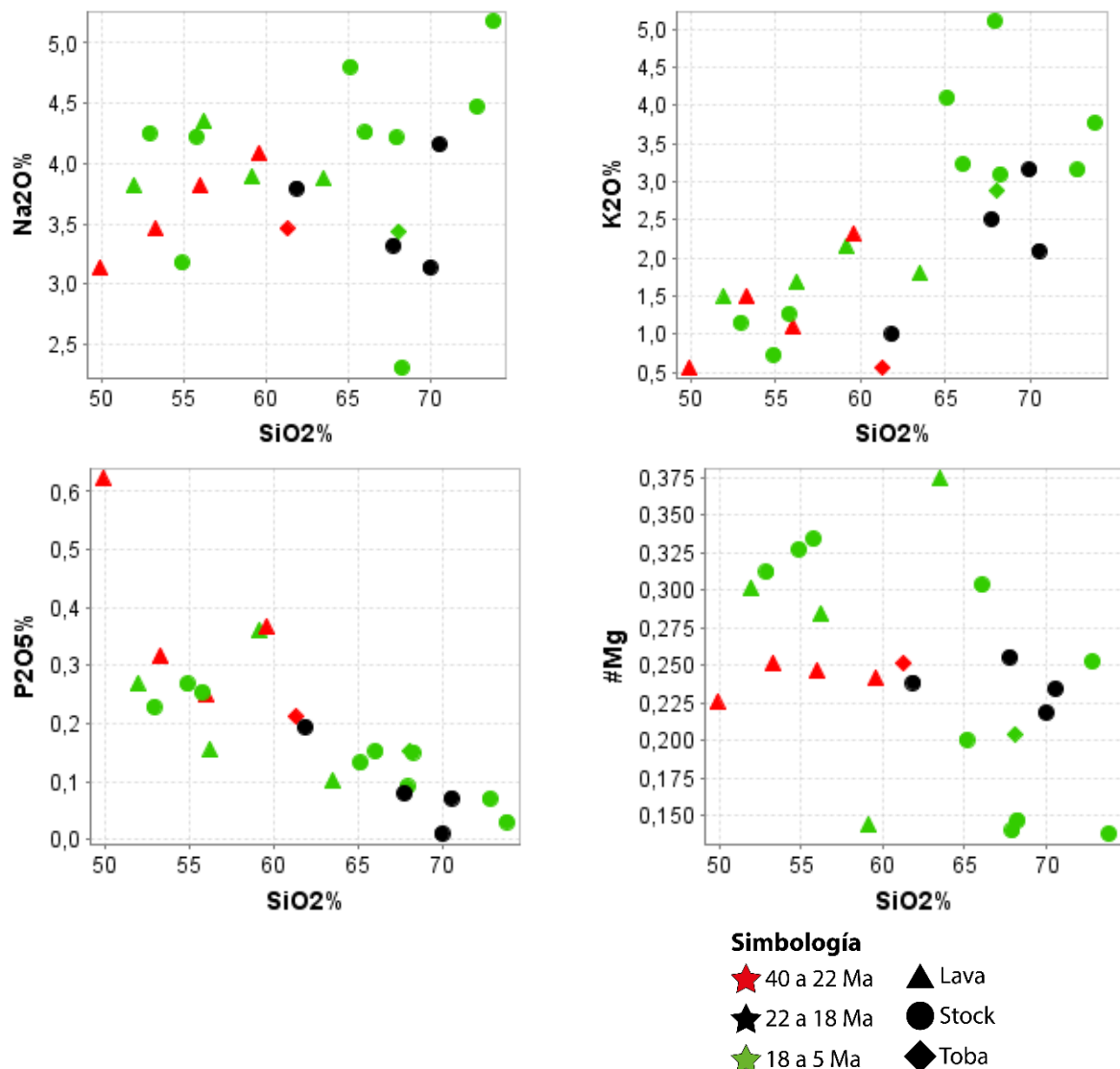
**Fig. 4.4** – Diagrama K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> de Le Maitre *et al.* (1989) con los campos de alto, medio y bajo K para los 3 conjuntos de muestras en estudio.

En la **Fig. 4.5**, se presentan los diagramas Harker para los óxidos de 9 elementos mayores y el número de Mg (#Mg) para las muestras analizadas. El número de Mg fue calculado como  $MgO/(MgO+Fe_2O_{3T})$  en moles.

Los 3 grupos de muestras analizadas presentan claros patrones decrecientes para los óxidos Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub>, CaO, MgO y TiO<sub>2</sub> con el aumento de sílice, con patrones de baja dispersión para las muestras pertenecientes a la unidad más antigua y el grupo transicional, mientras que las muestras de las unidades más jóvenes presentan dispersión moderada (**Fig. 4.5**). Para los óxidos MnO y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> se reconocen patrones decrecientes con el contenido de sílice pero con una mayor dispersión de datos. En los casos del K<sub>2</sub>O y el Na<sub>2</sub>O se observa una moderada dispersión de datos pero es posible observar patrones crecientes con el contenido de sílice. En el caso del #Mg se observa una alta dispersión de datos por lo que no es posible inferir patrones. Los rangos de valores definidos por las muestras estudiadas para estos óxidos, para cada grupo, se detallan en la **Tabla 6**.







**Fig. 4.5** – Diagramas Harker para óxidos de 9 elementos mayores (Al, Fe, Ca, Mg, Mn, Ti, Na, K y P) y el #Mg para los 3 conjuntos de muestras en estudio.

**Tabla 6** – Contenido mínimo y máximo de porcentaje en peso (%) de óxidos de elementos mayores para las muestras analizadas, por grupo de edad. Datos normalizados a una base 100% anhidra.

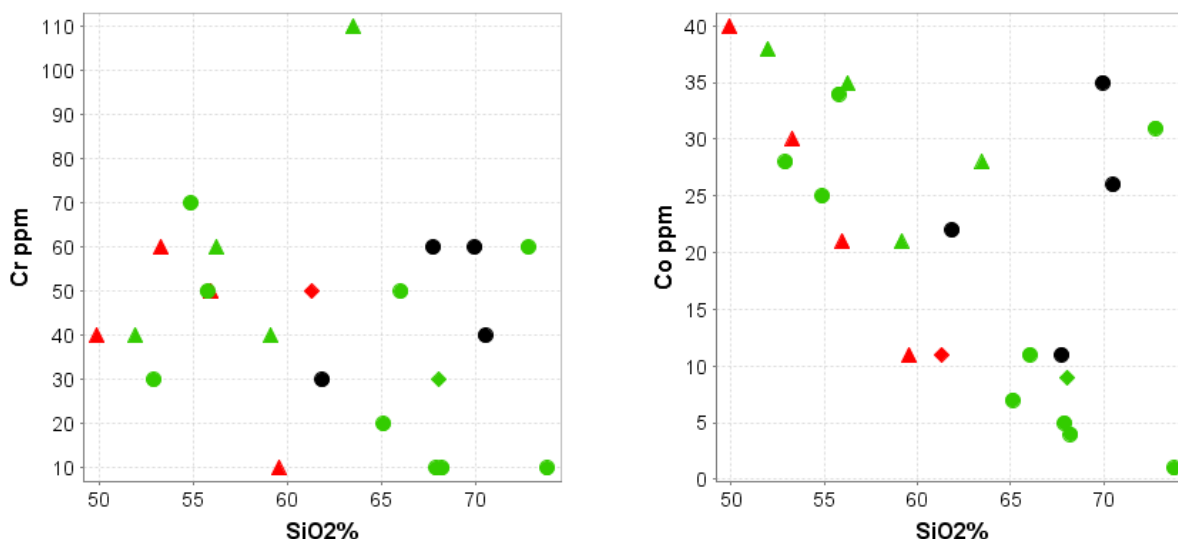
%	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	#Mg
<b>G1. 40 a 22 Ma</b>											
Min.	49,89	17,24	7,49	0,14	2,39	5,38	3,14	0,56	0,80	0,21	0,23
Max.	61,28	18,97	12,70	0,30	3,71	9,02	4,09	2,33	1,44	0,62	0,25
<b>G2. 22 a 18 Ma</b>											
Min.	61,86	14,33	3,30	0,07	1,01	3,21	3,14	1,00	0,43	0,01	0,22
Max.	70,52	15,49	8,16	0,15	2,56	5,92	4,16	3,16	0,87	0,19	0,26
<b>G3. 18 a 5 Ma</b>											
Min.	49,89	14,31	1,90	0,04	0,31	0,41	2,31	0,56	0,23	0,01	0,14
Max.	73,80	20,14	12,70	0,30	4,19	9,02	5,18	5,11	1,44	0,62	0,37

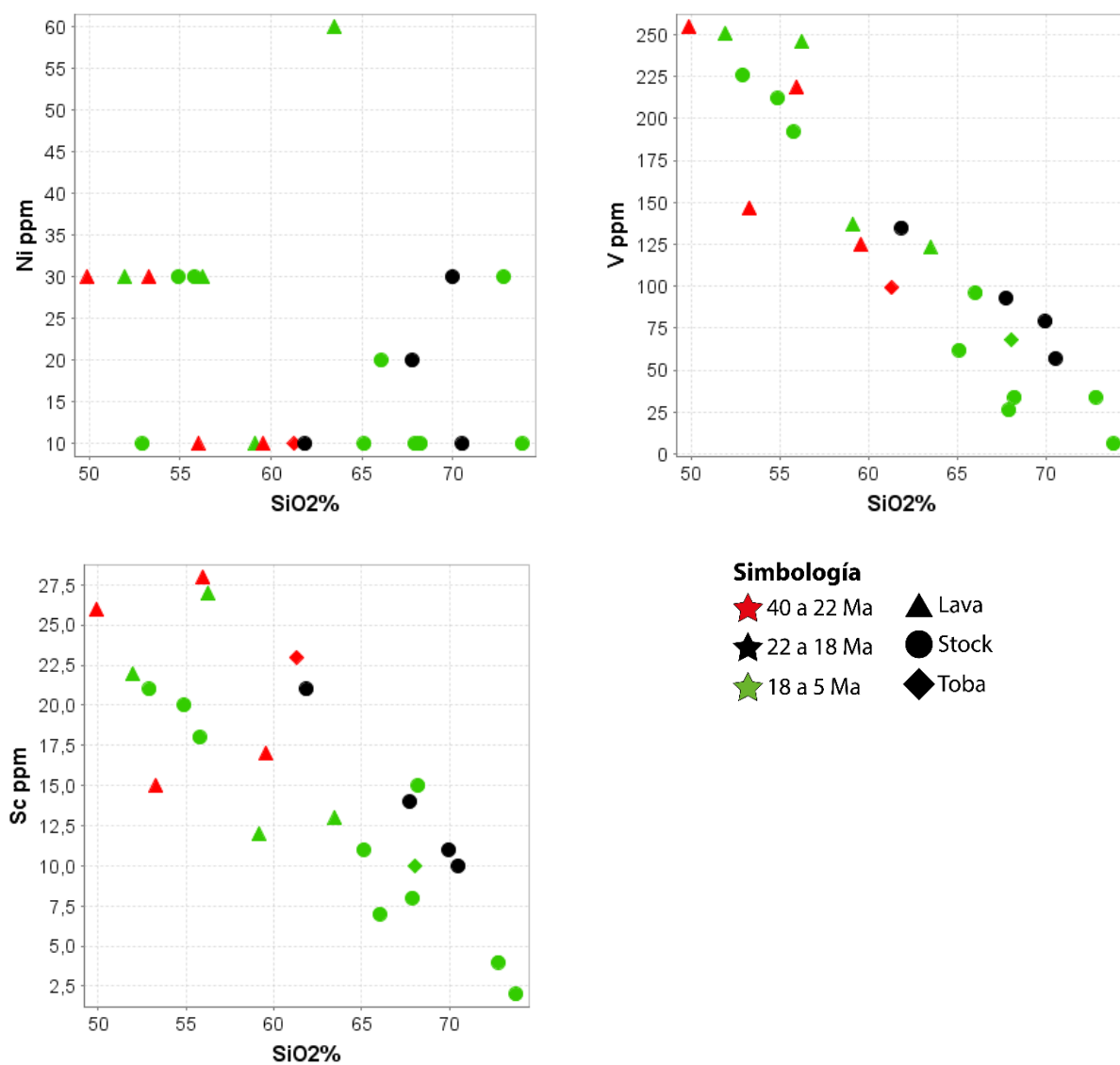
A partir del análisis de los diagramas anteriores (**Fig. 4.2, Fig. 4.3, Fig. 4.4**) y del comportamiento de los óxidos de elementos mayores de los 3 grupos de muestras (**Fig. 4.5**), puede interpretarse que los 3 grupos en estudio aparentemente conforman un patrón de evolución similar y coherente.

#### 4.2.2 ELEMENTOS TRAZA

##### 4.2.2.1 Elementos Compatibles

Los elementos Cr, Co, Ni, V y Sc son considerados como elementos compatibles con minerales máficos primarios como el olivino, piroxenos y óxidos de Fe-Ti. El Cr, además, se concentra preferencialmente en la espinela cuando esta fase mineral se encuentra presente. En la **Fig. 4.6** se muestran los diagramas Harker de estos elementos. Para los elementos Co, V y Sc es posible inferir patrones decrecientes con el aumento del contenido de sílice, con una mayor dispersión de datos para las muestras pertenecientes a los grupos de 22-18 Ma y <18 Ma en el diagrama del Co. Por otro lado, en los diagramas de los elementos Cr y Ni no es posible distinguir patrones debido a la gran dispersión de datos. Estos elementos aparentemente se encuentran en un rango de valores de 10-70 ppm y 10-30 ppm para el Cr y el Ni respectivamente, independiente de los contenidos de sílice. Los valores máximos y mínimos para estos elementos se presentan detallados en la **Tabla 7**.





**Fig. 4.6** – Diagramas Harker para elementos traza compatibles (Cr, Co, Ni, V y Sc) para los 3 conjuntos de muestras en estudio.

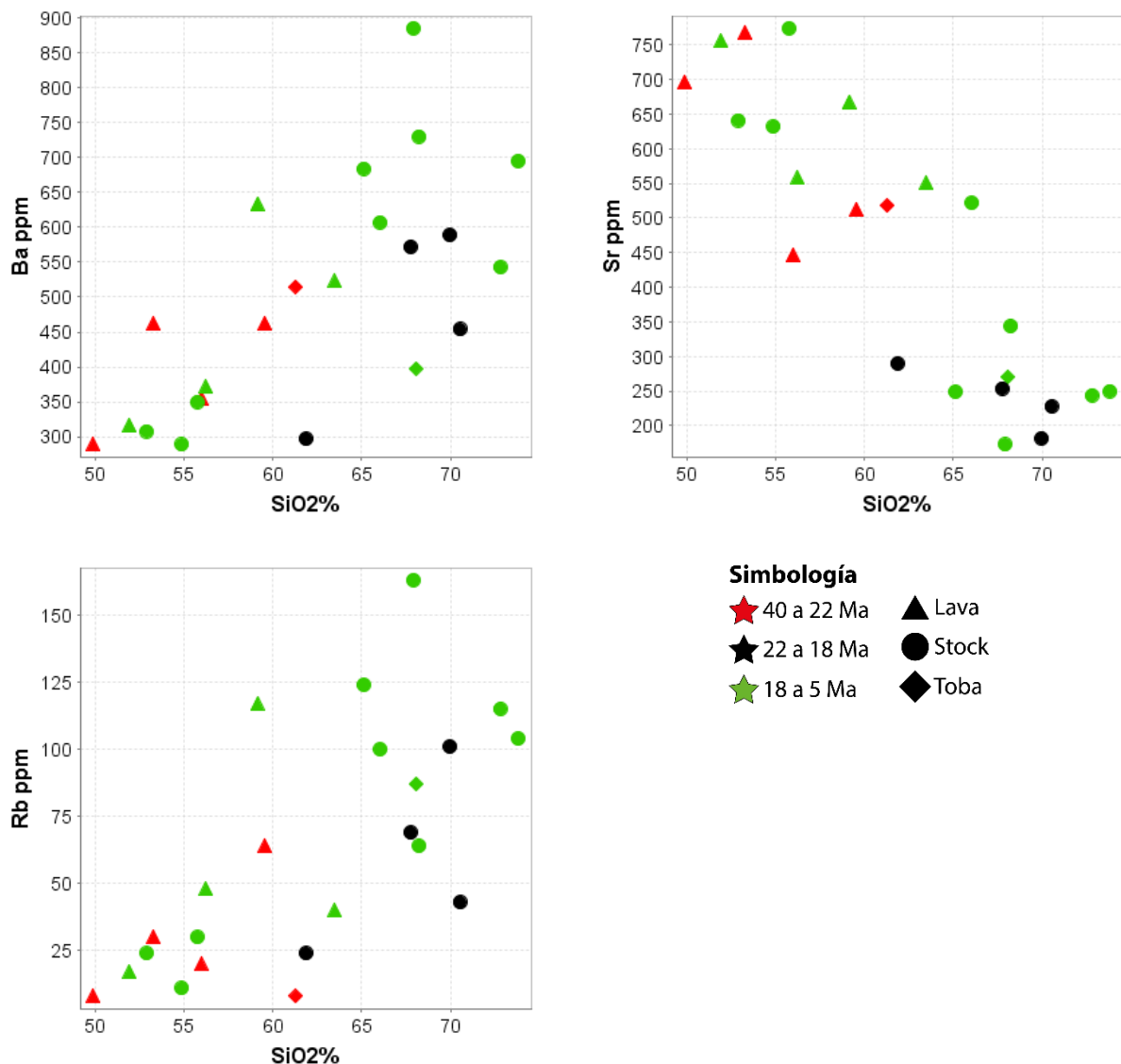
**Tabla 7** – Contenido mínimo y máximo de ppm de elementos traza compatibles para los 3 conjuntos de muestras analizados.

ppm	Cr	Co	Ni	V	Sc
<b>G1. 40 a 22 Ma</b>					
Min.	10	11	10	99	15
Max.	60	40	30	255	28
<b>G2. 22 a 18 Ma</b>					
Min.	30	11	10	57	10
Max.	60	35	30	135	21
<b>G3. 18 a 5 Ma</b>					
Min.	10	1	10	6	2
Max.	110	38	60	251	27



#### 4.2.2.2 Elementos LILE

En esta sección se presenta el comportamiento de los elementos Ba, Sr y Rb, conocidos como los elementos LILE (*Large Ion Lithophile Elements*), caracterizados por un gran radio iónico y una baja carga. En base a dichas características, estos elementos son altamente móviles en presencia de fluidos, e incompatibles con magmas basálticos a excepción del Sr. El Ba y el Rb pueden sustituir al K en las estructuras cristalinas de los feldespatos potásicos y la hornblenda, mientras que el Sr puede sustituir al Ca en la plagioclasa cuando ésta tiene un origen temprano y a baja presión. Los diagramas Harker de estos elementos se muestran en la **Fig. 4.7**.



**Fig. 4.7** – Diagramas Harker para elementos LILE (Ba, Sr y Rb) para los 3 conjuntos de muestras en estudio.

Para los elementos Ba y Rb se observan patrones crecientes con el contenido de sílice, con datos de moderada dispersión para los 3 grupos en estudio. En el caso del Sr se observa un patrón decreciente con el aumento del contenido de sílice, con moderada

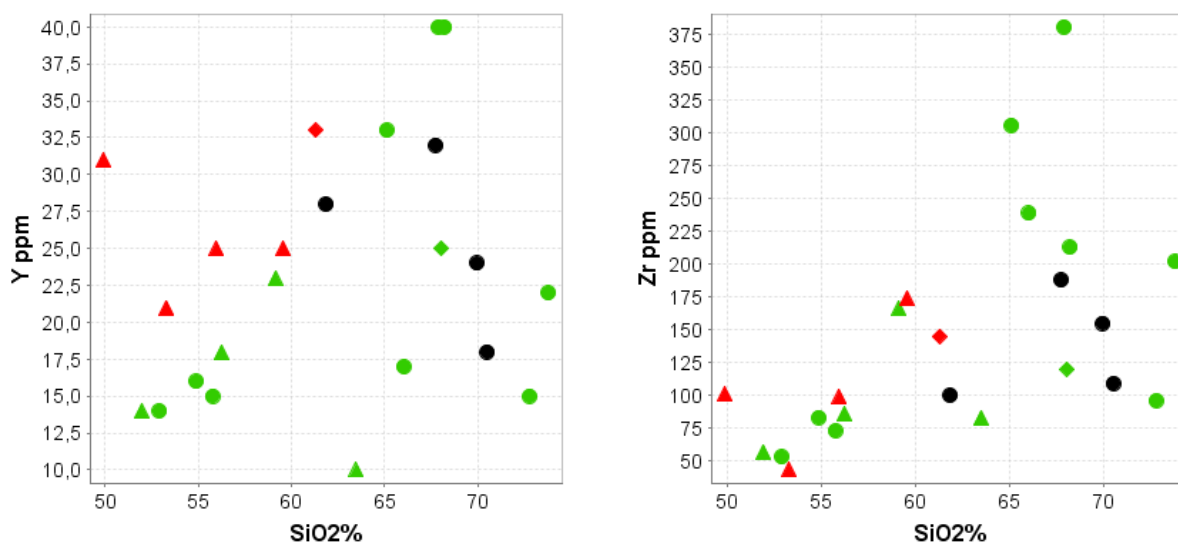
dispersión para todos los grupos. Los valores mínimos y máximos para estos elementos, para cada uno de los grupos en estudio, se presentan en la **Tabla 8**.

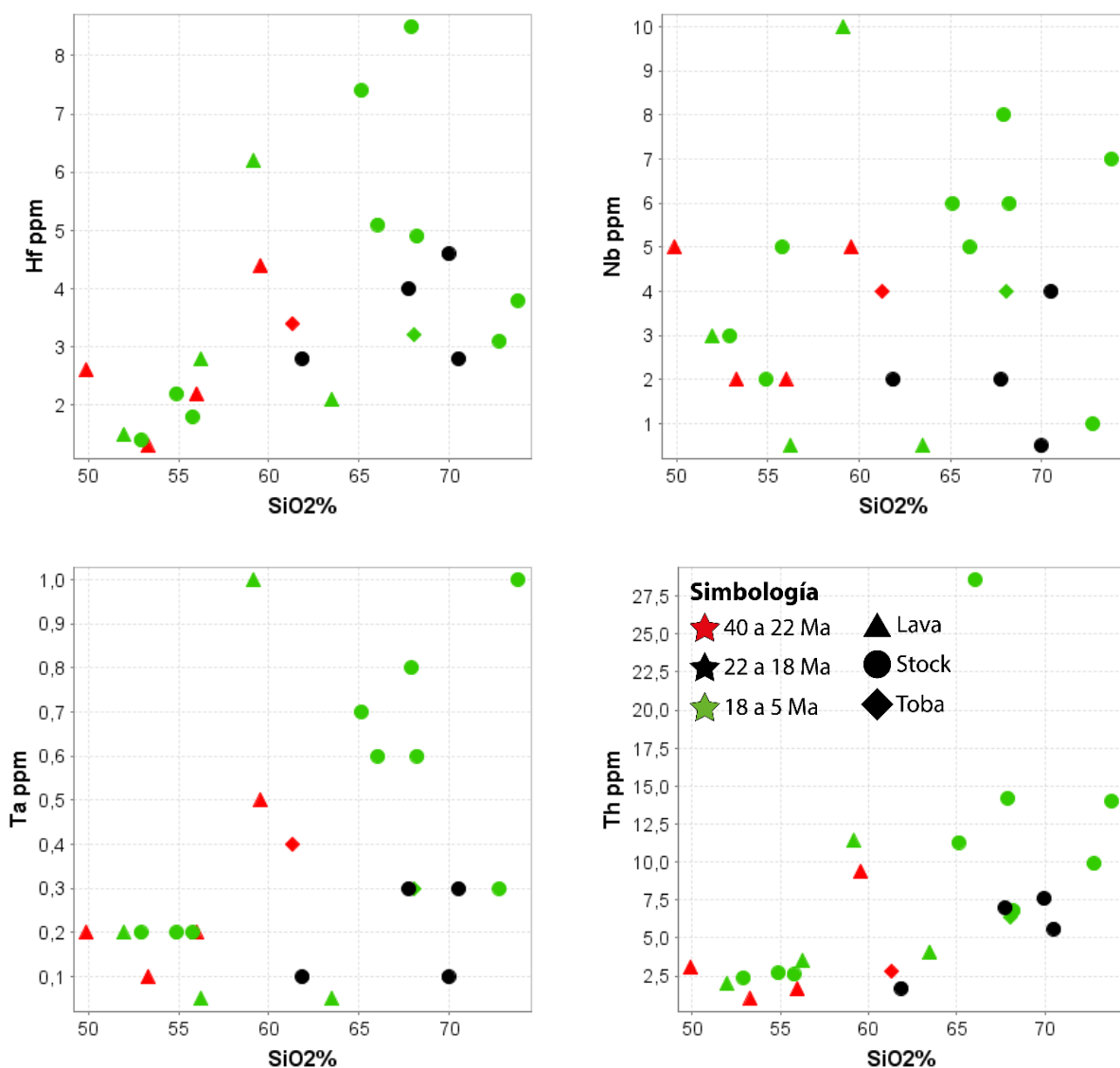
**Tabla 8** – Contenido mínimo y máximo de ppm de elementos LILE (Ba, Sr y Rb) para los 3 conjuntos de muestras analizados.

ppm	Ba	Sr	Rb
<b>G1. 40 a 22 Ma</b>			
Min.	289	447	8
Max.	515	768	64
<b>G2. 22 a 18 Ma</b>			
Min.	297	182	24
Max.	589	290	101
<b>G3. 18 a 5 Ma</b>			
Min.	289	173	11
Max.	885	774	163

#### 4.2.2.3 Elementos HFSE

Los elementos Y, Zr, Hf, Nb, Ta y Th se caracterizan por un bajo radio iónico y alta carga (*High Field Strength Elements*). Debido a lo anterior, este grupo de elementos suele ser inmóvil y fuertemente incompatible con fases minerales silicatadas, aunque pueden ser concentrados por algunos minerales accesorios. Los diagramas Harker de estos elementos se muestran en la **Fig. 4.8**.





**Fig. 4.8** – Diagramas Harker para elementos HFSE (Y, Zr, Hf, Nb, Ta y Th) para los 3 conjuntos de muestras en estudio.

Los elementos Zr, Hf y Th tienen patrones crecientes con el contenido de sílice, con una dispersión moderada de datos. Los elementos Y, Ta y Nb no tienen una correlación con el contenido de sílice debido a que la dispersión de datos es muy alta en estos casos. Además, para todos los elementos, hay numerosas muestras que exhiben el mismo contenido de dicho elemento independiente del contenido de sílice. Los valores máximos y mínimos para estos elementos se muestran en la **Tabla 9**.

**Tabla 9** – Contenido mínimo y máximo de ppm de elementos HFSE (Y, Zr, Hf, Nb, Ta y Th) para los 3 conjuntos de muestras analizados.

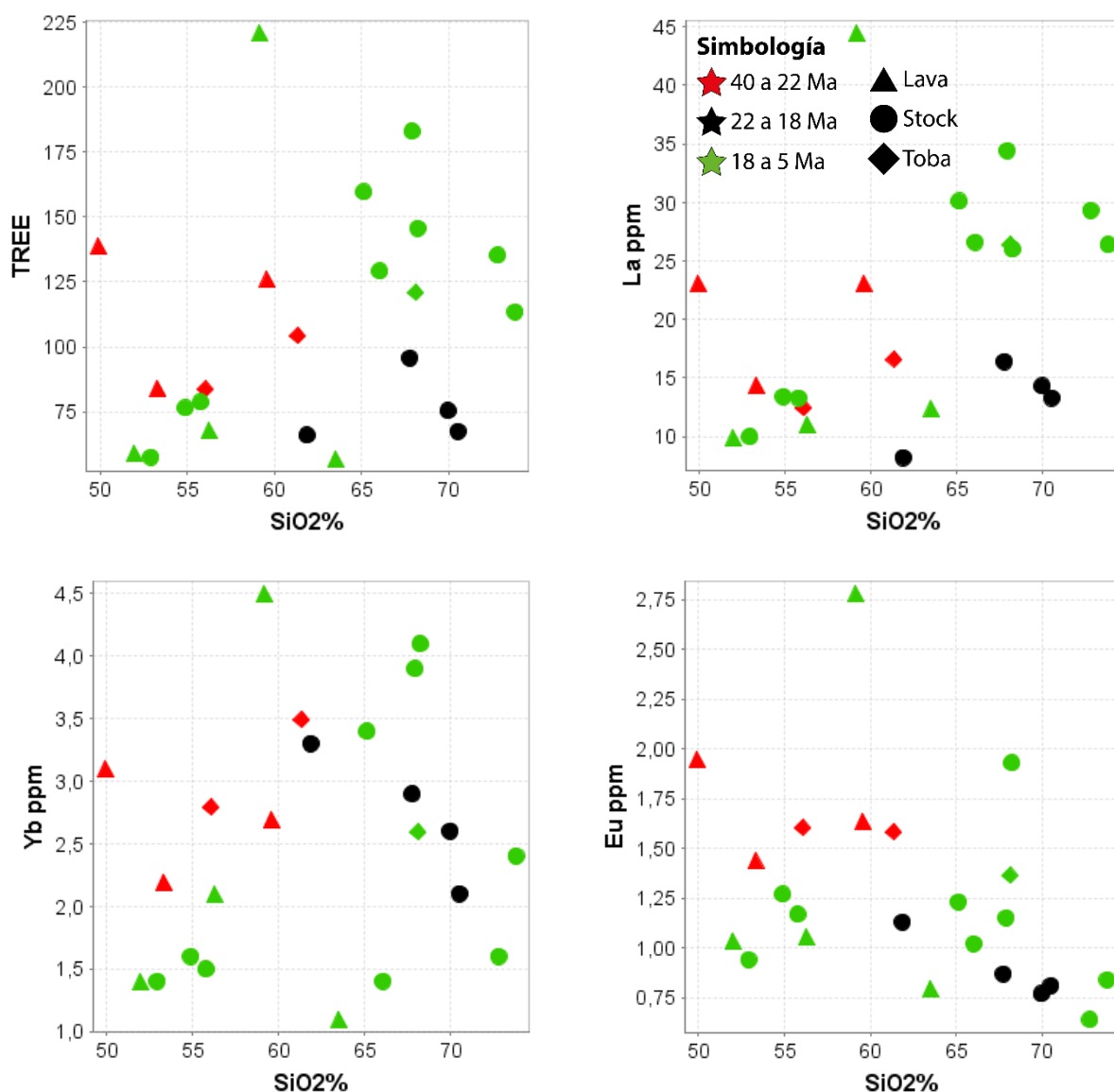
ppm	Y	Zr	Hf	Nb	Ta	Th
<b>G1. 40 a 22 Ma</b>						
Min.	21	43	1,3	2	0,1	1
Max.	33	174	4,4	5	0,5	9,4
<b>G2. 22 a 18 Ma</b>						
Min.	18	100	2,8	0,5	0,1	1,7
Max.	32	188	4,6	4	0,3	7,6
<b>G3. 18 a 5 Ma</b>						
Min.	10	53	1,4	0,5	0,05	2
Max.	40	381	8,5	10	1	28,6

#### 4.2.2.4 Tierras Raras (REE)

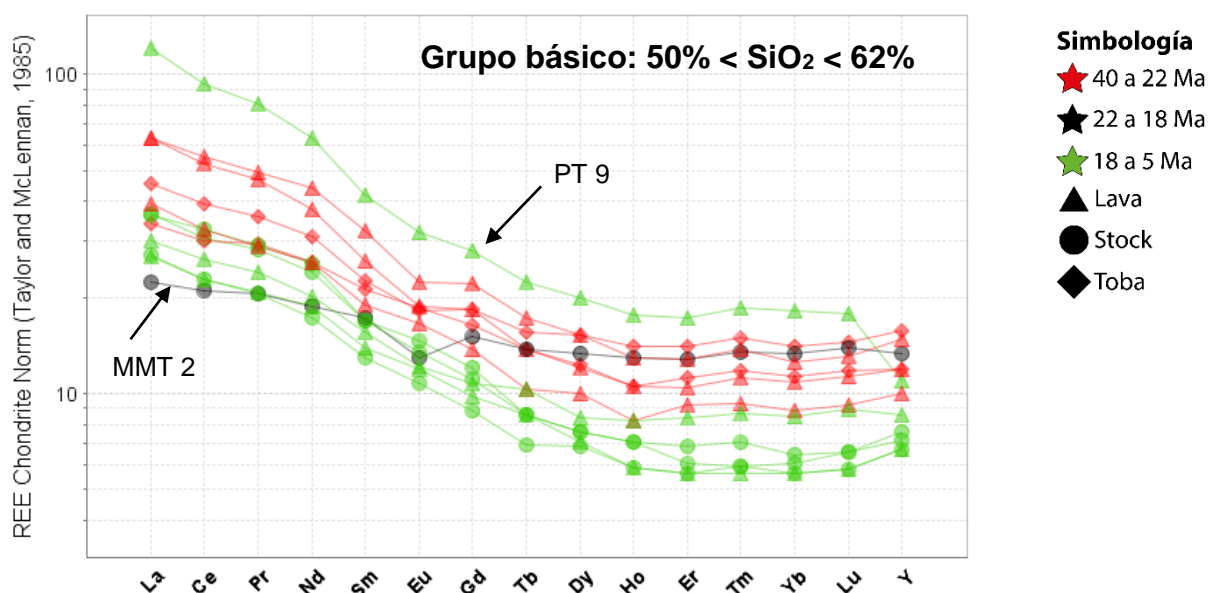
A continuación, se presentan los resultados de los análisis químicos de tierras raras realizados a las muestras en estudio. Además de la agrupación de las muestras por edad, para cada conjunto se realizó una subdivisión composicional en base al contenido de sílice. De este modo, las muestras con contenidos de sílice  $\leq 62\%$   $\text{SiO}_2$  constituyen el grupo “básico”, mientras que las rocas con contenidos de sílice  $> 62\%$   $\text{SiO}_2$  constituyen el grupo “ácido”. En cuanto al contenido total de tierras raras (TREE) es posible reconocer de forma general un aumento en el contenido de REE con el aumento del  $\text{SiO}_2$ , con un enriquecimiento de LREE a similares contenidos de HREE para algunas muestras (**Fig. 4.9**). Lo anterior es reconocible en la mayoría de los patrones a excepción de casos particulares (muestras PT 42, MMT 2 y PT 9). Las **Fig. 4.10** y **Fig. 4.11** corresponden a los diagramas de REE normalizados al condrito de Nakamura (1974) para cada uno de los grupos composicionales en estudio.

Con respecto al comportamiento del Eu, en la **Fig. 4.9** se observa que para todas las muestras básicas el contenido de Eu es prácticamente constante a pesar de la variación en el contenido de  $\text{SiO}_2$ . Por el contrario, para las muestras del grupo ácido se observa una disminución del contenido de Eu con el aumento del contenido de  $\text{SiO}_2$ , sugiriendo el fraccionamiento de plagioclasa cálcica en etapas más tempranas de cristalización.





Para el subgrupo básico, todas las unidades muestran patrones paralelos a subparalelos entre sí, a excepción de la única muestra de composición básica del grupo transicional que presenta un patrón más plano en comparación al resto, con los menores contenidos de LREE y un patrón prácticamente plano en las REE medias y pesadas (**Fig. 4.10**). Dicha muestra (MMT 2) presenta un contenido de SiO<sub>2</sub> de 61,86% y corresponda a la roca de composición más diferenciada del grupo. En el diagrama se observa que, a excepción de una muestra (PT 9), todas las rocas representativas de las unidades más jóvenes presentan los contenidos más bajos de REE del subgrupo básico, mientras que las muestras de la unidad más antigua presentan los valores más altos. En la **Tabla 10** se presentan los rangos de valores de La, Lu y de las razones La/Yb, La/Sm y Sm/Yb obtenidos para las muestras básicas por grupo.



**Fig. 4.10** – Diagrama REE normalizado al condrito (Taylor & McLennan, 1985) para rocas de composición basáltica y andesítica (grupo básico) de las tres unidades en estudio.

**Tabla 10** – Valores mínimos y máximos de La, Lu y de las razones La/Yb, La/Sm y Sm/Yb para las muestras básicas más antiguas que 22 Ma y más jóvenes que 18 Ma.

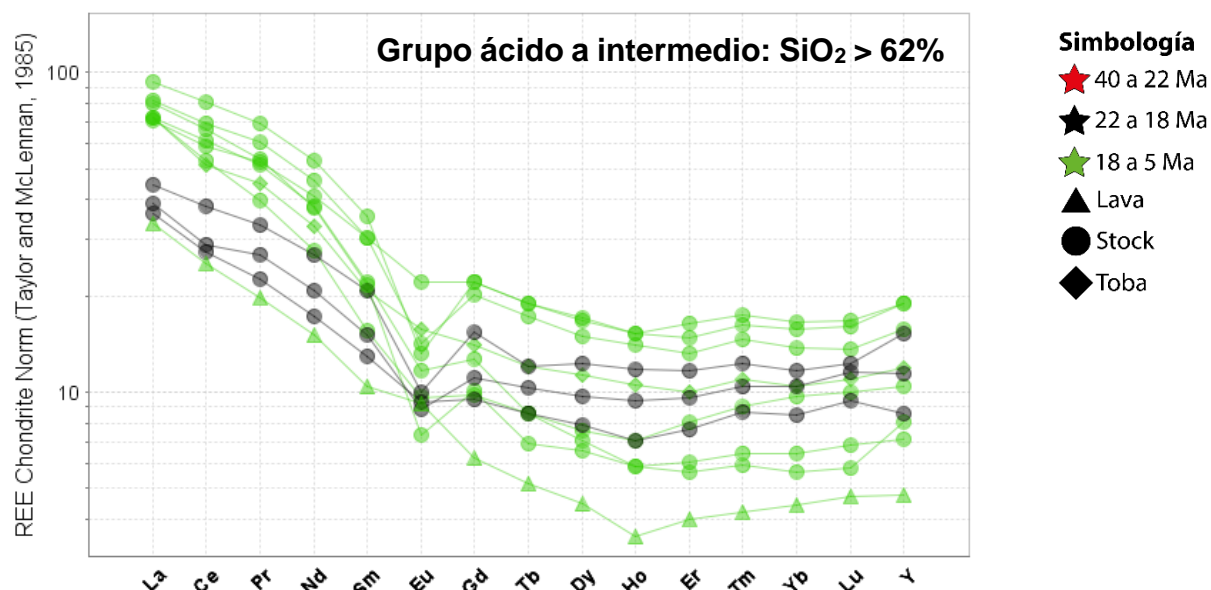
Para el grupo composicional se presentan los valores obtenidos para la única muestra básica del grupo.

	La	Lu	La/Yb	La/Sm	Sm/Yb
<b>G1. 40 a 22 Ma</b>					
Min.	12,5	0,4	4,5	2,6	1,5
Max.	23,1	0,6	8,6	3,9	2,4
<b>G2. 22 a 18 Ma</b>					
	8,2	0,5	2,5	2,1	1,2
<b>G3. 18 a 5 Ma</b>					
Min.	9,9	0,2	5,3	3,1	1,7
Max.	44,5	0,7	9,9	4,6	2,6

En lo que respecta a la forma de los patrones para todas las unidades, en las tierras raras pesadas (HREE) se observa un patrón relativamente plano, mientras que entre las tierras raras livianas (LREE) y medianas (MREE) se observan morfologías prácticamente rectas de baja pendiente. La muestra analizada para el grupo transicional muestra un patrón considerablemente más plano que el resto de los patrones observables en el diagrama (**Fig. 4.10**), con una morfología recta de pendiente entre LREE y MREE considerablemente inferior al resto. Esta muestra, además, es la única del grupo básico que presenta una anomalía negativa de Eu asociada a su mayor contenido de SiO<sub>2</sub> con respecto a la mayoría de las muestras de este grupo.

Para el subgrupo ácido también se observan en términos generales patrones subparalelos entre todas las muestras, y en particular entre las muestras pertenecientes a las mismas unidades (**Fig. 4.11**). Las muestras pertenecientes a las unidades más jóvenes presentan un mayor enriquecimiento de LREE en comparación a las muestras

del grupo transicional, con patrones de mayor pendiente para estos elementos. En la **Tabla 11** se presentan los rangos de valores de La, Lu y de las razones La/Yb, La/Sm y Sm/Yb obtenidos para las muestras ácidas para los grupos de edad definidos.



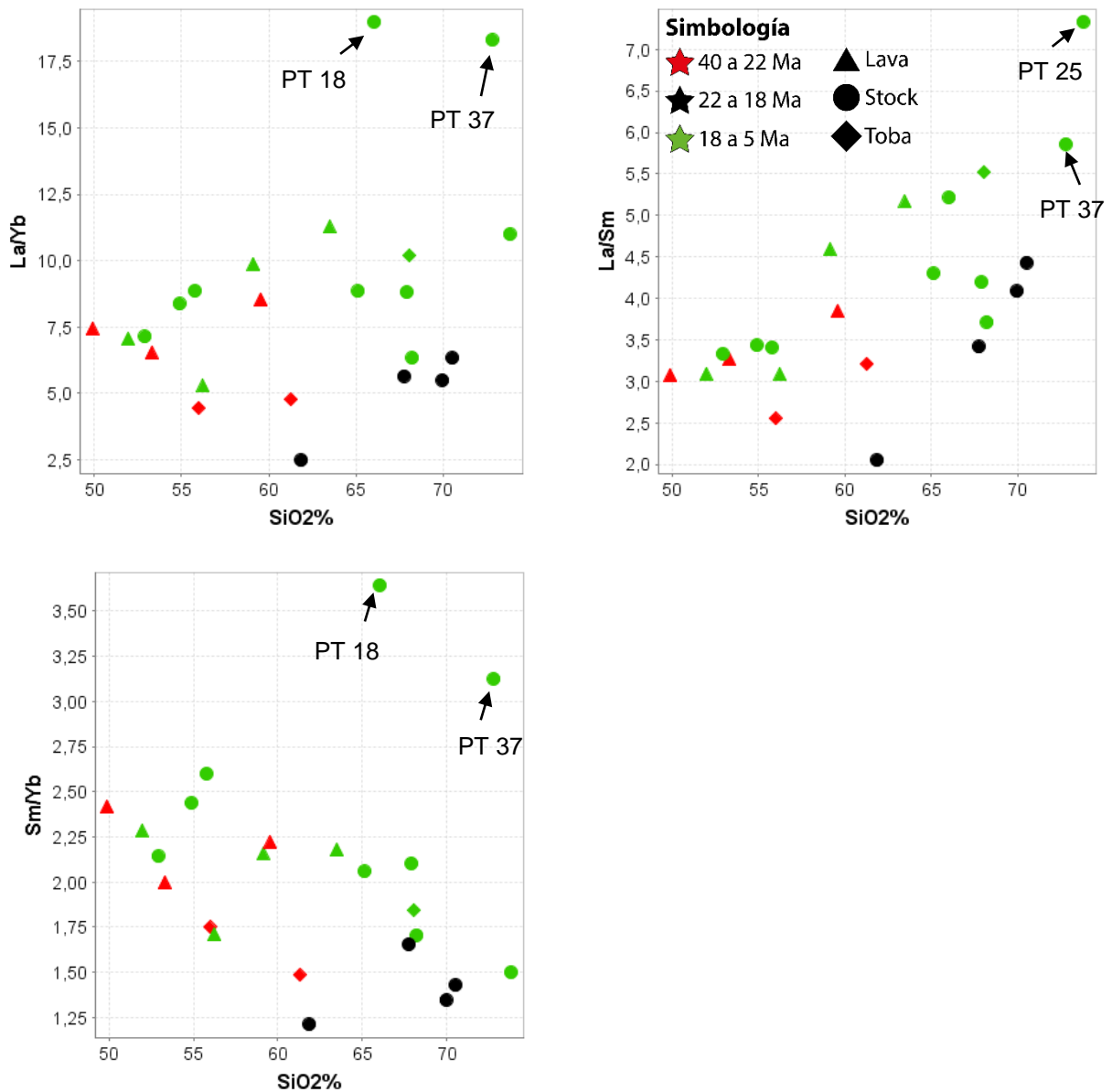
**Fig. 4.11** – Diagrama REE normalizado al condrito (Taylor & McLennan, 1985) para rocas de composición dacítica y riolítica (grupo ácido) de las tres unidades en estudio.

**Tabla 11** – Valores mínimos y máximos de La, Lu y de las razones La/Yb, La/Sm y Sm/Yb para las muestras ácidas de 22-18 Ma y más jóvenes que 18 Ma.

	La	Lu	La/Yb	La/Sm	Sm/Yb
<b>G2. 22 a 18 Ma</b>					
Min.	13,3	0,4	5,5	3,4	1,3
Max.	16,4	0,7	6,3	4,4	1,7
<b>G3. 18 a 5 Ma</b>					
Min.	12,4	0,2	4,8	3,2	1,5
Max.	44,5	0,7	19,0	7,3	3,6

En los dos grupos de muestras que conforman el subgrupo ácido se tienen patrones relativamente planos entre las HREE, sin observarse empobrecimiento de MREE con respecto a LREE y HREE. Para ambos grupos, en la mayoría de las muestras se observan anomalías negativas de Eu, a excepción de las muestras PT 3, PT 7, PT 25 y PT 62 (grupo más joven). Nuevamente la presencia de esta anomalía negativa de Eu se presenta asociada a rocas más diferenciadas.

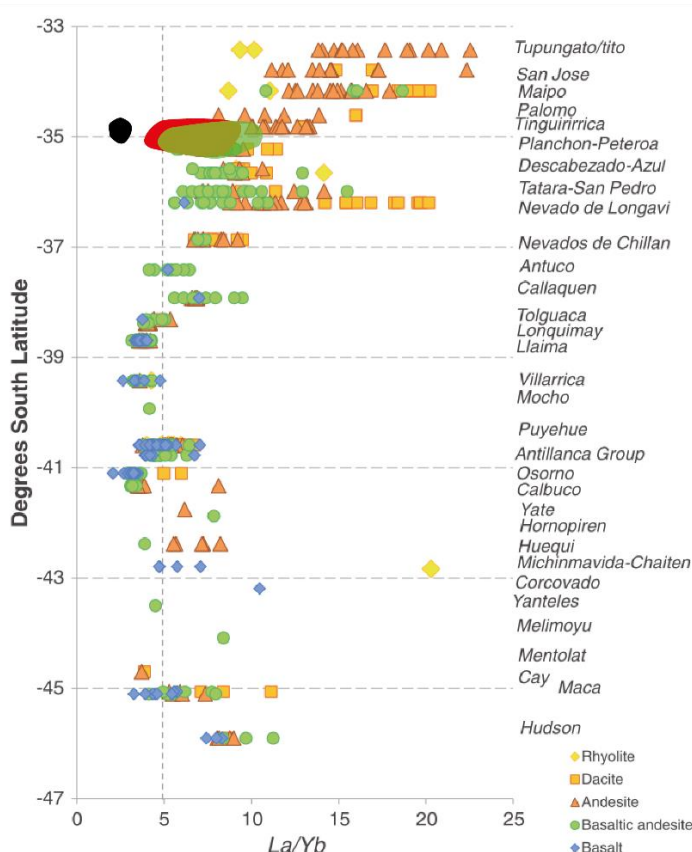
Para analizar las condiciones de presión bajo las cuales se han generado los magmas se calculan las razones La/Yb, La/Sm y Sm/Yb. Dichas razones han sido a su vez relacionadas directamente a variaciones en el espesor cortical, (e.g., Charrier *et al.*, 2002; Haschke *et al.*, 2002; Nyström *et al.*, 2003; Kay *et al.*, 2005; Chapman *et al.*, 2015). En la **Fig. 4.12** se observan las variaciones de los valores de las razones La/Yb, La/Sm y Sm/Yb de acuerdo al contenido de sílice de cada muestra, según su grupo de edad.



En los diagramas para las razones La/Yb, La/Sm y Sm/Yb se observa que a iguales contenidos de sílice las muestras pertenecientes a los grupos más antiguo y más joven presentan valores similares para dichas razones. Dichas muestras describen campos prácticamente indistinguibles entre sí. Para el grupo de 22-18 Ma no se observa una tendencia clara, aunque éste define un campo completamente distinguible del resto de las muestras. Las muestras de 22-18 Ma son las que presentan los valores más bajos para estas razones a iguales contenidos de sílice. Las muestras PT 18, PT 25 y PT 37 presentan los valores notoriamente más altos para estas razones y se debe notar que corresponden exclusivamente a muestras cuya edad está comprendida entre los 8 y 5 Ma.



Se integraron las muestras analizadas en este trabajo al diagrama de Hickey-Vargas *et al.* (2016) (**Fig. 4.13**) a modo de comparar los valores obtenidos de las razones La/Yb con respecto a las rocas del frente volcánico de la Zona Volcánica Sur (ZVS). En este diagrama se observa que las muestras más antiguas que 22 Ma y más jóvenes que 18 Ma describen campos que se superponen en la mayoría de su extensión, y presentan valores de la razón La/Yb similares a los descritos por las muestras de la ZVS entre los 36° y 37°S. El campo de 22-18 Ma representa los valores más bajos en el área de estudio, siendo similares a los valores registrados por muestras de la ZVS entre los 39° y 40°S. De acuerdo a Hildreth & Moorbath (1988) y Tassara *et al.* (2006), ocurre una disminución progresiva del espesor cortical a lo largo de la Cordillera Principal de N a S. De acuerdo a Tassara *et al.* (2006), entre los 36° y 37°S existiría un espesor cortical bajo el actual frente volcánico de 45 a 35 km, mientras que entre los 39° y 40°S el espesor cortical variaría entre los 35 y 30 km.



**Fig. 4.13** – Diagrama de variación de las razones La/Yb según latitud para las rocas del frente volcánico de la ZVS.

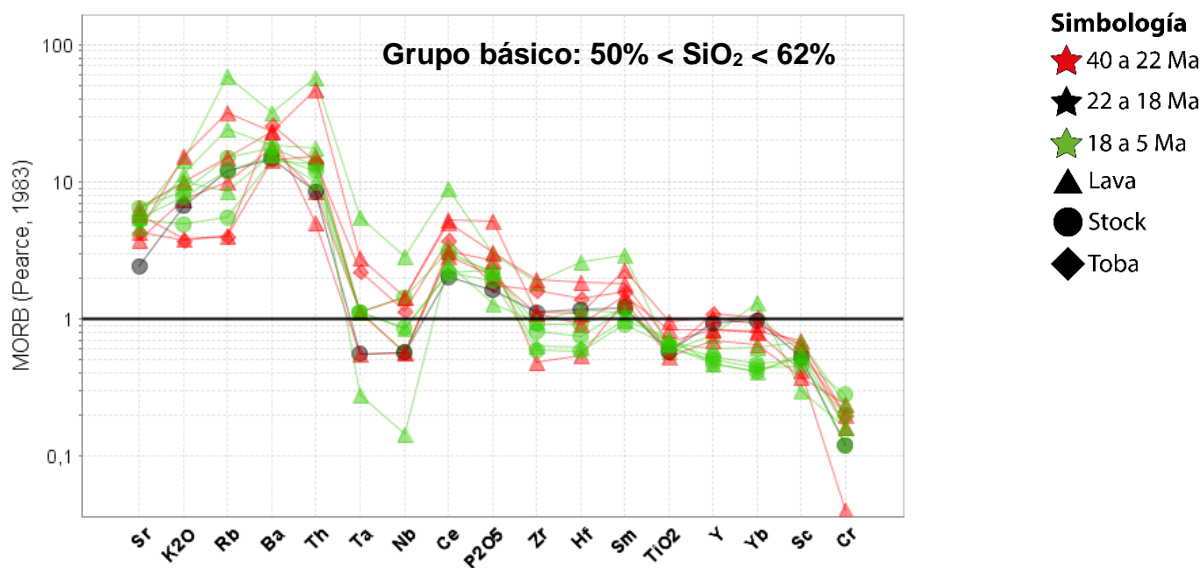
Se presentan los campos definidos por las muestras en estudio del grupo composicional básico ( $\text{SiO}_2 \leq 62\%$ ) según su grupo de edad. El campo rojo corresponde al definido por las muestras más antiguas que 22 Ma, el campo negro a la muestra básica de 22-18 Ma y el campo verde a las muestras básicas más jóvenes que 18 Ma. Tomado y modificado de Hickey-Vargas *et al.* (2016).

#### 4.2.2.5 Diagramas Multielemento

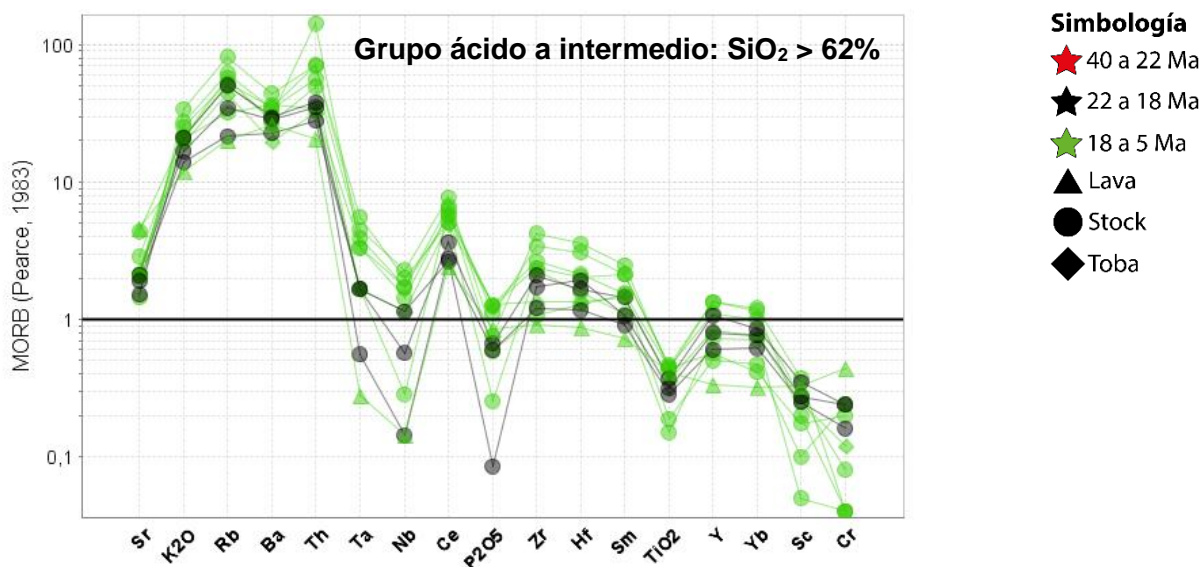
A continuación, se presentan los diagramas multielemento normalizados al N-MORB de Pearce (1983) para las muestras analizadas (**Fig. 4.14**, **Fig. 4.15**). Para esta sección se utilizó la misma subdivisión composicional empleada en el análisis de REE. Para todas las unidades, en ambos subgrupos composicionales, las muestras presentan un enriquecimiento de elementos LILE (Sr, K<sub>2</sub>O, Rb, Ba, Th) con respecto a los elementos HFSE y una marcada fosa Nb-Ta (**Fig. 4.14**, **Fig. 4.15**), cuya notoriedad varía dependiendo de la muestra. Estas características se asocian a magmas de arco generados en ambientes de subducción, como en el caso del margen Andino (e.g., Pearce & Peate, 1995). Para todas las unidades las muestras definen patrones subparalelos entre sí, con una correlación positiva entre el aumento del contenido de sílice y el contenido de los elementos en estudio a excepción del Sr.

Al comparar la abundancia de elementos LILE en ambos grupos composicionales, para las muestras de 22-18 Ma y de <18 Ma se observa que los contenidos de K<sub>2</sub>O, Rb, Ba y Th aumentan con el sílice (**Fig. 4.14**, **Fig. 4.15**). De este modo, se evidencia el carácter incompatible de dichos elementos en la evolución de los magmas. Por el contrario, el contenido de Sr disminuye ligeramente con el contenido de sílice.

Para el subgrupo básico (**Fig. 4.14**) los patrones de los elementos HFSE de todas las muestras son similares entre sí, siguiendo de forma relativamente paralela a los valores de estos elementos para el N-MORB. Las unidades de <18 Ma presentan patrones con un empobrecimiento relativo en el contenido de HFSE, que es más notorio en los elementos Y e Yb. Se observa claramente una fosa Nb-Ta descrita por todos los patrones a pesar de la dispersión de datos, cuyos valores más empobrecidos y enriquecidos son alcanzados por muestras pertenecientes a las unidades de <18 Ma. Para todos los casos se observa un enriquecimiento significativo de LILE sobre HFSE. Para el caso particular del K<sub>2</sub>O y el Rb se observan diferencias en los patrones a causa de la gran dispersión de datos, probablemente debido a la gran movilidad de estos elementos. De forma general, todas las muestras presentan un empobrecimiento en el contenido de Cr, y en menor medida de Sc, con respecto al MORB lo que resalta su carácter fraccionado. Lo anterior se condice con lo descrito en los diagramas Harker en cuanto a los contenidos de SiO<sub>2</sub>, MgO, #Mg, Cr y Ni, en donde a pesar de pertenecer al subgrupo básico las muestras no son composicionalmente primitivas.



**Fig. 4.14** – Diagrama multielemento normalizado al N-MORB de Pearce (1983) para rocas de composición basáltica y andesítica (grupo básico) de las 3 unidades en estudio.



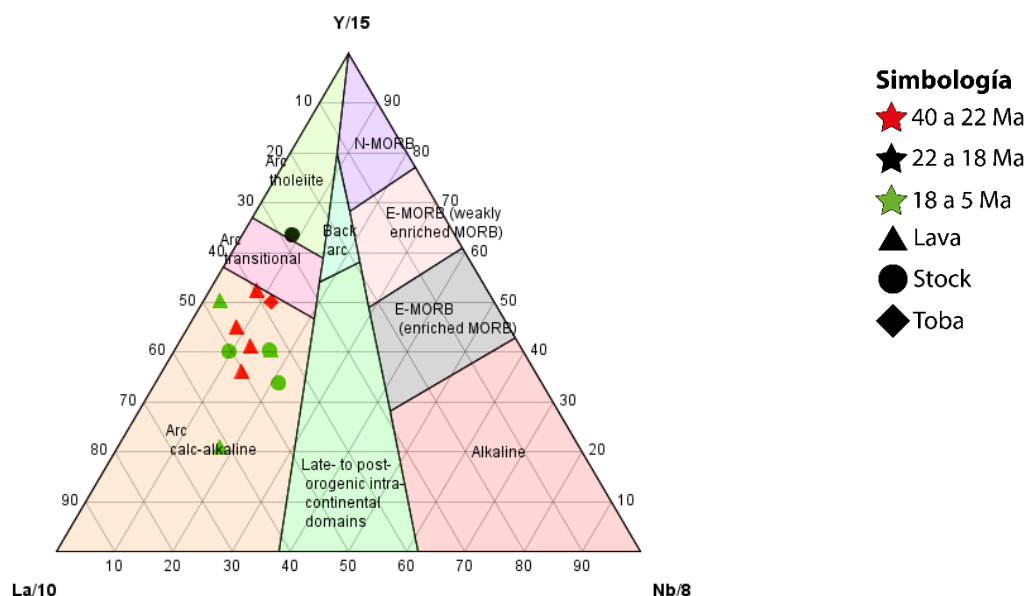
**Fig. 4.15** – Diagrama multielemento normalizado al N-MORB de Pearce (1983) para rocas de composición dacítica y riolítica (grupo ácido) de las 3 unidades en estudio.

Para el subgrupo ácido (**Fig. 4.15**), los patrones de los elementos HFSE para las muestras de los grupos de 22-18 Ma y <18 Ma son muy similares entre sí, con diferencias leves en los contenidos de Sc y Cr. Para dichos elementos, las muestras con los valores máximos y mínimos forman parte del grupo de <18 Ma. Para los elementos Zr y Hf la mayoría de las muestras presentan contenidos sobre los valores del N-MORB, a diferencia de lo que ocurre con las muestras del subgrupo básico. En general, a excepción de la muestra PT 62, todas las muestras exhiben una anomalía negativa de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> que es más notoria en las muestras del grupo de 22-18 Ma. En el caso de los elementos Nb y Ta, todas las muestras describen anomalías negativas siendo más

evidentes en el caso del Ta. Las muestras que conforman el grupo transicional son las que presentan los valores más empobrecidos para los elementos Nb y Ta, y para todos los elementos LILE. Al igual que para el subgrupo básico, todas las muestras presentan un empobrecimiento en el contenido de Cr con respecto al N-MORB.

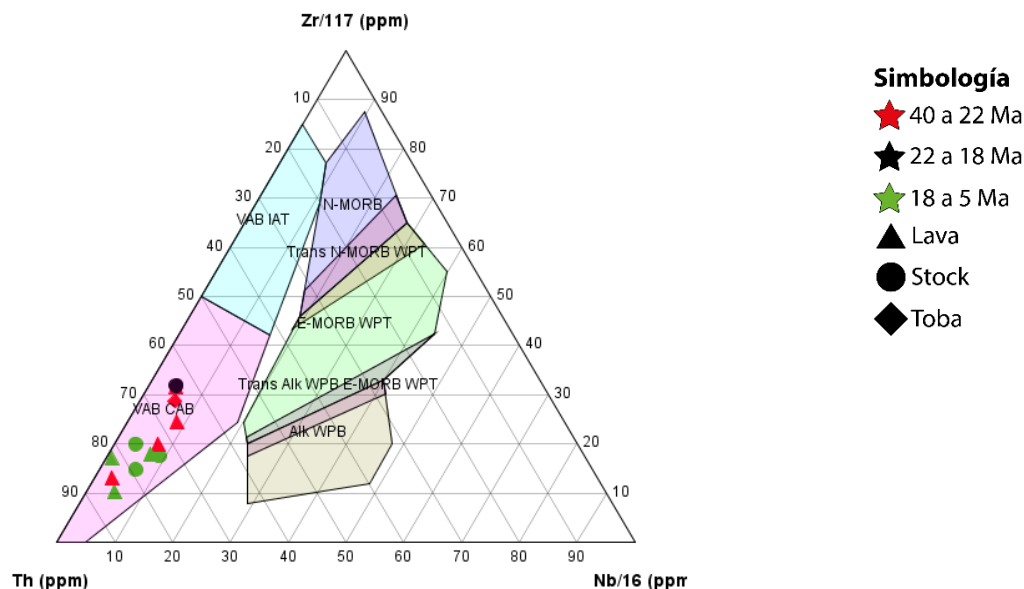
#### 4.2.2.6 Diagramas de discriminación tectónica

Con fin de complementar el análisis de la química de las rocas en estudio, se utilizaron diagramas de discriminación tectónica basados en el uso de elementos traza y elementos inmóviles para las 12 muestras pertenecientes al grupo composicional básico. De acuerdo al diagrama de Cabanis & Lecolle (1989), todas las muestras básicas de las unidades más antiguas y más jóvenes se ubican en el campo de arco calcoalcalino, mientras que la muestra básica representativa del grupo transicional se ubica en el campo de arco toleítico (**Fig. 4.16**). En el diagrama de Wood (1980) se observa que todas las muestras se ubican en el campo de basaltos de arco volcánico (VAB) y basaltos calcoalcalinos (CAB), indicando que éstas presentan signatures típicas de magmatismo de arco calcoalcalino (**Fig. 4.17**). A partir de la información que aportan ambos diagramas, junto con lo evidenciado por los diagramas multielemento, se desprende que las muestras representativas de todas las unidades en estudio presentan composiciones afines con rocas calcoalcalinas de arco, típicas de ambiente de subducción.



**Fig. 4.16** – Diagrama de clasificación tectónica para rocas ígneas máficas para las muestras del grupo composicional básico, de Cabanis & Lecolle (1989).





**Fig. 4.17** – Diagrama de discriminación tectónica en base al contenido de Th, Zr y Nb (Wood, 1980) para las muestras del grupo composicional básico.

VAB: Volcanic arc basalt; CAB: Calc-alkaline 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.

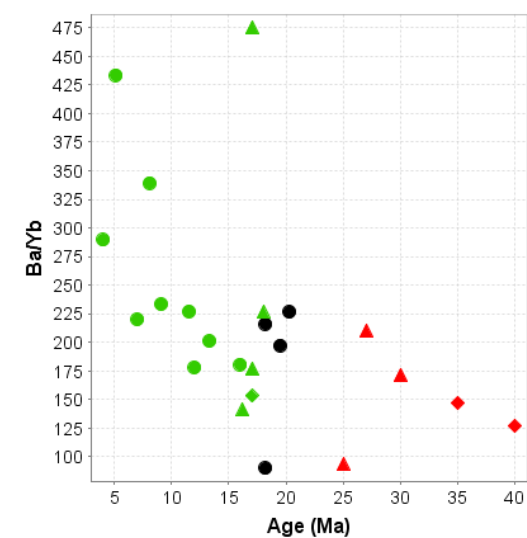
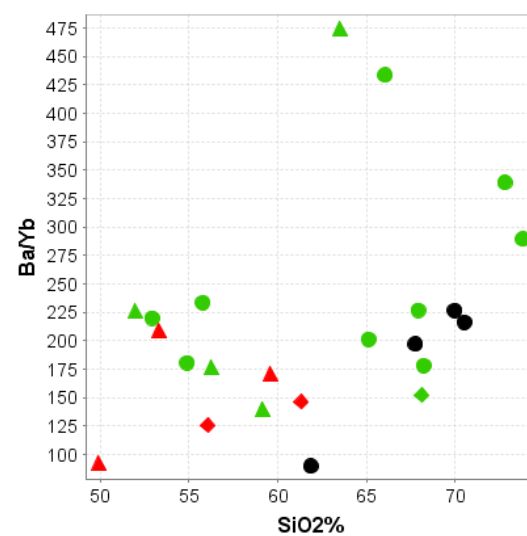
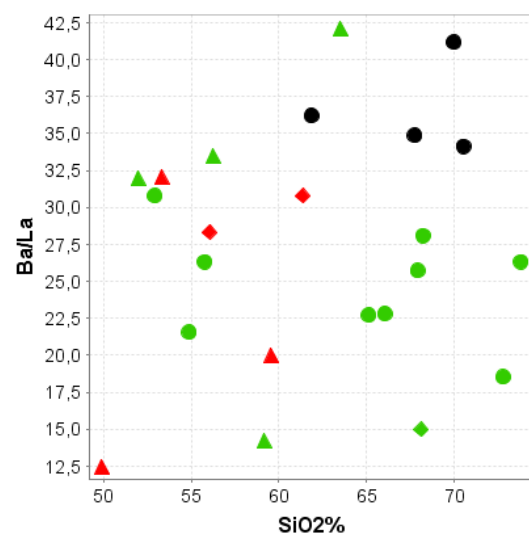
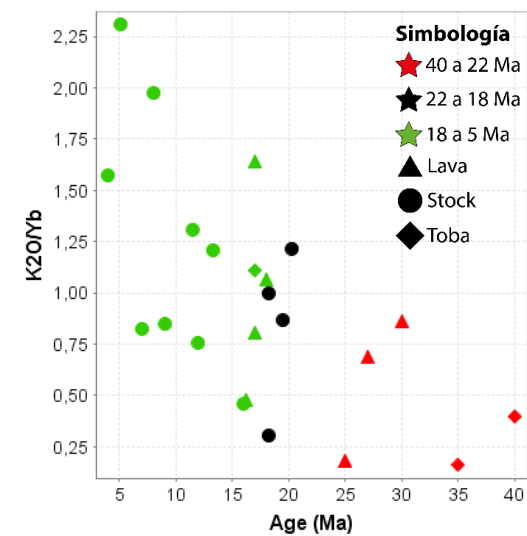
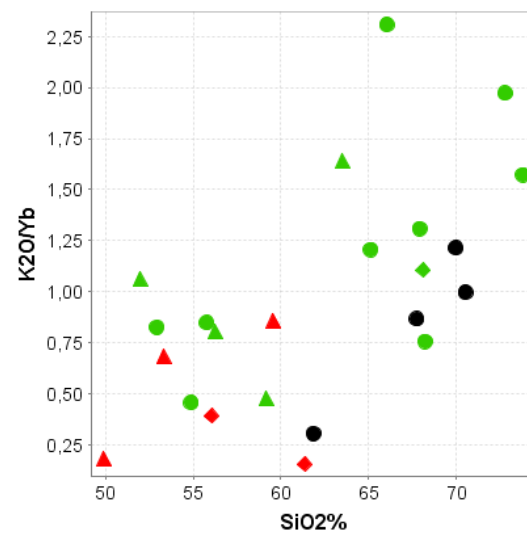
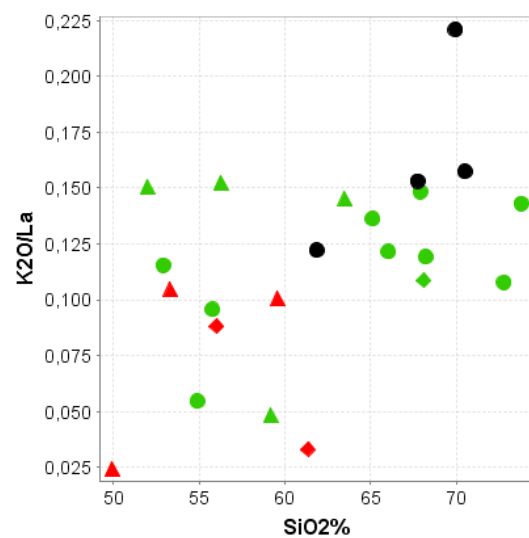
#### 4.2.2.7 Razones de elementos traza incompatibles de interés petrogenético

De acuerdo a múltiples trabajos, una de las características principales del magmatismo de arco desarrollado en zonas de subducción corresponde al enriquecimiento de elementos LILE con respecto a los elementos HFSE. Dicha particularidad composicional en los magmas es atribuida al “componente de subducción”, asociado al aporte de fluidos/fundidos derivados de la placa subductante hacia la cuña astenosférica (e.g. Pearce 1983; Pearce & Peate, 1995). Las razones LILE/LREE y LILE/HFSE se han utilizado con el objetivo de verificar las variaciones en el tiempo de la influencia del componente de subducción, cambios en el grado de fusión parcial, o la participación de componentes corticales en la evolución de los magmas, mientras que las razones HFSE/HFSE han sido utilizadas para identificar diferencias en la fuente astenosférica.

Para los cálculos de estas razones se emplearon los elementos La e Yb como representantes de los grupos de LREE y HFSE, respectivamente. A continuación, en la **Fig. 4.18**, se muestran los diagramas para las razones LILE/La y LILE/Yb según los contenidos de sílice de las muestras de todas las unidades en estudio. En el caso de los diagramas para las razones LILE/La, con los elementos K<sub>2</sub>O y Ba, se observa una gran dispersión en los datos sin una correlación evidente con los contenidos de sílice de las muestras. Para los elementos Rb y Cs se observa en general que todos los grupos de muestras presentan valores similares para dichas razones a iguales contenidos de SiO<sub>2</sub>. En el caso del Rb existe una aparente correlación positiva con el aumento del sílice. En el caso de las razones LILE/Yb vs SiO<sub>2</sub> para los elementos K<sub>2</sub>O, Ba, Rb y Cs se observa cierta dispersión de los datos, aunque nuevamente a iguales contenidos de sílice las

muestras básicas de >22 Ma y de <18 Ma presentan valores similares para estas razones. Por otro lado, la muestra básica del grupo de 22-18 Ma es la que presenta en todos los casos los valores mínimos. Existen algunas muestras diferenciadas pertenecientes al grupo de <18 Ma que alcanzan valores considerablemente mayores al resto de las muestras. Para el caso particular del Rb se observa una correlación positiva entre los valores de dicha razón y los contenidos de sílice. Adicionalmente se presentan gráficos de variación de las razones LILE/Yb con la edad de las muestras (**Fig. 4.18**).

Los gráficos LILE/LREE y LILE/HFSE vs SiO<sub>2</sub> se realizaron con el objetivo de determinar si las razones antes mencionadas están relacionadas en cierta medida al grado de diferenciación de los magmas originarios de las muestras analizadas. La gran dispersión en los datos para la mayoría de los casos permite concluir que los valores de estas razones son similares para todos los grupos. Algunas razones muestran correlaciones positivas con el aumento del sílice. De acuerdo a lo anterior se puede inferir que el grado de diferenciación de los magmas sí controla en cierta medida los valores de las razones LILE sobre los elementos LREE y HFSE, lo que es más notorio para los elementos La e Yb como normalizadores de las razones.



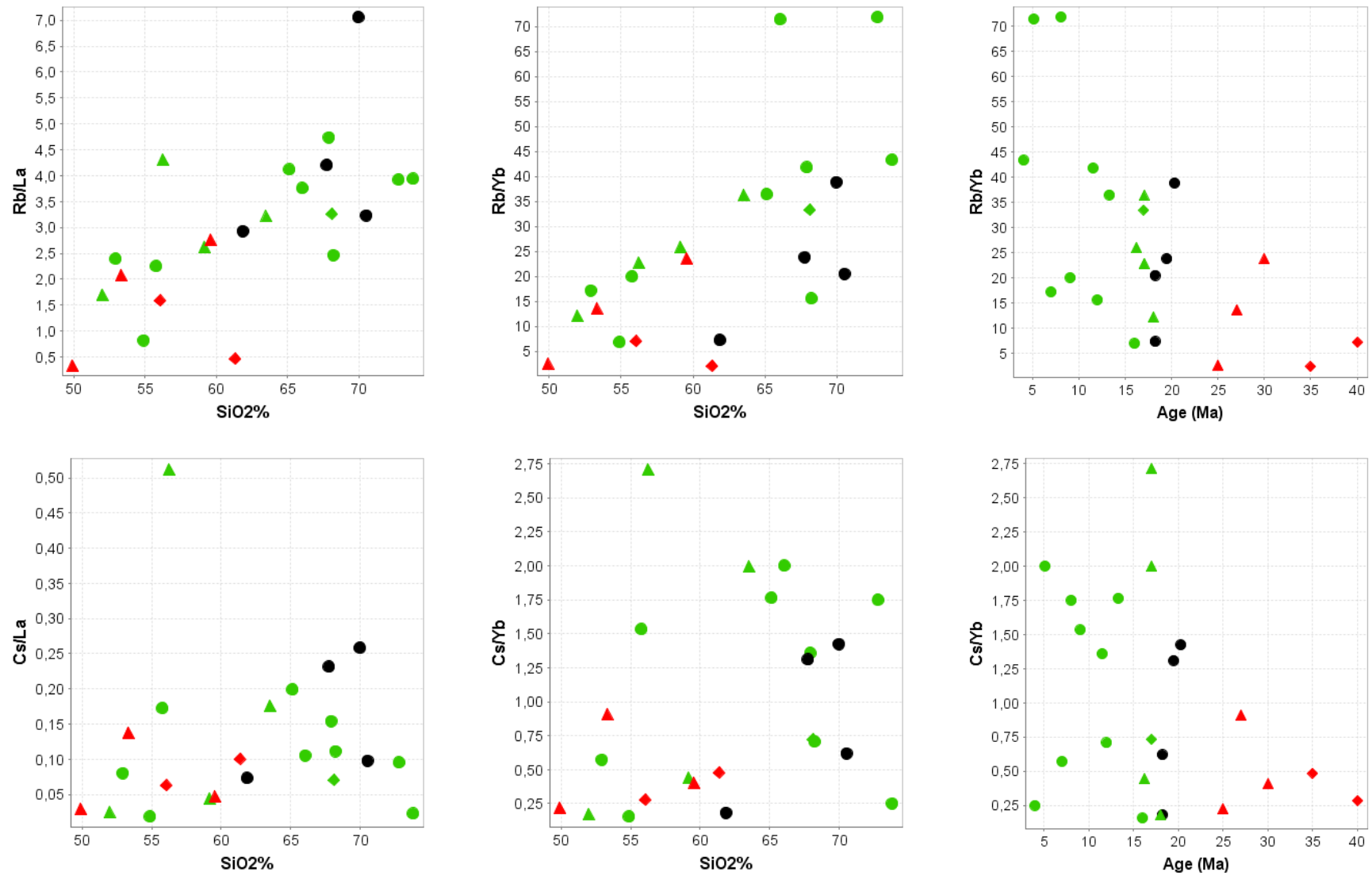


Fig. 4.18 – Variación de razones de elementos LILE/LREE y LILE/HFSE de acuerdo al contenido de sílice de las muestras y según su agrupación por edad.

### 4.3 ANÁLISIS ISOTÓPICOS DE Sr-Nd

Durante este trabajo se realizaron análisis isotópicos de Sr-Nd de roca total a 11 muestras. En primera instancia se analizaron 7 muestras en el laboratorio de Geociencias de la UNAM las que se indican en la **Tabla 12**. En segunda instancia se realizaron 4 análisis isotópicos de Sr-Nd en roca total en el Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie, Université Paul-Sabatier (**Tabla 12**). La distribución espacial de las muestras analizadas se presenta en la **Fig. 4.19**.

**Tabla 12** – Muestras analizadas en el laboratorio de Geociencias de la UNAM (A) y en el Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie, Université Paul-Sabatier (B), con sus características litológicas, unidad, grupo correspondiente y contenido de SiO<sub>2</sub>.

Muestra	Litología	Unidad	Grupo	SiO <sub>2</sub>	Laboratorio
PT 33	Toba cristalina andesítica	Fm. Abanico	40 a 22 Ma	~56%	A
PT 42	Lava basáltica	Fm. Abanico	40 a 22 Ma	~50%	B
PT 12	Lava andesítica	Fm. Abanico	40 a 22 Ma	~60%	B
MMT 1	Stock granodiorítico	Intrusivos Mio-Pliocenos	22 a 18 Ma	~68%	A
MMT 2	Stock diorítico	Intrusivos Mio-Pliocenos	22 a 18 Ma	~62%	B
PT 62	Lava dacítica	Fm. Corona del Fraile	18 a 5 Ma	~63%	B
PT 66	Lava basáltica	Fm. Corona del Fraile	18 a 5 Ma	~52%	A
PT 16	Dique cuarzodiorítico	Intrusivos Mio-Pliocenos	18 a 5 Ma	~55%	A
PT 38	Stock tonalítico	Intrusivos Mio-Pliocenos	18 a 5 Ma	~56%	A
PT 37	Stock granítico	Intrusivos Mio-Pliocenos	18 a 5 Ma	~73%	A
PT 18	Stock granodiorítico	Intrusivos Mio-Pliocenos	18 a 5 Ma	~66%	A

En la **Tabla 13** se presentan los valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$ ,  $\epsilon\text{Sr}(\text{i})$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{i})$  y  $\epsilon\text{Nd}(\text{i})$  obtenidos para cada una de las muestras mencionadas anteriormente. Para el caso de las muestras analizadas en la UNAM, los valores de las razones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  fueron calculados a partir de abundancias isotópicas, debido a que no se cuenta con los valores de las razones padre/hijo para ese set de 7 muestras. Para los cálculos se emplearon edades estimadas a partir de los trabajos de Mosolf (2013) y Tapia (2015), y edades U-Pb obtenidas durante esta tesis. Para las muestras analizadas en la Université Paul-Sabatier, los cálculos de las razones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  fueron realizados utilizando el valor medido de las razones de isótopos padre/hijo  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (**Anexo C**), respectivamente, obteniéndose valores de mayor precisión con respecto al resto de análisis isotópicos del par Sr-Nd de roca total. Para estos cálculos se emplearon edades estimadas a partir de los trabajos de Contreras & Schilling (en prensa), Mosolf (2013) y Tapia (2015), y edades U-Pb obtenidas durante esta tesis.



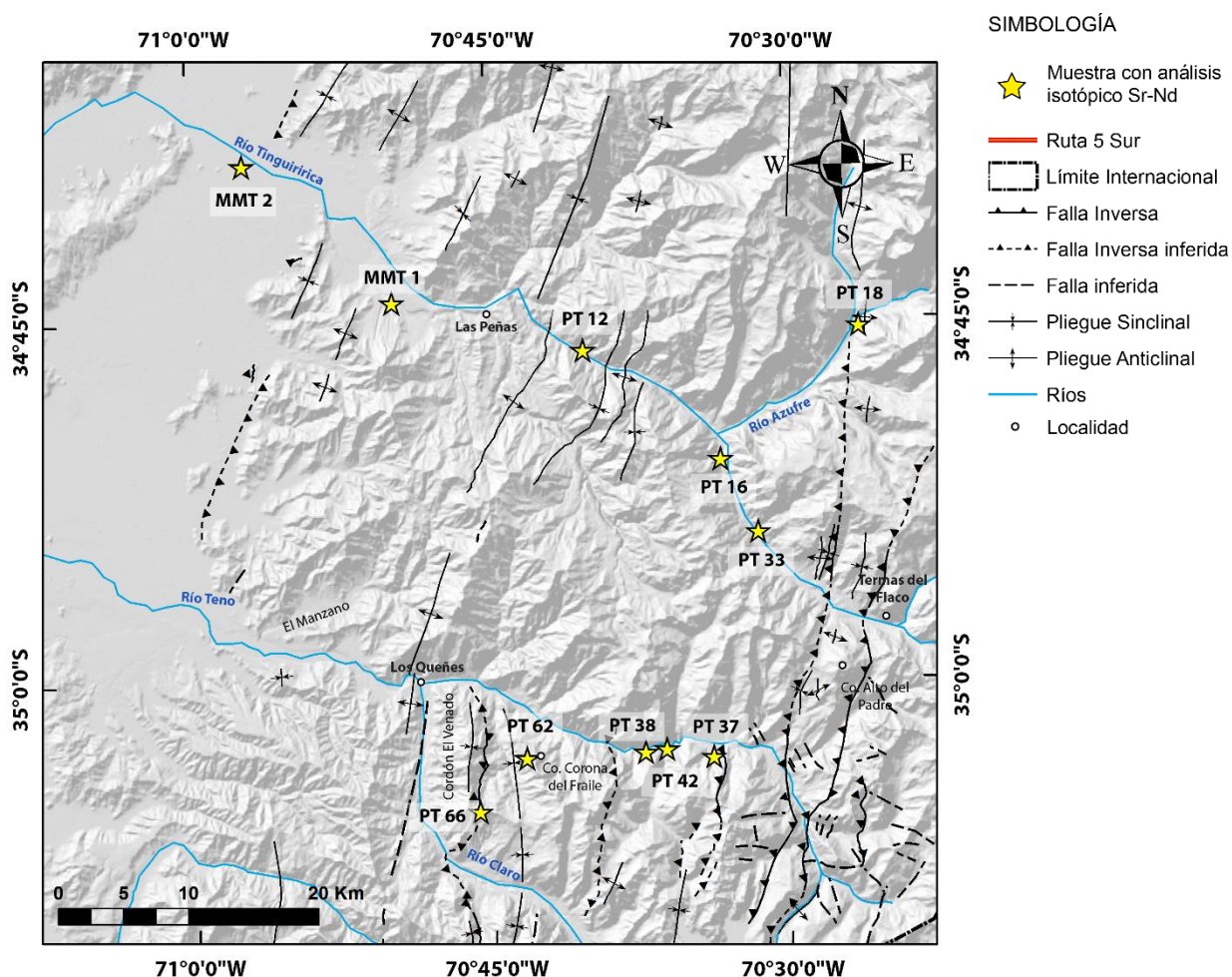


Fig. 4.19 – Distribución de las muestras con análisis isotópicos de Sr-Nd dentro del área de estudio.

**Tabla 13** – Valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$ ,  $\epsilon\text{Sr}(\text{i})$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{i})$  y  $\epsilon\text{Nd}(\text{i})$  calculados por muestra a partir de los resultados obtenidos de los análisis isotópicos de Sr-Nd en roca total.

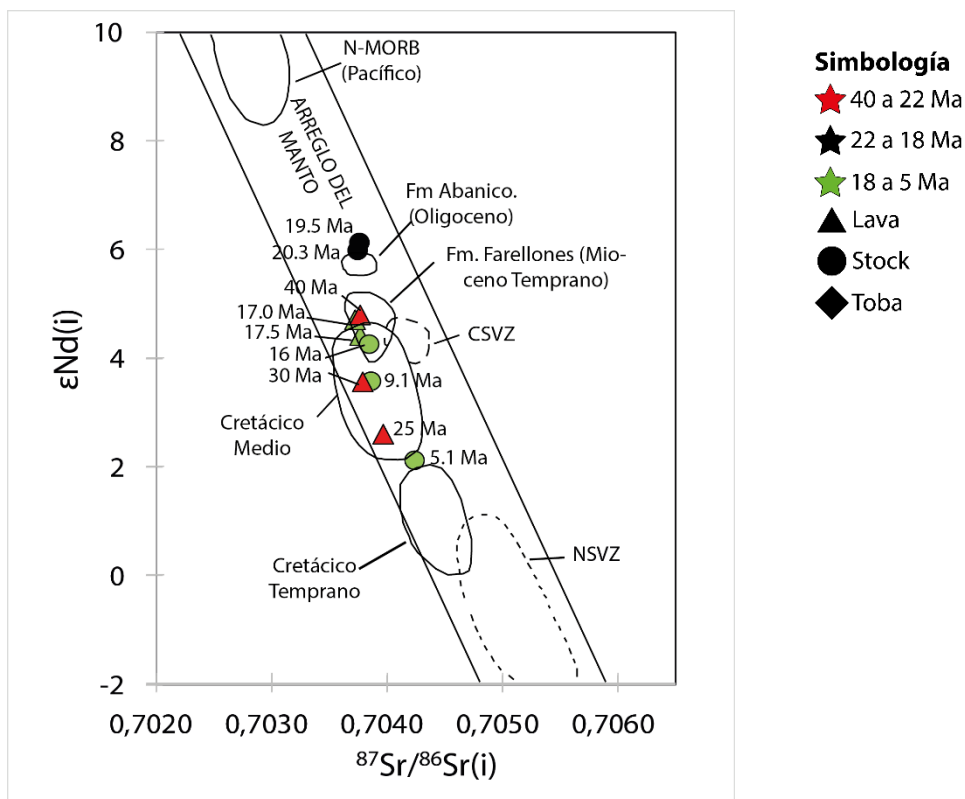
Las edades con (\*) corresponden a edades estimadas a partir de la conjunción de la disposición estratigráfica de los afloramientos analizados y la existencia de dataciones radiométricas en rocas estratificadas inmediatamente cercanas a las analizadas. Las edades con (+) son las obtenidas en este trabajo, y la edad con el símbolo (++) fue obtenida de Contreras & Schilling (en prensa).

Muestra	Edad (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$	$\epsilon\text{Sr}(\text{i})$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{i})$	$\epsilon\text{Nd}(\text{i})$
PT 12	30,00*	0,7038	-9,6	0,5128	3,57
PT 16	16,00*	0,7038	-9,0	0,5128	4,26
PT 18	5,12 <sup>+</sup>	0,7042	-3,5	0,5127	2,11
PT 33	40,00*	0,7038	-9,7	0,5128	4,80
MMT 1	19,48 <sup>+</sup>	0,7038	-10,3	0,5129	5,99
MMT 2	18,20 <sup>++</sup>	0,7038	-10,0	0,5129	6,13
PT 37	8,06 <sup>+</sup>	0,7052	10,07	0,5128	3,35
PT 38	9,07 <sup>+</sup>	0,7039	-8,83	0,5128	3,57
PT 42	25,00*	0,7040	-7,2	0,5127	2,61
PT 62	17,01*	0,7037	-10,7	0,5129	4,71
PT 66	18,00*	0,7038	-10,04	0,5128	4,42

Las 11 muestras analizadas para el par isotópico Sr-Nd presentan valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  y  $\epsilon\text{Nd}(i)$  que permite ubicarlas en el campo del manto e indican un aporte juvenil significativo en la génesis de los magmas que les dieron origen (**Fig. 4.20**). Para las muestras más antiguas el enriquecimiento con respecto a los valores del N-MORB aumenta con la edad hasta llegar a los ~25 Ma. Las muestras de 22-18 Ma son las más primitivas en términos isotópicos, encontrándose más cercanas a los valores del N-MORB. Para las muestras más jóvenes se repite la tendencia observada para las muestras más antiguas, con firmas que se vuelven más enriquecidas a medida que se hacen más jóvenes.

En la **Fig. 4.20** se observa que las muestras más antiguas se ubican en los campos definidos por las rocas volcánicas del Cretácico Medio y por la Fm. Farellones según Nyström et al. (1993, 2003). Las rocas de edad comprendida entre los 18 y 22 Ma, en tanto se ubican cercanas al campo definido para la Fm. Abanico, pero con firmas más primitivas. Dos de las rocas más jóvenes se ubican en el campo definido por las rocas de la Fm. Farellones, mientras que la muestra de menor edad presenta las firmas más enriquecidas, acercándose al campo definido por las rocas del Cretácico Temprano.

Tras graficar las razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  según el contenido de  $\text{SiO}_2$  de las muestras analizadas no se observa alguna correlación significativa entre ambas variables (**Fig. 4.21a**). De igual modo, no se puede observar alguna tendencia temporal que puedan describir las unidades en estudio según sus contenidos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  y  $\text{SiO}_2$ . Lo anterior dado que las muestras presentan contenidos isotópicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  similares, independiente de su edad y composición, con valores comprendidos en el rango acotado de 0,7037 – 0,7042.



**Fig. 4.20** – Diagrama de composición isotópica  $\epsilon Nd(i)$  vs  $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$  para 3 lavas de edad >22 Ma, 2 stocks de edad comprendida entre los 18 y 22 Ma, y 3 stocks y 2 lavas de edad <18 Ma. Campos de composición referenciales basados en Nyström *et al.* (1993, 2003). Se incluyen los campos definidos por rocas volcánicas Cretácicas, Oligocenas (Fm. Abanico) y Miocenas (Fm. Farellones) de Chile central a los 33°15'-33°45' S, y los campos descritos por rocas de la zona norte y central de la Zona Volcánica Sur (NSVZ y CSVZ, respectivamente), de acuerdo al trabajo de Nyström *et al.* (1993).

En la **Fig. 4.21b** se presenta la variación de valores de  $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$  de acuerdo al contenido de Sr de cada una de las muestras analizadas. Se observa que las muestras representativas de las unidades en estudio presentan un leve incremento de las razones  $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$  al aumentar el contenido de Sr. Nuevamente en este caso se puede observar que la muestra más joven (PT 18) es la que presenta las signatures más enriquecidas.

En la **Fig. 4.21c** se muestra la variación de los contenidos isotópicos de  $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$  de las muestras con respecto a la edad. En este diagrama se pueden observar 2 tendencias de evolución caracterizadas por presentar una correlación negativa entre ambas variables. Las tendencias antes mencionadas corresponden a: (1) el patrón definido por las muestras de >22 Ma, y (2) el patrón de evolución común que se inicia con las muestras de 22-18 Ma y es continuado por las muestras de <18 Ma. En ambos casos, a medida que las muestras se hacen más jóvenes presentan valores más altos de la razón  $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ , mostrando signatures más enriquecidas en el tiempo.



Para analizar las variaciones en los valores de  $\epsilon\text{Nd}(i)$  de acuerdo al contenido de  $\text{SiO}_2$ , Nd y edad de las muestras (**Fig. 4.22**) se integraron a este análisis isotópico 4 datos estimados de  $\epsilon\text{Nd}(i)$  (muestras PT 4, PT 37, PT 39 y PT 40, **Tabla 14**). Dichas muestras fueron analizadas mediante el par isotópico Hf-O en cristales individuales de circón (ver sección 4.4), y fueron incluidas en esta sección a partir de la relación de equivalencia entre los valores de  $\epsilon\text{Nd}(i)$  y  $\epsilon\text{Hf}(i)$  descrita por Vervoot *et al.* (1999), denominada *terrestrial array* y correspondiente a la ecuación:  $\epsilon\text{Hf}(i) \approx 1,36 \epsilon\text{Nd}(i) + 2,95$ .

**Tabla 14** – Listado de muestras adicionales incluidas en los análisis de variación de valores isotópicos de  $\epsilon\text{Nd}(i)$ . Para cada muestra se presenta su edad (obtenida en este trabajo), valor calculado de  $\epsilon\text{Hf}(i)$  a partir de los resultados isotópicos para el par Hf-O, contenido de Nd (ppm) y el valor calculado de  $\epsilon\text{Nd}(i)$  a partir de la relación de Vervoot *et al.* (1999).

Muestra	Edad (Ma)	$\epsilon\text{Hf}(i)$	Nd (ppm)	$\epsilon\text{Nd}(i)$
PT 4	13,29	9,39	26,8	2,90
PT 37	8,06	6,89	18,1	3,28
PT 39	20,3	10,22	14,8	5,34
PT 40	18,2	10,79	12,3	5,76

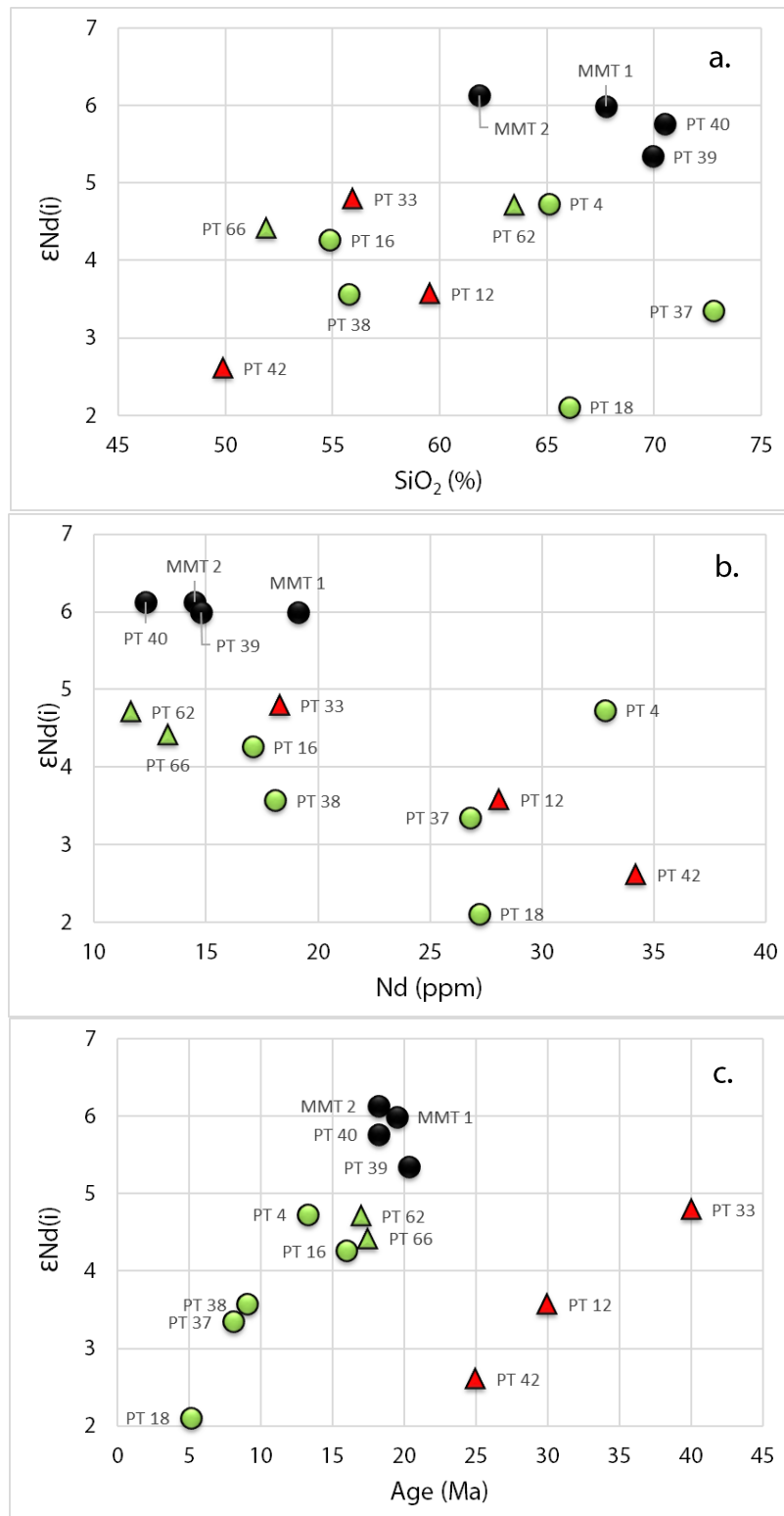
En cuanto a la relación de los valores de  $\epsilon\text{Nd}(i)$  y los contenidos de sílice de las muestras se observa una alta dispersión de los datos (**Fig. 4.22a**). A groso modo, el conjunto de todas las muestras define un patrón creciente hacia signatures más primitivas con mayores contenidos de  $\text{SiO}_2$ .

En la **Fig. 4.22b** se observa una clara disminución en los valores de  $\epsilon\text{Nd}(i)$  con el aumento del contenido de Nd para todas las unidades en estudio, presentando una correlación negativa entre ambas variables. En este caso todas las unidades, por sí solas, definen tendencias decrecientes de los valores de  $\epsilon\text{Nd}(i)$  vs Nd con la disminución de la edad, las que son más notorias en los casos de las muestras más antiguas y las más jóvenes.

En la **Fig. 4.22c** se muestran las variaciones en los contenidos de  $\epsilon\text{Nd}(i)$  de acuerdo a la edad de las muestras. En dicho diagrama se observan claramente dos tendencias de evolución, ambas caracterizadas por la disminución de los valores de  $\epsilon\text{Nd}(i)$  con la disminución de la edad de las muestras. Dichas tendencias corresponden a: (1) el patrón constituido por las muestras más antiguas y (2) el patrón que se inicia con las muestras pertenecientes al grupo transicional y que es continuado por las muestras más jóvenes.

Adicionalmente se estudiaron diagramas de variación de las composiciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  y  $\epsilon\text{Nd}(i)$  vs LILE y razones de LILE/HFSE. Ellos no se encuentran incluidos debido a que no se observaron correlaciones discernibles claras entre los parámetros en análisis.





**Fig. 4.22** – Diagramas de variación de los valores de  $\epsilon_{Nd(i)}$  de acuerdo al contenido de  $SiO_2$  (a) y Nd (b) y la edad (c) de las muestras analizadas por el par isotópico Sr-Nd.

## 4.4 ANÁLISIS ISOTÓPICOS DE Hf-O

El circón es un mineral accesorio cuya composición química permite efectuar mediciones U-Pb lo suficientemente precisas para datar los distintos eventos de cristalización que experimenta cada grano. Además, este mineral es capaz de registrar las variaciones químicas del fundido a partir del cual cristalizó en sus razones isotópicas de Hf y O (e.g. Griffin *et al.*, 2002; Valley *et al.*, 2005).

En este trabajo se analizó la isotopía de Hf y O de granos individuales de circón pertenecientes a 9 muestras en los laboratorios del RSES-ANU (**Fig. 4.23**), tras haber obtenido las mediciones isotópicas de U y Pb en dichos cristales para el cálculo de edades. Éstas corresponden a las muestras PT 4, PT 18, PT 37, PT 38 y MMT 1, todas las cuales cuentan además con química de roca total. Se analizaron también las muestras RC06, RC08, PT 64 y AH-B-1 las cuáles no cuentan con análisis químicos. Adicionalmente se realizaron análisis acoplados de edades U-Pb e isotopías de Hf en las muestras PT 39 y PT 40 en los laboratorios de la UNAM. En la **Tabla 15** se presentan las litologías, unidades correspondientes y los contenidos aproximados de sílice de las 11 muestras antes mencionadas. No se cuenta con análisis de este tipo para muestras del grupo de 40 a 22 Ma. El detalle de los resultados isotópicos de Hf-O se presenta en el **Anexo C**.

**Tabla 15** – Listado de muestras analizadas mediante el par isotópico Hf-O en cristales individuales de circón. Se presenta la litología, unidad, grupo correspondiente y el contenido de sílice aproximado de cada muestra.

Muestra	Litología	Unidad	Grupo	SiO <sub>2</sub>
PT 4	Stock granodiorítico	Intrusivos Mio-Pliocenos	18 a 5 Ma	~65%
PT 18	Stock granodiorítico	Intrusivos Mio-Pliocenos	18 a 5 Ma	~66%
MMT 1	Stock granodiorítico	Intrusivos Mio-Pliocenos	22-18 Ma	~68%
PT 37	Stock granítico	Intrusivos Mio-Pliocenos	18 a 5 Ma	~73%
PT 38	Stock tonalítico	Intrusivos Mio-Pliocenos	18 a 5 Ma	~56%
PT 39	Stock granodiorítico	Intrusivos Mio-Pliocenos	22-18 Ma	~70%
PT 40	Stock granítico	Intrusivos Mio-Pliocenos	22-18 Ma	~71%
RC06	Stock	Intrusivos Mio-Pliocenos	18 a 5 Ma	-
RC08	Stock	Intrusivos Mio-Pliocenos	18 a 5 Ma	-
PT 64	Toba vítrea	Fm. Corona del Fraile	18 a 5 Ma	-
AH-B-1	Toba cristalina	Fm. Corona del Fraile	18 a 5 Ma	-

Las razones isotópicas de Hf presentan valores de  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(\text{i})$  que varían entre 0,282806 y 0,283130, mientras que los valores de  $\epsilon\text{Hf}(\text{i})$  se encuentran en un rango comprendido entre +2,8 y +12,6. Las composiciones isotópicas de O definen un rango de valores de  $\delta^{18}\text{O}$  comprendido entre 2,8 y 6,2‰. A continuación se presentan los diagramas de las variaciones de los valores de  $\epsilon\text{Hf}(\text{i})$  y  $\delta^{18}\text{O}$  según la edad de los puntos realizados por muestra (**Fig. 4.24**, **Fig. 4.25**), y la variación de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\epsilon\text{Hf}(\text{i})$  para cada muestra analizada (**Fig. 4.26**).

En la **Fig. 4.24** se observa que los valores de  $\epsilon\text{Hf}(\text{i})$  se mantienen constantes desde las muestras más antiguas hasta los ~18-20 Ma, punto desde el cual las muestras más jóvenes presentan una disminución progresiva de los valores de  $\epsilon\text{Hf}(\text{i})$  con la

disminución de la edad. El diagrama muestra además que a escala de muestras los valores de  $\epsilon\text{Hf}(i)$  varían en rangos de al menos 2 unidades  $\epsilon\text{Hf}$ .

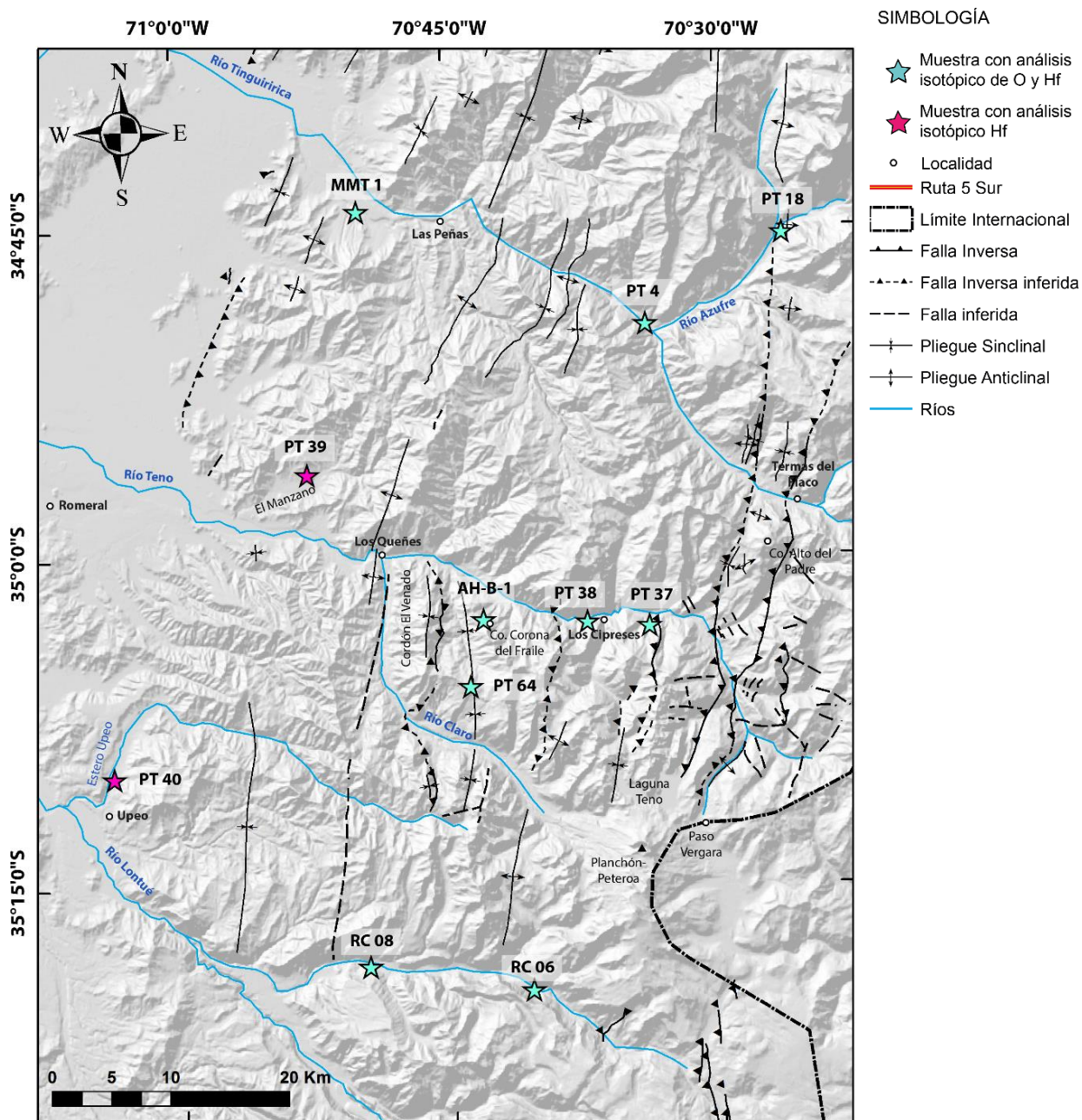
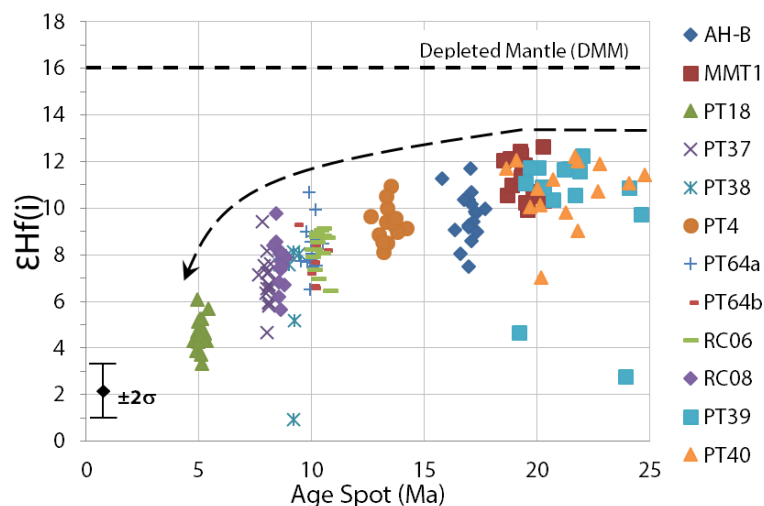
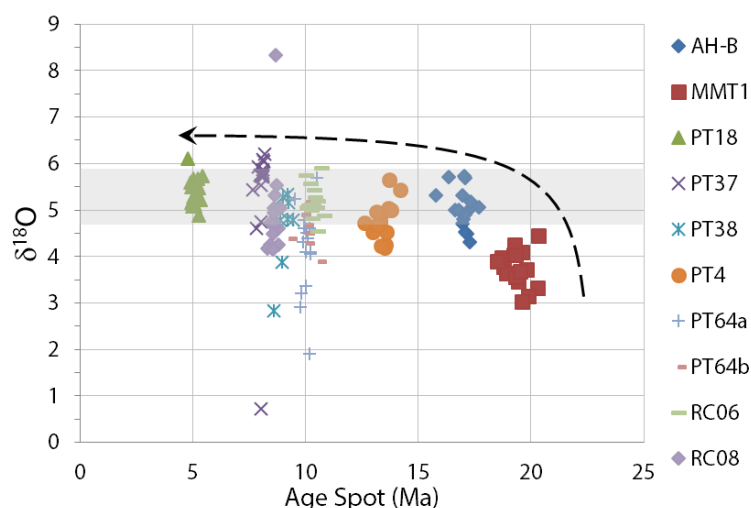


Fig. 4.23 – Distribución de las muestras con análisis isotópicos de Hf y O dentro del área de estudio.



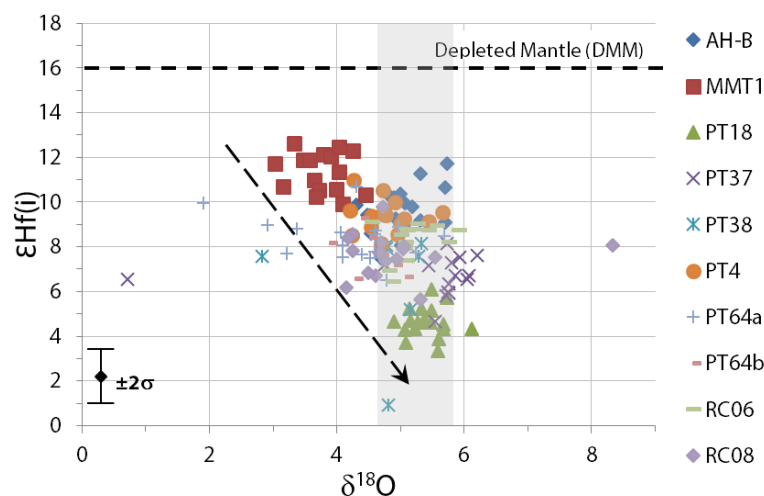
**Fig. 4.24** – Diagrama de variación de los valores de  $\epsilon\text{Hf}(i)$  con la edad de los puntos analizados para cada muestra. Se indica como referencia el valor de  $\epsilon\text{Hf}(i)$  para un reservorio mantélico empobrecido (DMM) según Vervoort & Blichert-Toft (1999).

En el caso de las variaciones de las razones isotópicas de O con la edad puntual, se observa una tendencia de aumento aparente de  $\delta^{18}\text{O}$  en los magmas con la disminución de la edad (**Fig. 4.25**). En el diagrama se observa que la mayoría de las muestras presentan valores de  $\delta^{18}\text{O}$  que se ubican dentro del campo del manto (Valley *et al.*, 2005) sin embargo, en varios casos hay ocurrencia de datos puntuales con valores inferiores a la signatura mantélica. Más aún, para la muestra MMT 1 todos los datos obtenidos corresponden a valores de  $\delta^{18}\text{O}$  inferiores a 4,5‰.



**Fig. 4.25** – Diagrama de variación de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  con la edad de los puntos analizados, por muestra. La zona gris representa el campo de valores de  $\delta^{18}\text{O}$  para circones del manto, de acuerdo a Valley *et al.* (1998, 2005):  $5,3 \pm 0,6$  ‰ ( $2\sigma$ ).

En la **Fig. 4.26** se observa una disminución sostenida de los valores obtenidos de  $\epsilon_{\text{Hf(i)}}$  al aumentar los contenidos de  $\delta^{18}\text{O}$ , teniéndose una correlación negativa entre ambas variables. Este análisis nuevamente se realizó en base a datos puntuales obtenidos por muestra. En la **Fig. 4.26** la tendencia identificada con la flecha se realizó estimativamente sin considerar la dispersión de datos presente para algunas muestras.

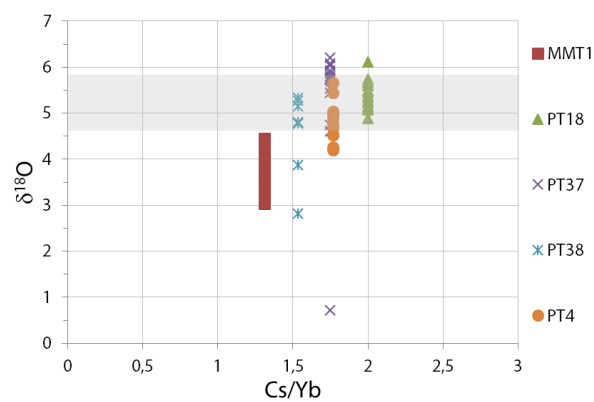
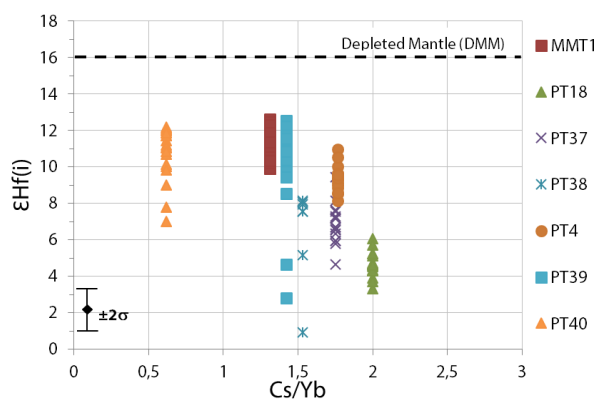
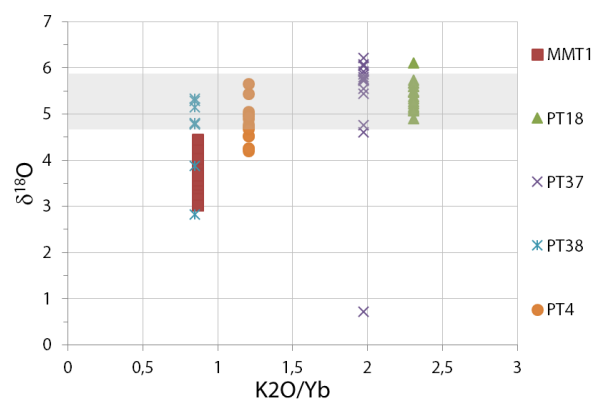
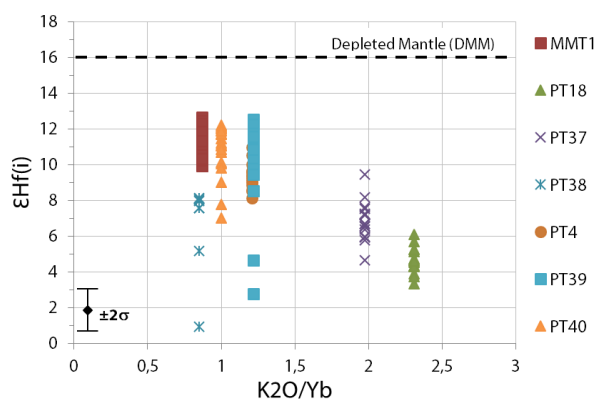
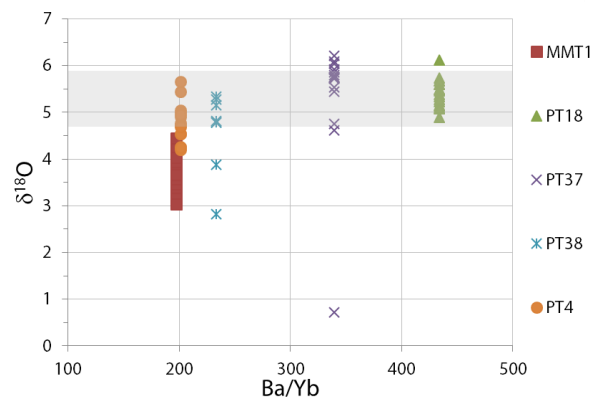
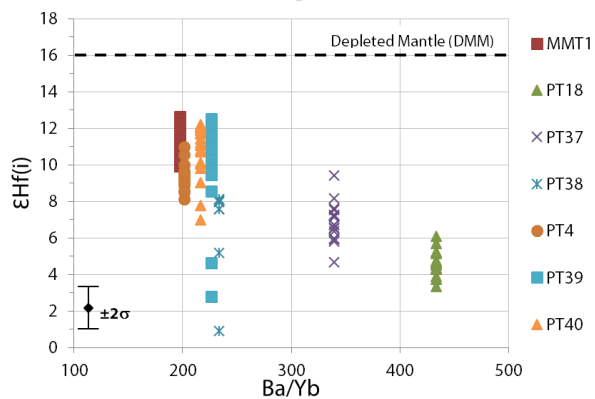
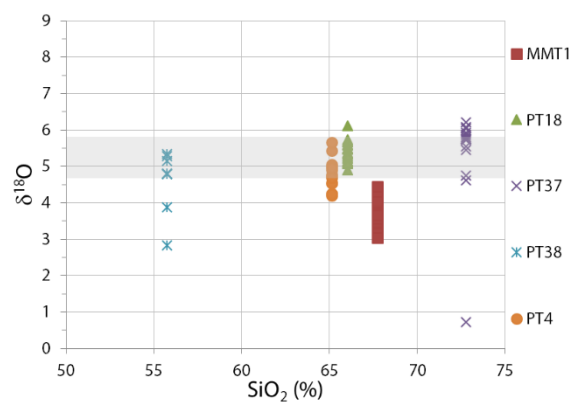
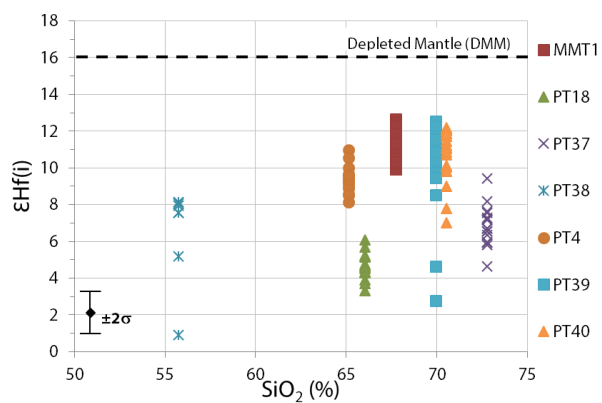


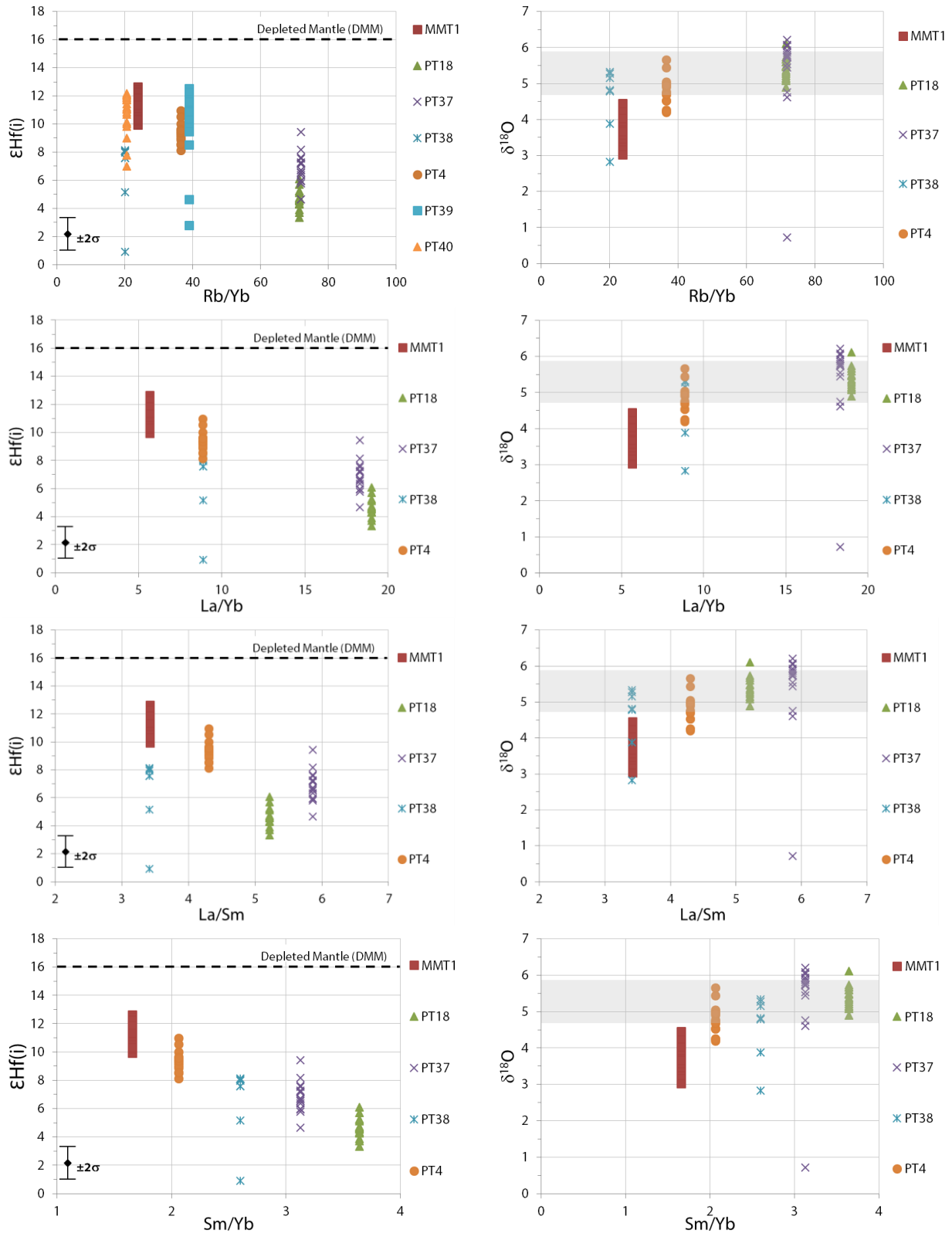
**Fig. 4.26** – Diagrama de variación de los valores de  $\epsilon_{\text{Hf(i)}}$  de acuerdo a las razones  $\delta^{18}\text{O}$  por punto analizado para cada muestra.

Se indica como referencia el valor promedio de  $\epsilon_{\text{Hf(i)}}$  para un reservorio mantélico empobrecido (DMM) para una edad de 0 Ga según Vervoort & Blichert-Toft (1999). La zona gris representa el campo de valores de  $\delta^{18}\text{O}$  para circones del manto, de acuerdo a Valley *et al.* (1998, 2005):  $5,3 \pm 0,6 \text{ ‰}$  ( $2\sigma$ ).

Con el objetivo de analizar el comportamiento por muestra de las razones isotópicas de Hf y O de acuerdo a los contenidos de sílice, elementos LILE y HFSE se realizaron los diagramas que se presentan en la **Fig. 4.27**. En los gráficos de los valores isotópicos de Hf y O versus el contenido de sílice se puede observar que no existen correlaciones claras entre los parámetros considerados. Lo anterior puede ser una consecuencia del sesgo composicional de las muestras analizadas, donde la mayoría presenta contenidos sobre el 65% de  $\text{SiO}_2$ . En cuanto a la variación de los valores de  $\epsilon_{\text{Hf(i)}}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  según las razones LILE/HFSE, se utilizó el Yb como elemento representativo de los HFSE de acuerdo a los criterios de Pearce (1983). En la figura se pudieron observar aparentes correlaciones positivas entre los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y todas las razones LILE/Yb, con un aumento leve de los valores isotópicos de O a medida que los valores de dichas razones se hacen mayores. Lo anterior desde el punto de vista de los valores mínimos y máximos de cada muestra. En el caso de la variación de los valores de  $\epsilon_{\text{Hf(i)}}$  según las razones LILE/Yb se observan claras correlaciones negativas caracterizadas por una disminución de los valores isotópicos de Hf a medida que aumentan los valores de dichas razones.







**Fig. 4.27** – Diagramas de variación de los contenidos de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\epsilon\text{Hf}(i)$  vs el contenido de sílice, razones de elementos LILE/Yb y de REE/Yb (La, Sm) por muestra analizada. Se indica como referencia el valor promedio de  $\epsilon\text{Hf}(i)$  para un reservorio mantélico empobrecido (DMM) de 0 Ga según Vervoort & Blichert-Toft (1999). La zona gris representa el campo de valores de  $\delta^{18}\text{O}$  para circones del manto, de acuerdo a Valley *et al.* (1998, 2005): 5,3 $\pm$ 0,6 ‰ (2 $\sigma$ ).

## 4.5 DISCUSIONES E IMPLICANCIAS PETROGENÉTICAS

Todas las muestras analizadas presentan características geoquímicas típicas de rocas generadas en arcos volcánicos asociados a un ambiente de subducción. Esto se concluye a partir del enriquecimiento relativo de elementos LILE sobre HFSE y una fosa Nb-Ta característica en los diagramas multielemento para todas las muestras estudiadas. Además, éstas presentan razones  $\text{La/Ta} > 25$ ,  $\text{Ba/La} > 20$  y  $\text{Zr/Y} > 3$  (**Fig. 4.9**, **Fig. 4.12**), valores reportados como típicos para rocas de arcos magmáticos continentales (Pearce & Norry, 1979; Hildreth & Moorbath, 1988; Kay *et al.*, 2005). Junto a lo anterior, todas las muestras indican afinidades calcoalcalinas en los diagramas AFM (**Fig. 4.3**) y de  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{K}_2\text{O}$  (**Fig. 4.4**). De forma coherente, los diagramas de discriminación tectónica basados en el contenido de elementos traza indican que las muestras corresponden a rocas de arco magmático con afinidad calcoalcalina (**Fig. 4.16**, **Fig. 4.17**).

En cuanto al análisis de elementos mayores las muestras analizadas en este trabajo cubren un amplio espectro composicional, con contenidos de sílice que van desde ~49% a 74% en general. En el caso particular de las rocas de >22 Ma se cuenta exclusivamente con muestras de composición básica a intermedia, con contenidos de sílice de hasta ~62%. Lo anterior reflejaría la predominancia de magmatismo de composición menos diferenciado característico del arco volcánico en el área de estudio durante el Eoceno medio al Oligoceno tardío. En base al comportamiento de las muestras en los diagramas Harker se puede interpretar en primera instancia que las muestras de las 3 grandes unidades en estudio siguen un patrón de evolución común entre sí, lo que sugiere el fraccionamiento de fases minerales comunes durante la evolución de los magmas. Lo anterior dado que en los casos donde se observan patrones, éstos son similares entre sí para los distintos grupos con contenidos equivalentes del elemento en análisis a iguales contenidos de  $\text{SiO}_2$  (**Fig. 4.5**).

Las rocas más básicas de todas las unidades presentan composiciones basálticas a andesíticas cuyos contenidos de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ , #Mg, Cr, Co y Ni muestran que éstas no corresponden a rocas primitivas ni primarias. Según los criterios de Frey *et al.* (1978), las rocas provenientes de la cristalización de magmas primarios deben presentar contenidos mínimos de  $\text{MgO}$  de 11-13%, #Mg entre 68 y 75, Cr de 300-500 ppm, Co de 50-70 ppm y Ni de 300-400 ppm, condiciones que no cumple ninguna de las rocas básicas en estudio. Esto indica que todas las muestras en análisis corresponden a rocas fraccionadas, y que su evolución ocurrió en algún lugar dentro de la columna litosférica.

A modo general, los patrones descritos por las muestras para los elementos mayores sugieren el fraccionamiento temprano de plagioclasa y clinopiroxeno a partir de magmas primarios de composición similar, lo que además es respaldado por la mineralogía primaria reconocida en los cortes transparentes. El fraccionamiento de estos minerales es evidenciado por la disminución en los contenidos de  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  con el aumento del contenido de sílice en los patrones descritos por las muestras básicas (**Fig. 4.5**). El decrecimiento de los contenidos de los elementos V, Co, y Sc con el aumento del  $\text{SiO}_2$  también sugiere fraccionamiento de clinopiroxeno (**Fig. 4.6**). El fraccionamiento de plagioclasa es registrado adicionalmente por la disminución del Sr con el aumento del  $\text{SiO}_2$  (**Fig. 4.7**) y las anomalías negativas de Eu observables en los diagramas de REE (**Fig. 4.10**, **Fig. 4.11**). El fraccionamiento temprano de olivino se puede

inferir solo para las muestras más antiguas y más jóvenes por los mayores contenidos de Cr y Ni para las rocas básicas de dichas unidades (**Fig. 4.6**). La disminución de Fe, a modo de  $\text{FeO}_t$ , y del  $\text{TiO}_2$  con el contenido de sílice para todas las unidades sugiere la cristalización fraccionada continua de óxidos de Fe-Ti como magnetita e ilmenita.

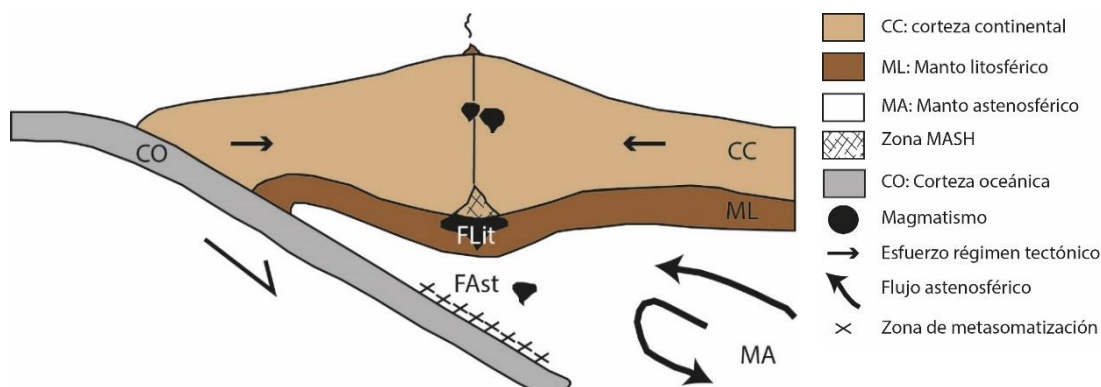
Del análisis del comportamiento de las muestras en los diagramas de REE y multielemento (**Fig. 4.10, Fig. 4.11, Fig. 4.14, Fig. 4.15**) se desprenden 2 observaciones fundamentales: (i) las muestras más antiguas que 22 Ma y más jóvenes que 18 Ma tuvieron un origen y evolución aparentemente similares y (ii) las rocas de 22-18 Ma muestran constantemente evidencias que sugieren un origen y/o evolución distintos al resto de los magmas en estudio. La primera observación proviene de la definición de patrones coherentes y prácticamente paralelos entre las muestras de >22 Ma y <18 Ma para ambos grupos composicionales, lo que reflejaría un origen en común en la fuente de los magmas para dichas unidades. Por otro lado, los patrones definidos por las muestras de 22-18 Ma intersectan a los patrones de las otras muestras, implicando que éstas no son cogenéticas (**Fig. 4.10, Fig. 4.11**). Éstos son considerablemente más planos que el resto, con los contenidos más bajos de LREE de todas las muestras analizadas independiente de su contenido de  $\text{SiO}_2$ . Más aún, la única muestra básica del grupo, correspondiente a la muestra MMT 2 con ~62%  $\text{SiO}_2$ , define un patrón de REE de carácter más primitivo que las muestras más básicas de los grupos de rocas más antiguas que 22 Ma y más jóvenes que 18 Ma (**Fig. 4.10**). Lo anterior revela que no es posible generar la composición química de las rocas de los 3 grupos en estudio a partir de los mismos procesos de evolución de magmas.

Desde ahora en adelante se denominará “dominio oriental” a la ubicación espacial de las muestras de >22 Ma y de <18 Ma dentro de la Cordillera Principal occidental. Las muestras de 22-18 Ma en estudio afloran exclusivamente en el frente cordillerano de la Cordillera Principal, lugar que será denominado “dominio occidental”.

El análisis de las razones de interés petrogenético también evidencia diferencias en la evolución en tiempo y espacio para las rocas analizadas. Los valores de las razones LILE/HFSE para el grupo constituido por las muestras de >22 Ma y <18 Ma permite sugerir que existe mayor interacción y asimilación cortical en los magmas en estudio del dominio oriental, y que probablemente éstos interactuaron con corteza relativamente más diferenciada composicionalmente (**Fig. 4.18**). Por otro lado, la única muestra básica perteneciente al grupo de 22-18 Ma es la que exhibe los valores más bajos para todas las razones LILE/HFSE. Esto sugiere que los magmas de 22-18 Ma tuvieron menor interacción con la corteza durante su evolución en comparación a las muestras más jóvenes y más antiguas, o que su génesis se asocia a una menor influencia del componente de subducción.

Las diferencias sustanciales en la química de elementos traza que muestran las unidades del dominio oriental vs. las del dominio occidental sugieren la ocurrencia de procesos distintos para ambos grupos durante el origen y evolución de sus magmas parentales. Esto podría estar relacionado a: (i) una fuente astenosférica de características variables en el tiempo (**Fig. 4.28**), (ii) diferencias en los procesos ocurridos en la base de la litósfera, en el dominio MASH (*Melting, Assimilation, Storage, Homogenization*; Hildreth & Moorbath, 1988; **Fig. 4.28**) de los magmas parentales, y/o (iii) diferencias en los

procesos ocurridos durante el ascenso de los magmas a través de la litósfera continental (**Fig. 4.28**).



**Fig. 4.28** – Figura esquemática que representa un margen continental activo y los principales dominios y procesos presentes en la génesis de los magmas de arco.  
FAst: Fuente Astenosférica, FLit: Fuente Litosférica. Tomado y simplificado de Muñoz (2011), basado en Pearce & Peate (1995) y Richards (2003).

Con respecto a la fuente astenosférica de los magmas, para todas las unidades en estudio se observa un comportamiento enriquecido de los elementos HFSE en los diagramas multielemento normalizados al N-MORB (**Fig. 4.14**, **Fig. 4.15**), indicando una fuente libre de granate (Pearce, 1983). En particular, todas las muestras de composición básica definen patrones casi paralelos al N-MORB en los HFSE en el diagrama multielemento. Esto sugiere la existencia de una fuente astenosférica lherzolítica de espinela para todas las unidades en estudio según los criterios de Pearce (1983).

No es posible identificar más características de la fuente astenosférica de los magmas debido a la sobreimposición de procesos ocurridos en la litósfera subcontinental. En base a la cercanía espacial de las muestras en estudio, si existieran heterogeneidades composicionales en la fuente astenosférica de los magmas éstas serían a escala muy pequeña con respecto a las dimensiones de la astenósfera. Lo anterior contradice el carácter regional de la astenósfera, permitiendo suponer que no existirían variaciones composicionales considerables de la fuente astenosférica dentro de una zona de magmatismo de tan solo ~70 km de ancho. Por otro lado, el carácter convectivo de la astenósfera apela a favor de un manto lo suficientemente homogéneo a escala regional incapaz de generar magmas primarios isotópicamente tan distintos.

De acuerdo al modelo MASH, propuesto por Hildreth & Moorbath (1988), en la transición corteza inferior-manto existe una zona de fusión, asimilación, almacenamiento y homogenización de los magmas que ascienden desde la cuña astenosférica. Allí éstos se estacionan, inducen fusión a escala local, asimilan material, se mezclan, cristalizan completamente ó se fraccionan de forma temprana hasta conseguir retomar su ascenso boyante. Los magmas que salen de la zona MASH pueden presentar una amplia variedad composicional, pero todos habrán adquirido una signature isotópica y de elementos traza base, característica de su dominio MASH. Los procesos MASH permiten la generación de magmas a gran escala, inducidos termalmente por la intrusión y cristalización de los



pulsos basálticos que ascienden desde la astenósfera. Siguiendo la hipótesis de las zonas MASH, Annen *et al.* (2006) proponen la existencia de zonas calientes de acumulación de magmas, calor y volátiles en la corteza inferior. Dicha zona se formaría por las múltiples intrusiones tipo *sills* de basaltos primitivos hidratados provenientes de la cuña astenosférica sobre una zona de subducción. En la zona caliente se producirían magmas residuales evolucionados, enriquecidos en H<sub>2</sub>O, por la cristalización incompleta de las intrusiones basálticas recién llegadas. También habría generación de fundidos por una menor contribución de la re-fusión de intrusiones tempranas, y la fusión parcial de rocas corticales más antiguas inducida por la transferencia de calor y de fluidos desde los basaltos en proceso de cristalización. Según dicho modelo, la diversidad composicional de los magmas sería el resultado de procesos ocurridos en profundidad, controlados esencialmente por la geoterma presente.

El comportamiento de las muestras en los diagramas Harker, de REE y multielemento, junto a las diferencias en el contenido total de REE, sugieren que la evolución de los magmas parentales de las unidades estaría controlada principalmente por la ocurrencia variable de procesos de contaminación y cristalización fraccionada. Dichos procesos podrían haber ocurrido en el dominio MASH de los magmas, previo a su ascenso a través de la litósfera continental. De acuerdo a todo lo anterior, las diferencias notorias en la química de elementos traza entre las unidades del dominio occidental vs. las del dominio oriental podrían tener un control profundo, con dominios MASH que presentarían diferencias entre sí.

Como se mencionó previamente, se observaron diferencias en el comportamiento de las razones LILE/HFSE y un leve enriquecimiento de elementos LILE y LREE con la disminución de la edad de las muestras, a iguales contenidos de SiO<sub>2</sub> (**Fig. 4.7, Fig. 4.9, Fig. 4.10, Fig. 4.14, Tabla 8, Tabla 10, Tabla 11**). En particular, las muestras de <18 Ma son las que presentan los mayores contenidos de dichos elementos con respecto a las muestras de >22 Ma y de 22-18 Ma.

A modo general, el enriquecimiento de los magmas en LILE y LREE puede deberse a: (i) la disminución del grado de fusión parcial con el tiempo en la fuente astenosférica, (ii) al aumento en la influencia del componente de subducción generando fundidos más enriquecidos en elementos móviles, (iii) a las diferencias en los procesos de contaminación temprana en la base de la litósfera, o (iv) al aumento en la interacción y asimilación de material diferenciado en la corteza continental (procesos AFC).

La química de elementos traza no permite identificar con claridad la ocurrencia de variaciones en las tasas de fusión parcial durante la génesis de los magmas originarios de las unidades analizadas. En este sentido la única evidencia clara de la disminución de las tasas de fusión parcial con el tiempo correspondería a la disminución en la magnitud y cobertura de los afloramientos en estudio con la edad. Lo anterior permite argumentar que el mayor enriquecimiento de LILE y LREE en las muestras de <18 Ma no estaría asociado a una mayor influencia en el componente de subducción en la génesis de sus magmas parentales. Dicho proceso conllevaría el aumento notorio en las tasas de fusión parcial considerando la mayor presencia de fluidos en la fuente astenosférica.

Por otro lado, siguiendo la hipótesis de los dominios MASH, las diferencias geoquímicas podrían ser explicadas por variaciones en los procesos de contaminación

temprana durante la génesis de los magmas en la fuente litosférica. Dichas variaciones estarían asociadas a diferencias en las dimensiones de los respectivos dominios MASH, con un dominio oriental caracterizado por cubrir una mayor altura de columna litosférica. Lo anterior sugiere la presencia de material cristalino máfico a intermedio en dicho dominio. El dominio occidental estaría caracterizado por un dominio MASH de menor dimensión, con una altura de columna litosférica menor y con la presencia del mismo material cristalino máfico del oriente en la base de la corteza. Las diferencias entre ambos dominios MASH existirían en respuesta a las variaciones en la arquitectura cortical registradas a lo largo de la latitud en el área de estudio.

Como se mencionó previamente, no se descarta la influencia de procesos AFC para los magmas del dominio oriental durante su ascenso una vez que abandonaron su dominio MASH. El análisis de la influencia de los procesos de interacción y asimilación de corteza continental en la evolución de los magmas se realizará a continuación.

Los análisis isotópicos de Sr-Nd y Hf-O muestran que para las rocas de >22 Ma y <18 Ma existe una leve influencia de los procesos AFC en los magmas durante su ascenso a través de la corteza continental, que aumenta sutilmente a medida que éstos se hacen más jóvenes (**Fig. 4.20, Fig. 4.21, Fig. 4.22, Fig. 4.24, Fig. 4.25, Fig. 4.26**). En particular, estos resultados reflejan una evolución temporal de los magmas más jóvenes que 18 Ma hacia firmas progresivamente menos primitivas con la disminución del tiempo. Los procesos AFC no serían un factor de primer orden en la evolución de los magmas parentales debido a que: (i) para todas las muestras la variación isotópica del Sr con el contenido de Sr y el SiO<sub>2</sub> es mínima (**Fig. 4.21b**); (ii) los valores isotópicos de Sr y O contrastan con los valores registrados para las rocas que conforman la corteza continental superior en la que se hospedó el magmatismo Cenozoico (0,7250 a 0,7700 para <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr(i) y +5,5 a +7,0 para δ<sup>18</sup>O; Hildreth & Moorbath, 1988); (iii) las muestras de edad Mioceno definen un patrón de aumento muy leve de los valores de δ<sup>18</sup>O al volverse más jóvenes; y (iv) las muestras en conjunto describen un patrón hacia firmas más primitivas en εNd(i) al volverse más evolucionadas, sugiriendo la ocurrencia de contaminación temprana en su fuente. Las muestras de 22-18 Ma presentan contenidos isotópicos de Sr-Nd y Hf-O que reflejan un carácter notoriamente más primitivo que el resto, a pesar de presentar contenidos de SiO<sub>2</sub> que superan el 62%. Estas muestras presentan los valores isotópicos de Nd y Hf más altos del conjunto analizado (**Fig. 4.20, Fig. 4.24**). Todos los diagramas isotópicos de Sr-Nd y Hf-O muestran la influencia nula de procesos AFC en la evolución de los magmas parentales de estas rocas. Lo anterior sugiere que los magmas primarios permanecieron/se contaminaron por más tiempo en una fuente primitiva, con la génesis de magmas parentales evolucionados pero isotópicamente primitivos. De forma adicional, los análisis isotópicos de O dejan al descubierto una particularidad compartida por varias de las muestras analizadas: valores de δ<sup>18</sup>O bajo el campo del manto, siendo característica principal de la muestra MMT 1, perteneciente al grupo de 22-18 Ma de edad. Dicha característica también fue reconocida por Muñoz *et al.* (2012) en rocas ígneas Cenozoicas asociadas a los eventos magmáticos del yacimiento El Teniente, a los ~34°S.

El comportamiento isotópico de Sr-Nd de las muestras del dominio oriental vs. las del dominio occidental sugieren que los magmas parentales que se emplazaron en esta última área tuvieron un ascenso rápido desde su fuente y sin interacción con la corteza continental. Sumado a lo anterior, las rocas del dominio oriental definen el mismo patrón

de enriquecimiento isotópico progresivo a medida que disminuye la edad. Esto sugiere que a los 22-18 Ma ocurrió un evento que permitió resetear los sistemas isotópicos de Sr-Nd de tal forma de poder restituir la fuerte impronta juvenil en la generación de los magmas a inicios del Mioceno (**Fig. 4.20**).

El patrón de enriquecimiento isotópico descrito por las muestras de >22 Ma con la disminución de la edad podría reflejar un aumento en la contaminación temprana de los magmas primarios con el material cortical presente en su dominio MASH. Lo anterior ocasionaría que los magmas primarios adquieran firmas isotópicas progresivamente más influenciadas por el material cortical enriquecido.

De acuerdo a Annen *et al.* (2006), el aumento en las tasas de fusión de material cortical en la base de la corteza continental (*hot zone*, correspondiente a la fuente litosférica de los magmas), está controlada por las tasas de emplazamiento de basaltos primarios provenientes de la astenósfera. El desarrollo de una zona caliente se inicia con la llegada del primer fundido primario a la base de la corteza y la generación del primer fundido silíceo asociado, ya sea un fundido residual proveniente de la cristalización del basalto primario o la fusión de material de la corteza. El tiempo transcurrido entre ambos procesos es denominado tiempo de incubación. La producción de los fundidos corticales aumenta progresivamente tras el periodo de incubación de la zona caliente, hasta llegar a un nivel máximo para luego disminuir (Annen *et al.*, 2006).

A partir del enriquecimiento isotópico progresivo de las muestras más antiguas que 22 Ma con la edad, y en base a lo propuesto por Annen *et al.* (2016) para la generación y evolución de una zona caliente, se podría sugerir que el magmatismo a los ~40 Ma se instauró en una corteza lo suficientemente fría para limitar la asimilación de material cortical dentro de los primeros fundidos generados en su zona caliente/dominio MASH. Desde los ~40 a los 25 Ma el arribo constante de magmas desde la astenósfera habría causado el aumento en las tasas de fusión del material cortical y el consecuente incremento de la asimilación de dicho material por los magmas primarios. El patrón de enriquecimiento isotópico de los magmas de <18 Ma también respondería al arribo constante de magmas primarios a la base de la corteza.

Finalmente, de la variación de las razones La/Yb, La/Sm y Sm/Yb también se desprenden diferencias en la génesis/evolución magmática de las unidades del dominio oriental vs las del dominio occidental. En el primer caso se habrían involucrado arreglos minerales de mayor presión, ya sea en la fuente o durante el fraccionamiento, con respecto al segundo (**Fig. 4.12**). En este trabajo las muestras más antiguas tienen edades estimadas entre los 40 y 25 Ma, las que comprenden el grupo de muestras de >22 Ma. La similitud en los valores de las razones mencionadas para las muestras del dominio oriental, junto a la descripción de campos prácticamente indistinguibles en el caso de las razones LILE/HFSE, permite sugerir que desde el Eoceno medio al Mioceno el espesor cortical en el dominio oriental se habría mantenido prácticamente constante. Lo anterior argumenta en contra del régimen tectónico extensional propuesto para la región Andina al sur de los 27°S durante el Eoceno medio-Oligoceno tardío (e.g., Nyström *et al.*, 2003; Charrier *et al.*, 2007). De acuerdo a Ramos & Kay (2006) y a Horton & Fuentes (2016), durante el Paleógeno el segmento sur de los Andes (27°-46°S) habría experimentado una etapa de aparente quiescencia tectónica. Dicha neutralidad en el régimen tectónico habría estado controlada por el contexto geodinámico imperante en ese periodo,

caracterizado por la subducción lenta (~6 cm/año) y oblicua (40°-50°) de la placa Farallón bajo Sudamérica (Pardo-Casas & Molnar, 1987; James & Sacks, 1999; Somoza & Ghidella, 2012; Müller *et al.*, 2016). Según Fennell *et al.* (2017), este régimen tectónico neutral estaría evidenciado por la ocurrencia de magmatismo de arco poco evolucionado (Ianelli *et al.*, 2017; Fernández Paz *et al.*, 2017a) y escasas evidencias de transpresión y extensión (Charrier *et al.*, 2002, 2015; Cobbold & Rosello, 2003) asociadas con subsidencia limitada en el antepaís (Horton & Fuentes, 2016). Lo anterior sustenta las observaciones realizadas para la arquitectura cortical de la Cordillera Principal occidental, permitiendo sugerir que la constancia en el espesor de la corteza al menos durante el Eoceno medio-Oligoceno tardío, hasta los ~25 Ma, estaría asociada a la quiescencia tectónica sugerida para los Andes del sur durante el Paleógeno.

Por otro lado, las muestras de 22-18 Ma presentan los valores más bajos de las razones La/Yb, La/Sm y Sm/Yb (**Fig. 4.12**), indicando el fraccionamiento de fases minerales de menor presión y/o la evolución en su fuente con mineralogía de menor presión con respecto a las unidades que afloran en el dominio oriental. Esto permite sugerir que entre los 22 y 18 Ma el área del actual frente cordillerano presentó un espesor cortical considerablemente menor, evidenciando variaciones en la arquitectura cortical a lo largo de la latitud en el área de estudio.

De acuerdo a Fennell *et al.* (2017), entre los ~24 Ma y 19 Ma los Andes del sur (27°-46°S) estuvieron sometidos a un régimen extensivo. El clímax de la deformación extensional se habría alcanzado a los 20 Ma. Dicho proceso habría ocurrido por la influencia del *slab pull* producto de la llegada del slab oceánico a la zona de transición del manto superior-inferior a los ~23 Ma (Fennell *et al.*, 2017). La influencia inicial del *slab pull* habría generado un empinamiento del slab con un aumento abrupto en las tasas de convergencia, y un cambio en la dirección de la subducción a una del tipo ortogonal. Esto habría favorecido la generación de cuencas de intra-arco, con el adelgazamiento cortical del área, y el ascenso de flujo astenosférico caliente a la zona bajo la placa continental inmediatamente al E de la fosa, inducido por el espacio vacío dejado por el empinamiento abrupto del slab. Este último proceso podría explicar el reseteo isotópico de Sr y Nd en la fuente litosférica de los magmas hospedados en el dominio oriental entre los 22 y 18 Ma, y una posible extensión del magmatismo hacia el W, favoreciendo la génesis de magmas isotópicamente primitivos en el dominio occidental.

Debido a que en ambos dominios en estudio faltan muestras que completen el registro del magmatismo desde el Eoceno medio al Mioceno, es imposible afirmar la existencia de un régimen extensional entre los 22-18 Ma en el área. Sin embargo, los resultados disponibles muestran que los magmas de 22-18 Ma habrían ascendido a través de una litósfera más adelgazada en el dominio occidental. Una alternativa a la acción de un régimen extensional es que la corteza más delgada al occidente corresponda a un rasgo heredado de la configuración litosférica previa en el área de estudio. El adelgazamiento de la litósfera en el dominio occidental también podría explicar por sí solo el ascenso de material astenosférico caliente bajo el continente a los 22-18 Ma por un efecto de relleno de vacío.

Según Fennell *et al.* (2017) a los ~19 Ma habría comenzado la disminución gradual de las tasas de convergencia y se detuvo el ascenso de material astenosférico producto del arribo del slab al manto inferior, marcando la transición a un régimen compresivo. Lo

anterior se condice con las características geoquímicas e isotópicas de las muestras de edad Mioceno-Plioceno que afloran en el dominio oriental. Más aún, los resultados sugieren que habría ocurrido un aumento notorio en el espesor cortical en el área desde los ~8 Ma y un incremento leve en la influencia de procesos AFC en la evolución de los magmas con el tiempo.

## 4.6 SÍNTESIS Y MODELOS PALEO GEOGRÁFICOS

A modo de síntesis, las características geoquímicas de las muestras analizadas permiten inferir que los magmas parentales de todas las unidades en estudio presentan una fuente astenosférica correspondiente a un manto del tipo lherzolita de espinela. A pesar de lo anterior, los resultados químicos e isotópicos sugieren que existen diferencias espaciales y temporales en los procesos profundos de génesis y evolución de los magmas. Dichos magmas se habrían originado y evolucionado principalmente por variaciones en los procesos tempranos de contaminación y cristalización fraccionada previos a su ascenso a través de la litósfera continental, en sus respectivos dominios MASH. Las características composicionales de las muestras según su ubicación y edad permiten sugerir que existieron diferencias a lo largo de la latitud en la arquitectura cortical caracterizada por una corteza continental adelgazada de ~35-30 km de espesor en el dominio occidental a los 22-18 Ma mientras que en el dominio oriental existía una corteza de mayor espesor (**Fig. 4.29**), con ~40 km.

En base a los resultados obtenidos se propone la existencia de una zona MASH que presentó dominios distinguibles bajo los dominios occidental y oriental, en respuesta a las variaciones en la arquitectura cortical contemporánea a la génesis de los magmas en estudio (**Fig. 4.29**). Se sugiere que tales dominios MASH difieren principalmente en la altura de columna litosférica que los constituye. El dominio MASH occidental tendría un menor espesor, con presencia exclusiva de material máfico cristalino en la base de la corteza. El dominio oriental alcanzaría una mayor altura dentro de la columna litosférica, compuesto adicionalmente por material cristalino intermedio. Este material disponible en ambos dominios MASH habría interactuado tempranamente con los magmas previo a su ascenso a través de la corteza continental.

La evolución geodinámica desde el Eoceno medio al Oligoceno tardío es registrada por las muestras más antiguas que afloran en el dominio oriental. Los resultados indican que en este periodo el magmatismo se habría desarrollado en una corteza de espesor prácticamente constante de ~40 km. De acuerdo a Ramos & Kay (2006) y a Horton & Fuentes (2016) el margen Andino a los ~35°S habría experimentado un proceso de quiescencia tectónica asociada a la subducción lenta y oblicua de la placa Farallón bajo la placa Sudamericana (Pardo-Casas & Molnar, 1987; James & Sacks, 1999; Somoza & Ghidella, 2012; Müller *et al.*, 2016). Tras su estadía en su respectivo dominio MASH, los magmas de >22 Ma evolucionados principalmente por contaminación y cristalización fraccionada tempranas, habrían continuado su diferenciación con la leve influencia de procesos AFC durante su ascenso (**Fig. 4.29a**). De acuerdo a lo discutido con respecto a los patrones de enriquecimiento isotópico de estos magmas con la disminución de la edad, se sugiere que el magmatismo del Eoceno medio se instauró en una corteza continental fría. Dicha condición habría estado asociada fundamentalmente a la ausencia de actividad magmática vigorosa durante el Paleoceno-Eoceno medio. Lo anterior se sustenta por el hiatus de ~20 Ma en el registro estratigráfico de dicho periodo,



caracterizado por la ausencia total de afloramientos de rocas ígneas (e.g., Charrier *et al.*, 1996; Gana & Wall, 1997; Tapia *et al.*, 2015).

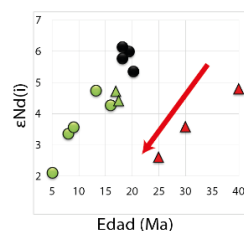
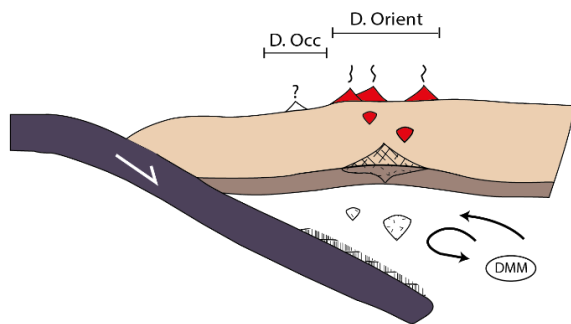
Las muestras que registran la evolución geodinámica durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano corresponden a las que afloran exclusivamente en el dominio occidental. Las características geoquímicas muestran que el magmatismo de este periodo se desarrolló bajo una corteza delgada de ~35-30 km. Según Fennell *et al.* (2017) el margen Andino a los ~35°S habría estado sometido a un régimen extensivo asociado al aumento abrupto de las tasas de convergencia y el cambio en la dirección de la subducción de la placa Farallón bajo la placa Sudamericana, pasando a una subducción casi ortogonal. En este trabajo no se cuenta con evidencias que registren el inicio y desarrollo de un régimen extensional. Sin embargo, las características químicas e isotópicas notoriamente más primitivas de las muestras de 22-18 Ma sugieren que el magmatismo se desarrolló en un contexto que permitió el ascenso rápido de los magmas a través de la corteza. Éstos habrían tenido una génesis estrechamente relacionada al arribo de material astenosférico caliente al dominio MASH occidental. Los magmas habrían evolucionado completamente en su dominio MASH por contaminación y cristalización fraccionada temprana, ascendiendo de forma prácticamente directa sin interacción con la corteza superior hasta su emplazamiento y cristalización. (**Fig. 4.29b**). Adicionalmente, el ascenso de flujo astenosférico caliente hacia la base de la placa continental habría sido el responsable del reseteo isotópico del dominio MASH oriental. Esto provocó que los magmas más jóvenes que 18 Ma registraran firmas isotópicas de Sr y Nd más enriquecidas en el tiempo siguiendo el mismo patrón que las muestras más antiguas que 22 Ma (**Fig. 4.29**).

Finalmente, la evolución geodinámica desde el Mioceno al Plioceno temprano es registrada por las muestras más jóvenes que afloran en el dominio oriental. Las características químicas e isotópicas de las muestras sugieren que el magmatismo se habría desarrollado en una corteza de espesor relativamente constante de ~40 km, llegando a 45 km a los ~5 Ma. De acuerdo a la literatura (e.g., Charrier *et al.*, 2002, 2005, 2007), la evolución del margen Andino a los ~35°S durante este periodo habría estado controlada por un régimen compresivo. Fennell *et al.* (2017) plantea que dicho régimen estaría asociado a la disminución progresiva de las tasas de convergencia a partir de los 19 Ma. El dominio MASH de las unidades de <18 Ma correspondería al mismo que el de las unidades de >22 Ma, pero con firmas isotópicas iniciales de Sr y Nd reiniciadas, similares a las firmas registradas al inicio de la génesis de los magmas más antiguos en estudio. Los magmas de <18 Ma habrían evolucionado por contaminación y cristalización fraccionada tempranas en su fuente litosférica, completando su diferenciación con la leve influencia de procesos AFC durante su ascenso a través de la corteza continental. Tal influencia habría sido más notoria con la disminución de la edad, en una corteza progresivamente más gruesa desde los ~8 Ma (**Fig. 4.29c**).

En el **Capítulo 5** se presentan modelos de mezcla simple de magmas realizados con el fin de corroborar los procesos inferidos a partir de las características geoquímicas e isotópicas de las muestras en estudio.

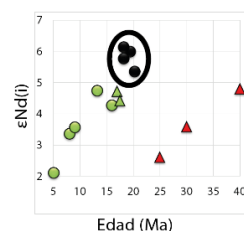
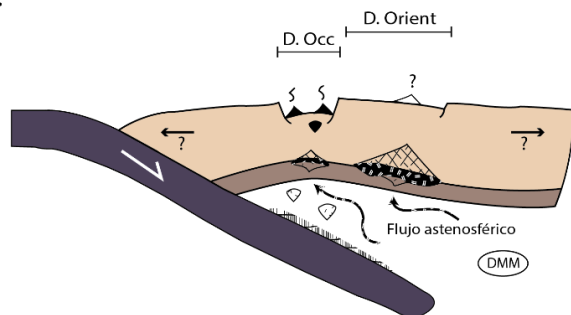
### Eoceno medio - Oligoceno tardío en el dominio oriental a los ~35°S

a.



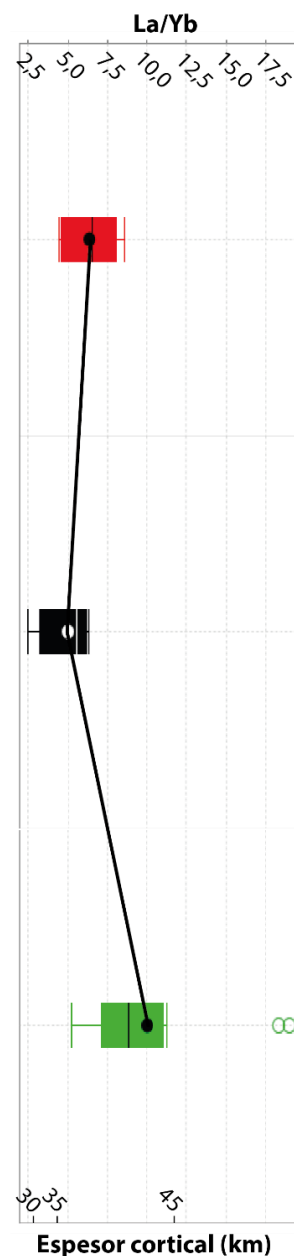
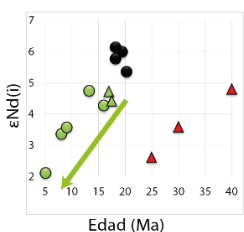
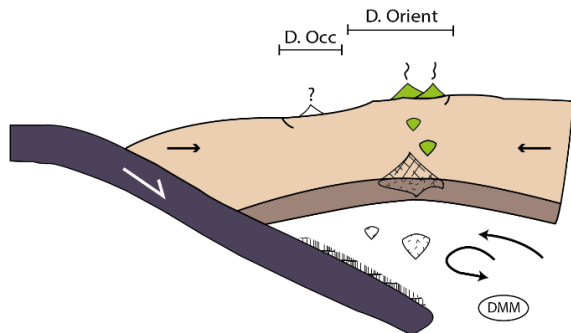
### Oligoceno tardío - Mioceno temprano en el dominio occidental a los ~35°S

b.



### Mioceno - Plioceno temprano en el dominio oriental a los ~35°S

c.



**Fig. 4.29** – Modelos esquemáticos de evolución paleogeográfica durante el Cenozoico a los ~35°S elaborados a partir de los resultados geoquímicos junto a lo reportado en literatura (Ramos & Kay, 2006; Horton & Fuentes, 2016; Fennell *et al.*, 2017).

Se presentan los valores estimados del espesor cortical, de acuerdo a Tassara *et al.* (2006), según los valores de las razones La/Yb para cada grupo de muestras. D. Occ: Dominio Occidental, D. Orient: Dominio Oriental, DMM: Manto Astenosférico empobrecido.

## 5 MODELOS DE MEZCLA SIMPLE DE MAGMAS

### 5.1 ASPECTOS GENERALES

En la actualidad el proceso de asimilación cortical es considerado como uno de los factores de mayor impacto en la historia de evolución y diferenciación de magmas de arco primarios durante su ascenso desde la fuente astenosférica hacia la superficie. Las características geoquímicas de las muestras estudiadas en este trabajo sugieren que el primer factor de diferenciación de los magmas corresponde a procesos de contaminación profunda en su fuente. Considerando esta ocurrencia temprana de eventos de contaminación, se cuenta con 2 hipótesis: (1) contaminación en la fuente astenosférica por sedimentos derivados de la erosión por subducción del margen continental (e.g. Stern, 1991), ó (2) contaminación en la fuente litosférica de los magmas producto de la interacción con material cortical circundante a su dominio MASH. De acuerdo a Hildreth & Moorbath (1988) y a Annen *et al.* (2016), en el contexto del magmatismo de arco continental, independientemente del grado de diferenciación del magma éste conservará la signatura isotópica y de elementos traza característicos de su dominio MASH, ubicado en la base de la corteza continental. En base a lo anterior, siguiendo las hipótesis de la ocurrencia de procesos de erosión por subducción con asimilación cortical en la fuente astenosférica y de la ocurrencia los procesos MASH en el límite corteza – manto, se realizaron modelos de mezcla simple con el objetivo de caracterizar la geoquímica de la fuente de los magmas y de posibles componentes de la litósfera continental con los que éstos interactuaron para generar los magmas parentales de las muestras en estudio. Dicha caracterización se realizó en base a las isotopías de Sr y Nd. Más adelante en este capítulo se presenta una síntesis del modelo conceptual de génesis de magmas en márgenes convergentes, y se abordan algunos aspectos particulares del magmatismo Andino en Chile central.

Los modelos de mezcla simple de magmas fueron desarrollados considerando 2 polos o extremos composicionales, en donde el polo composicional más primitivo interactúa con un contaminante litosférico siguiendo variaciones porcentuales de asimilación sin la ocurrencia de cristalización fraccionada. Dichos contaminantes litosféricos corresponden a componentes ubicados en la corteza inferior y media a superior. Los contaminantes fueron escogidos según sus composiciones isotópicas de Sr y Nd, y contenidos de Rb, Sr, Sm y Nd, que se estima son afines a las muestras en estudio tras la mezcla con alguno de los polos primitivos.

Las ecuaciones utilizadas corresponden a las desarrolladas por DePaolo (1981) y Powell (1984) para el caso de *simple mixing* por balance de masas para el cálculo de razones isotópicas (**Ec. 5.1**) y de concentración de elementos traza (**Ec. 5.2**):

$$\varepsilon_L = \frac{X_L^0 C_L^0 \varepsilon_L^0 + (1 - X_L^0) C_* \varepsilon_*}{X_L^0 C_L^0 + (1 - X_L^0) C_*} \quad (\text{Ec. 5.1})$$

$$C_L = X_L^0 C_L^0 + (1 - X_L^0) C_* \quad (\text{Ec. 5.2})$$

Donde  $\varepsilon_L$ ,  $\varepsilon_L^0$  y  $\varepsilon_*$  corresponden a la razón isotópica resultante de la mezcla, la razón isotópica del polo composicional 1 y del polo composicional 2, respectivamente.

Los términos  $C_L$ ,  $C_L^0$  y  $C_*$  corresponden a la concentración del elemento traza resultante de la mezcla, a la concentración del elemento traza en el polo composicional 1 y en el polo composicional 2, respectivamente. El valor  $X_L^0$  corresponde al porcentaje de asimilación del polo composicional 1 en la mezcla, mientras que el término  $(1 - X_L^0)$  es el porcentaje de asimilación del polo composicional 2 y por lo tanto equivale al porcentaje de mezcla entre ambos polos considerando al polo 1 como magma primario.

Más adelante se presentan las características isotópicas de Sr y Nd, y la composición química en términos de Rb, Sr, Sm y Nd de los polos composicionales escogidos para el desarrollo de los modelos de mezcla simple, y los casos donde se obtuvieron los mejores resultados durante este trabajo.

## 5.2 MODELO CONCEPTUAL DE GÉNESIS DE MAGMAS EN MÁRGENES CONVERGENTES

### 5.2.1 ANTECEDENTES

La generación de magmas de arco en un ambiente convergente se asocia a la fusión parcial de la cuña astenosférica a partir de la adición de volátiles provenientes de la deshidratación del slab subductante (e.g., Pearce & Peate, 1995). Este último se compone principalmente por corteza oceánica y una fina capa de sedimentos marinos y productos derivados de la erosión de la placa continental y la erosión por subducción. Los magmas de arco presentan características químicas particulares atribuidas al metasomatismo de la cuña astenosférica por los fluidos y/o fundidos derivados durante el proceso de deshidratación de la placa subductante (e.g., Tatsumi *et al.*, 1986; Peacock, 1993; Pearce & Peate, 1995; **Fig. 5.1**). Junto a lo anterior, la composición química de los magmas también está condicionada por la configuración y características particulares del margen, como el ángulo de subducción, la velocidad de convergencia de las placas y el espesor de la litósfera bajo la cual se generan estos fundidos. Tales características condicionarán el aporte de volátiles y otros componentes a la fuente, el grado de fusión parcial y los procesos de evolución de los magmas en la fuente astenosférica. De acuerdo a Stern (1991), la subducción de sedimentos oceánicos y terrígenos y la incorporación de los productos derivados de la erosión por subducción dentro del manto son procesos favorecidos por una gran velocidad de convergencia, bajo ángulo de subducción y condiciones áridas a lo largo del margen continental. La ocurrencia de estos procesos permite el reciclaje de corteza continental dentro de la fuente astenosférica de los magmas a partir de su asimilación dentro de los fundidos primarios (**Fig. 5.1**).

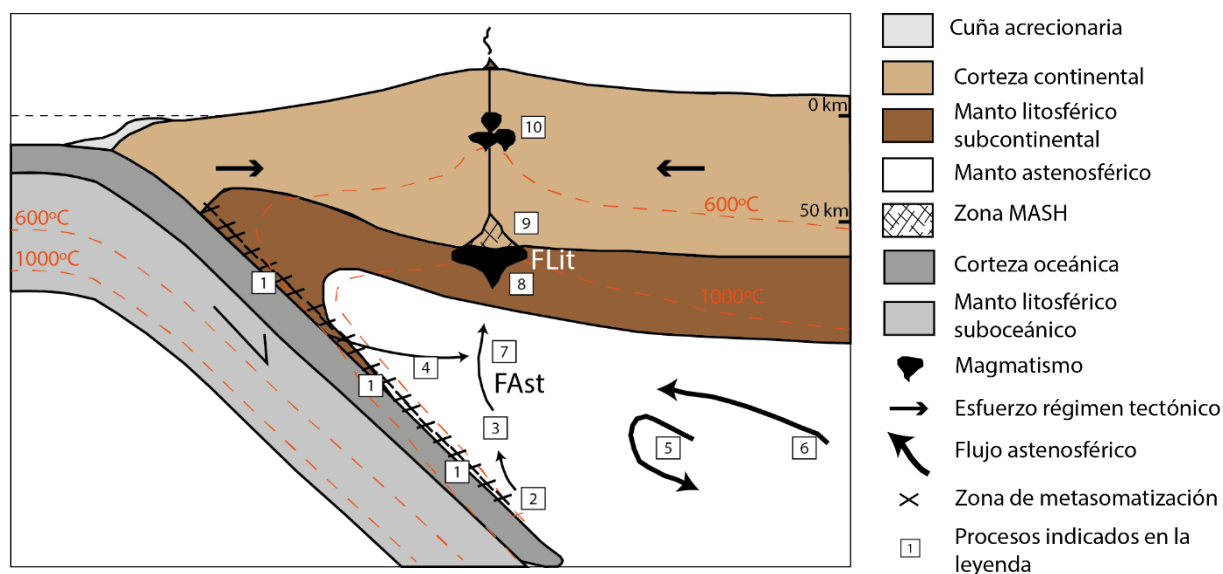
Previo al ascenso de los magmas a través de la corteza continental, éstos se estacionan en la base de la corteza inferior en la zona MASH, donde ocurren procesos complejos de evolución composicional temprana. Allí los magmas primarios cristalizan, se mezclan, re-funden y/o asimilan material, adquiriendo firmas isotópicas y de elementos traza distintivos de su dominio MASH, correspondiente a su fuente litosférica (Hildreth & Moorbath, 1988; Annen *et al.*, 2006; **Fig. 5.1**). Dichas firmas son condicionadas por el espesor litosférico, la composición química del material que compone la litósfera continental y sus estados termal y de stress. Finalmente, la evolución química e isotópica de los magmas se completa durante su ascenso a través de la corteza continental tras la ocurrencia de procesos de contaminación cortical (AFC).

Bajo el marco conceptual expuesto anteriormente, en este capítulo se presentan los resultados obtenidos para varios modelos de mezcla simple de magmas que buscan representar la ocurrencia de procesos de contaminación temprana en la fuente astenosférica ó litosférica de los magmas originarios de las muestras en estudio. Para ello se modelaron (i) procesos de contaminación en la fuente astenosférica por erosión por subducción, y (ii) procesos de contaminación en la fuente litosférica de los magmas por asimilación del material cortical circundante a su dominio MASH. Para estos modelos se utilizaron los componentes conceptuales representados en la **Fig. 5.1**.

Se realizó una búsqueda bibliográfica a modo de escoger polos primitivos representativos del margen Andino de Chile central. Se reconocieron 2 series de rocas ígneas de firmas particularmente primitivas asociadas al magmatismo de arco Cenozoico generadas durante distintas épocas. Dichas series corresponden a: (i) las rocas de la Fm. Colbún, que aflora en el frente cordillerano de la región del Maule entre los 35°35' y 36°S (Karzulovic *et al.*, 1979; Vergara *et al.*, 1999), y (ii) los SEC Tipo 1 y Tipo 2 (*Small Eruptive Centers*; Hickey-Vargas *et al.*, 2016), que corresponden a conos monogenéticos pertenecientes al tramo Sur de la Zona Volcánica Sur (SSVZ). En los gráficos elaborados en la sección de resultados se han incluido adicionalmente las rocas del frente volcánico actual pertenecientes a la Zona Volcánica Sur Norte, Transicional y Sur (NSVZ, TSVZ, SSVZ; Hickey *et al.*, 1984; Stern *et al.*, 1984; López-Escobar *et al.*, 1985; Futa & Stern, 1988; Hildreth & Moorbath, 1988; Stern, 1988; Godoy & Hildreth, 2001; Sruoga *et al.*, 2005; Baker *et al.*, 2009; Holms *et al.*, 2014), que han sido constantemente utilizadas a modo de comparación y referencia en el estudio del magmatismo Andino. En este estudio se realizó dicha comparación para definir una eventual relación entre estas rocas/componentes y la génesis y/o evolución de los magmas analizados.

Se escogió la muestra más básica de la unidad superior de la Fm. Colbún como polo primitivo para los modelos de mezcla por contaminación en la fuente litosférica. Lo anterior debido a que las rocas de Colbún corresponden a un componente primitivo presente y reconocido en la región Andina cercana a los 35°S. Según Vergara *et al.* (1999) estos afloramientos corresponden a rocas volcánicas que han sido separadas en 2 unidades por una discordancia erosiva: (i) unidad inferior, de edad Eoceno tardío-Oligoceno tardío, caracterizada por lavas y rocas volcanoclásticas dacíticas a riolíticas en la base, y lavas y rocas piroclásticas basálticas a andesíticas hacia el techo, y (ii) unidad superior, de edad Mioceno temprano a medio, compuesta por numerosos flujos de lavas basálticas y tobas riolíticas. De acuerdo a Vergara *et al.* (1999) la geoquímica de estas rocas volcánicas se caracteriza por altas razones de MgO/FeO, bajos contenidos de K<sub>2</sub>O, patrones planos de REE y razones isotópicas iniciales de Sr y Nd primitivas, mostrando bajos grados de contaminación cortical durante la evolución de los magmas parentales.





## 5.2.2 POLOS COMPOSICIONALES

Los polos o extremos composicionales escogidos corresponden a muestras reales o promedios de la composición química e isotópica de un set de muestras. Se estima que dichos polos son representativos de la composición de la corteza continental de los Andes de Chile central y de su basamento. Lo anterior de acuerdo a múltiples trabajos que han estudiado la generación de magmas Andinos y la Zona Volcánica Sur, y el basamento sobre el cual se han construido los Andes de Chile central (e.g., Hildreth & Moorbath, 1988; Stern, 1991; Mpodozis & Kay, 1992). En ese sentido, se han considerado polos asociados al basamento cristalino Paleozoico como principal componente cortical, con rocas ácidas a intermedias en la porción superior a media y los residuos plutónicos básicos respectivos como principal componente de la corteza inferior. Como polos primitivos se han escogido un basalto primario tipo MORB y la muestra más básica perteneciente a la unidad superior de Colbún. La unidad Colbún se compone por los afloramientos de rocas volcánicas isotópicamente más primitivas de los Andes Chilenos reconocidos a la actualidad, de edad Eoceno tardío a Mioceno medio (Vergara *et al.*, 1999).

A continuación se presentan las características generales, composiciones isotópicas de Sr y Nd, y las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd para cada uno de los

polos utilizados durante los modelos (**Tabla 16, Tabla 17**). También se mencionan los componentes tipo que son representados por cada polo (**Tabla 16**).

**Tabla 16** – Componentes y características principales de los polos asociados utilizados en los modelos de mezcla simple de magmas.

Componente				Polo
Corteza Media a Superior	–	Basamento Paleozoico		<b><i>IntPz-Rb50 – Complejo Santo Domingo, Batolito Costero de Chile central</i></b> Polo calculado como el promedio de la composición química de las muestras tonalíticas del complejo Santo Domingo, con contenido de Rb de ~50 ppm (Parada <i>et al.</i> , 1999). Se utilizaron los valores isotópicos iniciales propuestos por Kay <i>et al.</i> (2005) para un contaminante promedio del magmatismo Andino de edad Paleozoico tardío ubicado en la corteza continental.
Corteza Media a Superior	–	Basamento Paleozoico		<b><i>IntPz-Rb50_2 – Intrusivos Paleozoicos del Batolito Costero y del basamento de la Cordillera Principal a los ~34 °S.</i></b> Variante del polo anterior. Calculado como el promedio de la composición química de las muestras ácidas a intermedias (granodioritas y tonalitas) del Complejo Santo Domingo (Parada <i>et al.</i> , 1999) y de los circones detríticos de los complejos metamórficos de la costa de Chile central (Willner <i>et al.</i> , 2008). Dichos circones son coherentes con los circones heredados presentes en rocas Cenozoicas de la Cordillera Principal de edad Paleozoico (Muñoz <i>et al.</i> , 2015). Al igual que en el caso anterior, se utilizaron los valores isotópicos iniciales de Sr y Nd propuestos por Kay <i>et al.</i> (2005).
Corteza Inferior	–	Basamento Paleozoico		<b><i>Enclave 25A – Enclave máfico en rocas ácidas del Complejo Santo Domingo, Batolito Costero de Chile central</i></b> Corresponde a un enclave de edad Carbonífero de composición básica, con abundante presencia en tonalitas del Complejo Santo Domingo (Parada <i>et al.</i> , 1999). Se utilizaron los valores composicionales e isotópicos medidos de Sr y Nd presentados por Parada <i>et al.</i> (1999). Este enclave presenta una composición común con respecto a los rangos composicionales de rocas básicas a intermedias de arco típicas de los Andes (e.g., Weaver & Tarney, 1984; Hickey <i>et al.</i> , 1986; López-Escobar <i>et al.</i> , 1995)
Corteza Inferior	–	Basamento Paleozoico		<b><i>LwC – Basamento cristalino de composición básica formado a partir de magmas residuales o cumulos dejados tras la evolución y ascenso de los magmas diferenciados que originaron el Basamento Paleozoico ácido a intermedio de los Andes de Chile central.</i></b> Corresponde a un polo modelo de la corteza continental inferior, considerado como el residuo asociado a los intrusivos Paleozoicos hospedados en la corteza media antes mencionados. Su composición química corresponde a la composición promedio de la corteza inferior propuesta por Taylor & McLennan (1985, 1995), mientras que las isotopías de Sr y Nd son las indicadas por Kay <i>et al.</i> (2005) para rocas plutónicas del Choiyoi.
Magma Primitivo tipo Colbún (unidad superior)				<b><i>Muestra 72, Colbún – Basalto perteneciente a la unidad superior de los afloramientos volcánicos de Colbún, ubicados en el frente cordillerano a los 35 °30'S – 36 °S.</i></b> Corresponde a una lava de composición basáltica de $15,4 \pm 1,6$ Ma, edad Ar-Ar en roca total (Vergara <i>et al.</i> , 1999). Su composición química e isotópica de Sr y Nd fue extraída del trabajo de Vergara <i>et al.</i> (1999). Se utilizó esta

Componente	Polo
	muestra como polo debido a que es la más básica del set de muestras con análisis isotópicos de Sr y Nd.
Magma Primitivo tipo MORB del Pacífico	<b>MORB Pacífico tipo East Pacific Rise</b> Corresponde al polo modelo de un magma tipo MORB del Pacífico generado a partir de la fusión del manto astenosférico de la región, cuya composición química e isotópica fue considerada como el promedio para las muestras del MORB del Pacífico de Chauvel & Blichert-Toft (2001).
Manto Astenosférico – Magma Primitivo tipo Depleted Mantle (DMM)	<b>DMM – Reservorio Geoquímico</b> Corresponde a un polo modelo del manto astenosférico de la región. Para los valores isotópicos de Sr y Nd se utilizó el promedio de los datos de Chauvel & Blichert-Toft (2001) para las muestras del MORB del Pacífico, mientras que la composición química fue tomada de Workman & Hart (2005) para una peridotita representativa del reservorio geoquímico DMM.

Todas las mezclas fueron modeladas a un tiempo “T” definido en Ma. De este modo, las isotopías de Sr y Nd de los polos involucrados en cada mezcla fueron recalculadas a la edad de la mezcla en Ma para obtener los valores iniciales de las razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $\epsilon\text{Nd}$ .

En la **Tabla 17** se presentan la edad, los contenidos de  $\text{SiO}_2$ , Rb, Sr, Sm, Nd y valores isotópicos iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $\epsilon\text{Nd}$  utilizados en los modelos de mezcla simple para cada uno de los polos.

**Tabla 17** – Edad y características químicas e isotópicas de Sr y Nd utilizadas para cada polo en los modelos de mezcla simple de magmas.

Polo	Edad	$\text{SiO}_2$ (%)	Rb	Sr	Sm	Nd	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$
IntPz-Rb50	290 Ma	64,9	47,5	480,5	4,8	26,6	0,70694	0,70580
IntPz-Rb50_2	290 Ma	64,9	50	300	4,8	27	0,70773	0,70580
Enclave 25A	308 Ma	52,5	78	623	6,8	26,6	0,70723	0,70570
LwC	290 Ma	54,3	12	230	3,17	13	0,70640	0,70580
Muestra 72 – Colbún	15,4 Ma	51,94	12	245	2,48	9	0,70362	0,70359
DMM	-	44,71	0,05	7,66	0,24	0,58	0,70252	0,70252
MORB Pacífico	-	51,94	1,48	105,13	3,14	9,02	0,70252	0,70252
Polo	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)$	$\epsilon\text{Nd}(i)$					
IntPz-Rb50	0,51229	0,51209	-3,5					
IntPz-Rb50_2	0,51229	0,51209	-3,5					
Enclave 25A	0,51245	0,51214	-2,0					
LwC	0,51237	0,51209	-3,5					
Muestra 72 – Colbún	0,51297	0,51296	6,6					
DMM	0,51315	0,51315	9,9					
MORB Pacífico	0,51315	0,51315	9,9					

### 5.3 COMPOSICIONES A REPRODUCIR

Estos modelos tienen la finalidad de reproducir las composiciones isotópicas de Sr-Nd de todas las muestras en estudio. De acuerdo a los análisis isotópicos de Sr-Nd realizados en este trabajo las muestras analizadas se ubican en el campo del manto (**Fig. 4.20**), por lo que se buscaron polos primitivos cuya interacción con algún componente cortical diferenciado permitiera obtener todo el espectro composicional de muestras en análisis. Las muestras más antiguas y más jóvenes en estudio presentan composiciones isotópicas que se vuelven progresivamente más enriquecidas con la disminución de la edad. Como se presentó en los resultados isotópicos (**Capítulo 4**), la evolución de ambas series de muestras sería completada por la ocurrencia leve de procesos AFC en la corteza media a superior, por lo que es esperable que los modelos de mezcla simple de magmas no puedan reproducir a cabalidad la composición isotópica de todas ellas. Por otro lado, las muestras de 22-18 Ma son poco fraccionadas y presentan firmas isotópicas considerablemente primitivas sugiriendo que su evolución fue completada de forma temprana en su dominio MASH. Para este caso es esperable poder reproducir las composiciones isotópicas solamente a partir del modelo de mezcla simple de magmas en la fuente litosférica, con líneas de mezcla que concuerden con la serie descrita por las muestras de 22-18 Ma.

A continuación se presenta una tabla resumen con la edad y las características químicas e isotópicas de las muestras a reproducir (**Tabla 18**).

**Tabla 18** - Edad y características químicas e isotópicas de Sr y Nd de cada muestra en estudio utilizadas en los modelos de mezcla simple de magmas.

Muestra	Edad	SiO <sub>2</sub> (%)	Rb	Sr	Sm	Nd	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr(i)
G1. Fm. Abanico (40 a 22 Ma)								
PT 33	40,00	56,0	20	447	4,90	18,30	0,7038	0,7038
PT 12	30,00	59,6	64	513	6,00	26,90	0,7039	0,7038
PT 42	25,00	49,9	8,0	697	7,50	31,30	0,7040	0,7040
G2. Grupo Transicional (22 a 18 Ma)								
MMT 1	19,48	67,7	69	254	4,80	19,10	0,7040	0,7038
MMT 2	18,20	61,9	24	290	4	13,4	0,7038	0,7038
G3. Fms. Farellones, Corona del Fraile y Unidades intrusivas Mio-Pliocenas								
PT 66	18,00	51,9	17	756	3,20	13,30	0,7038	0,7038
PT 62	17,01	63,5	40	551	2,40	10,70	0,7038	0,7037
PT 16	16,00	54,9	11	632	3,90	17,10	0,7039	0,7038
PT 38	9,07	55,8	30	774	3,90	18,10	0,7039	0,7039
PT 37	8,06	72,8	115	244	5,00	26,80	0,7054	0,7052
PT 18	5,12	66,0	100	522	5,10	27,20	0,7043	0,7042
Muestra	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd(i)	εNd(i)					
G1. Fm. Abanico (40 a 22 Ma)								
PT 33	0,51288	0,51283	4,8					
PT 12	0,51281	0,51278	3,6					
PT 42	0,51276	0,51274	2,6					

Muestra	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{i})$	$\epsilon\text{Nd}(\text{i})$
<b>G2. Grupo Transicional (22 a 18 Ma)</b>			
MMT 1	0,51294	0,51292	6,0
MMT 2	0,51295	0,51293	6,1
<b>G3. Fms. Farellones, Corona del Fraile y Unidades intrusivas Mio-Pliocenas</b>			
PT 66	0,51286	0,51284	4,4
PT 62	0,51287	0,51286	4,7
PT 16	0,51285	0,51284	4,3
PT 38	0,51282	0,51281	3,6
PT 37	0,51281	0,51280	3,3
PT 18	0,51274	0,51274	2,1

## 5.4 RESULTADOS

### 5.4.1 MODELOS DE MEZCLA SIMPLE SOBRE LAS ISOTOPÍAS DE Sr-Nd

#### 5.4.1.1 Antecedentes

Los polos utilizados en estas mezclas fueron escogidos con el objetivo de obtener el set completo de muestras en estudio y se hizo bajo una corrección por tiempo a  $T = 30$  Ma. Se consideraron polos representativos de la corteza continental inferior, y media a superior como componentes que interactúan con un polo primitivo para poder reproducir las isotopías iniciales de Sr y Nd de las muestras en estudio.

Se realizaron 2 tipos de modelos de mezcla: (1) contaminación de la fuente astenosférica por erosión por subducción, con un polo primitivo representativo del manto astenosférico, y (2) contaminación de un magma primario en su fuente litosférica, con un polo primitivo correspondiente a un basalto primario derivado de la fusión parcial del manto astenosférico. Se utilizaron los polos IntPz-Rb50, IntPz-Rb50\_2, LwC y Enclave 25A como contaminantes para ambos casos.

Se escogió la muestra 72 de Colbún como polo representativo de un magma primario generado en la región. Como se indicó en la **Tabla 16**, la muestra 72 corresponde a una lava basáltica y su contenido de  $\text{SiO}_2$  es el más bajo de todo el set de muestras de los afloramientos de la unidad superior de Colbún analizados por Vergara *et al.* (1999).

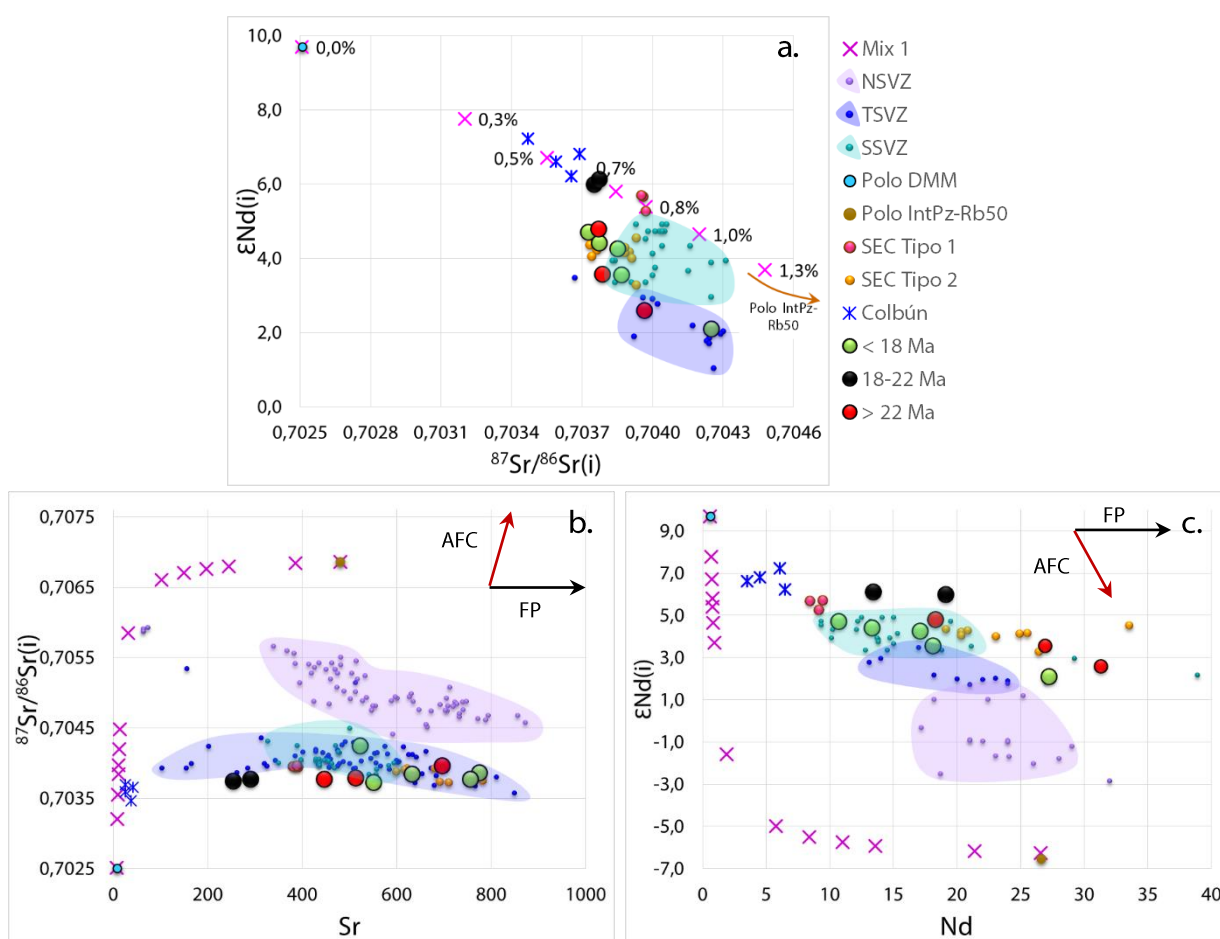
#### 5.4.1.2 Modelo de Mezcla 1: Contaminación en la fuente astenosférica por erosión por subducción con material de la corteza media a superior

A continuación se presentan los valores composicionales e isotópicos de Sr y Nd obtenidos a partir del modelo de mezcla entre los polos DMM e IntPz-Rb50 (**Tabla 19**) y su representación gráfica en diagramas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$  vs.  $\epsilon\text{Nd}(\text{i})$ , Sr vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$  y Nd vs.  $\epsilon\text{Nd}(\text{i})$  (**Fig. 5.2**).



**Tabla 19** – Tabla con los valores resultantes del modelo de mezcla simple para las isotopías iniciales de Sr, Nd y las concentraciones de los elementos asociados entre los Polos DMM e IntPz-Rb50. En negrita se destacan los % de asimilación que reproducen las isotopías de las muestras de Colbún, de 22-18 Ma y de los SEC Tipo 1 de Hickey-Vargas *et al.* (2016).

<b>Mezcla 1: Polo DMM – Polo IntPz-Rb50</b>								
% Asimilación del contaminante Paleozoico en un manto astenosférico tipo DMM								
	0,0%	0,3%	<b>0,5%</b>	<b>0,7%</b>	<b>0,8%</b>	1,0%	1,3%	5,0%
<b>Sr</b>	7,7	9,1	10,0	10,7	11,4	12,4	13,8	31,3
<b><math>^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})</math></b>	0,7025	0,7032	0,7036	0,7038	0,7040	0,7042	0,7045	0,7059
<b>Nd</b>	0,6	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,9	1,9
<b><math>^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{i})</math></b>	0,51310	0,51300	0,51294	0,51291	0,51288	0,51284	0,51279	0,51252
<b><math>\epsilon\text{Nd}(\text{i})</math></b>	9,7	7,8	6,7	5,8	5,4	4,6	3,7	-1,6



**Fig. 5.2** – Resultados de las isotopías de Sr y Nd modeladas a partir de la mezcla simple de magmas entre los polos DMM e IntPz-Rb50.

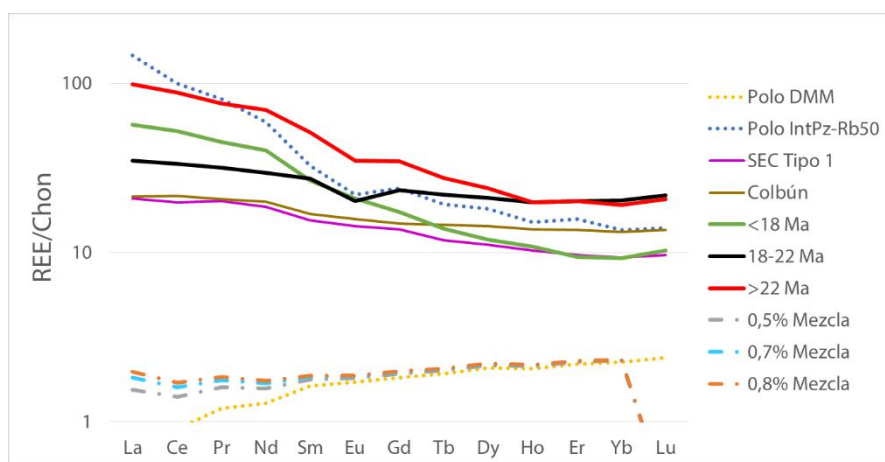
(a) Diagrama de variación de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$  vs  $\epsilon\text{Nd}(\text{i})$ , (b) diagrama de variación Sr vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$ , y (c) diagrama de variación de Nd vs  $\epsilon\text{Nd}(\text{i})$ . En los diagramas (b) y (c) se incluyen los vectores de procesos AFC y Fusión Parcial (FP) esperables para cada caso. Las cruces representan los resultados de la mezcla, con porcentajes de asimilación del componente cortical "IntPz-Rb50" en un manto astenosférico tipo DMM. A modo de referencia se graficaron los campos definidos por las muestras pertenecientes a las NSVZ, TSVZ y SSVZ, además de las muestras pertenecientes a los SEC Tipo 1 y 2 y Colbún.

Los resultados de este primer modelo de mezcla muestran de forma bastante satisfactoria la generación de las composiciones isotópicas iniciales de Sr y Nd de las muestras de Colbún y de los intrusivos de 22-18 Ma analizados en este estudio que afloran en el frente cordillerano a los  $\sim 35^\circ\text{S}$  (**Fig. 5.2a**). Con la asimilación de un  $\sim 0,5\%$  de un contaminante cortical Paleozoico tipo IntPz-Rb50, representativo de la corteza media a superior en la fuente astenosférica tipo DMM, es posible conseguir replicar la composición isotópica inicial de Sr y Nd del set de muestras de Colbún. De igual modo, con una asimilación cercana al  $0,7\%$  es posible generar la composición isotópica de las muestras de 22-18 Ma. En la **Fig. 5.2a** también se observa que con la asimilación de un  $\sim 0,8\%$  de contaminante se pueden reproducir las isotopías características de las muestras SEC Tipo 1 de Hickey-Vargas *et al.* (2016).

Desde este punto en adelante, el arreglo colinear definido por las muestras de Colbún, los intrusivos de 22-18 Ma y las muestras SEC Tipo 1 en el gráfico de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$  vs.  $\epsilon\text{Nd}(\text{i})$  se considerará como un “trend superior”, mientras que la tendencia definida por las muestras más antiguas que 22 Ma y más jóvenes que 18 Ma corresponde al “trend inferior”.

Los gráficos de Sr vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$  (**Fig. 5.2b**) y Nd vs.  $\epsilon\text{Nd}(\text{i})$  (**Fig. 5.2c**) muestran de forma clara que los trends horizontales a sub-horizontales descritos por las muestras en estudio no son generados por la ocurrencia de procesos AFC en la corteza media y superior, sino que serían controlados principalmente por procesos profundos durante el origen y/o evolución de los magmas primarios. Para este modelo, las diferencias composicionales de Sr y Nd entre la línea de mezcla y las muestras en estudio pueden ser explicados por la ocurrencia de procesos de fusión parcial de la fuente astenosférica contaminada o por cristalización fraccionada en dicha fuente. Dichos procesos generarían magmas primarios con la misma signatura isotópica que la fuente pero con mayores concentraciones de Sr y Nd, aumentando el contenido de estos elementos a medida que éstos se diferencian de forma temprana en profundidad.

Se realizó también un modelo de mezcla sobre las concentraciones de REE empleando la fórmula mencionada como **Ec. 5.2**. En la **Fig. 5.3** se presentan los patrones de REE generados para los valores de asimilación del componente Paleozoico IntPz-Rb50 que reproducen satisfactoriamente las composiciones isotópicas para las muestras de Colbún, de 22-18 Ma y SEC Tipo 1, con valores de asimilación correspondientes al  $0,5\%$ ,  $0,7\%$  y  $0,8\%$  respectivamente.



**Fig. 5.3** – Diagrama de REE normalizado al condrito (Nakamura, 1974; Anders & Grevesse, 1989) para modelo de mezcla simple de magmas entre los polos DMM e IntPz-Rb50. Se presentan los patrones generados a partir del Modelo de Mezcla 1 para los valores de asimilación 0,5%, 0,7% y 0,8%. También se incluyen los patrones de los Polos involucrados y de las muestras más básicas de Colbún, del SEC Tipo 1 y de los grupos de rocas más antiguas que 22 Ma, de 22-18 Ma y más jóvenes que 18 Ma, a modo de referencia.

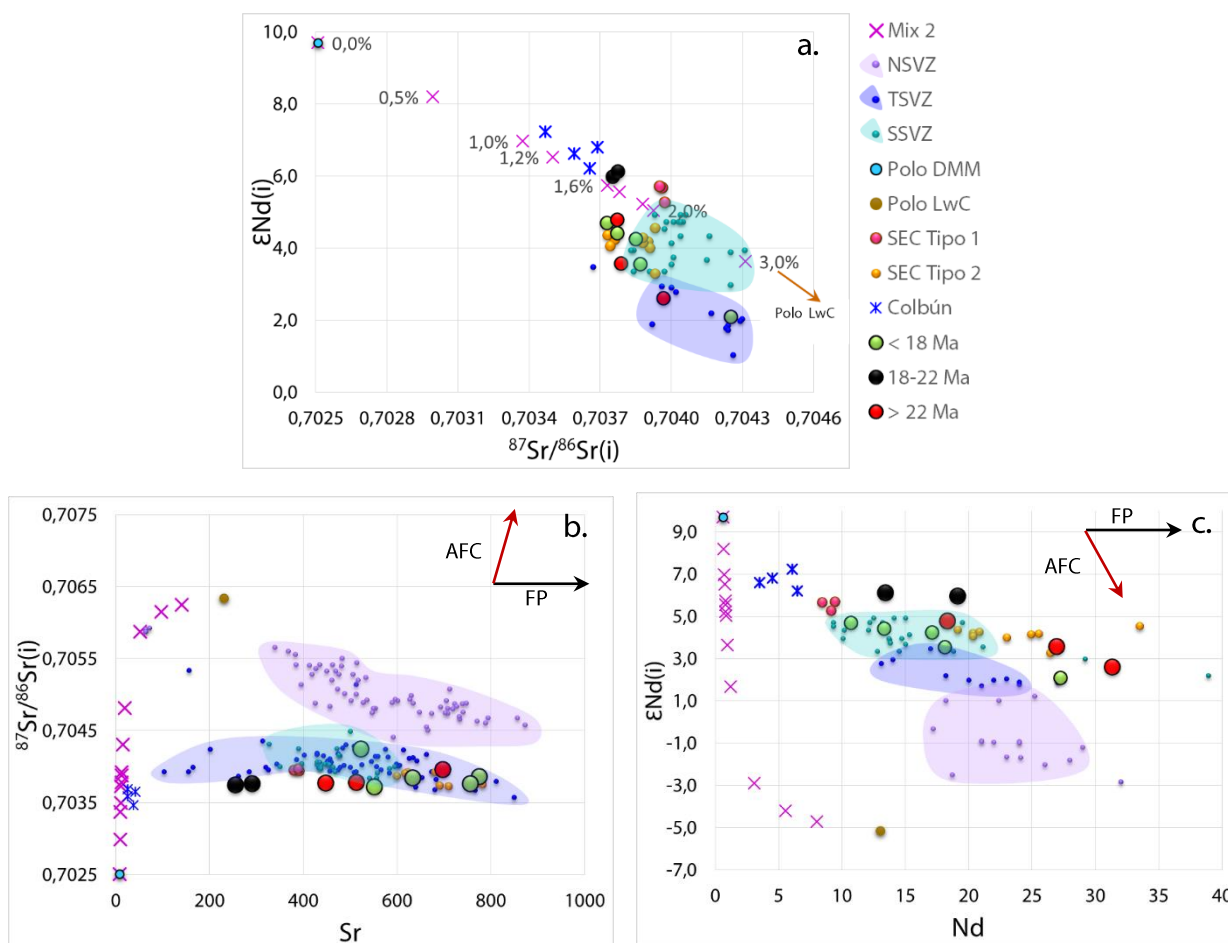
Se puede observar que los patrones de REE descritos por los resultados de la mezcla son prácticamente paralelos en las MREE y HREE a los patrones de las muestras más básicas de Colbún, del SEC Tipo 1 y del grupo de 22-18 Ma (**Fig. 5.3**). La ocurrencia de procesos de fusión parcial de la fuente astenosférica contaminada podrían explicar el paso desde patrones de mezcla con empobrecimiento relativo en LREE a los patrones descritos por las muestras del trend superior. Dichos procesos estarían favoreciendo el enriquecimiento leve en LREE en los magmas primarios generados a partir de la fuente astenosférica contaminada propuesta en el modelo.

#### 5.4.1.3 Modelo de Mezcla 2: Contaminación en la fuente astenosférica por erosión por subducción con material de la corteza inferior

En la **Tabla 20** se presentan los valores composicionales e isotópicos de Sr y Nd obtenidos a partir del modelo de mezcla simple entre los polos DMM y LwC, mientras que su representación gráfica en diagramas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  vs.  $\epsilon\text{Nd}(i)$ , Sr vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  y Nd vs.  $\epsilon\text{Nd}(i)$  se muestra en la **Fig. 5.4**.

**Tabla 20** – Tabla con los valores resultantes del modelo de mezcla simple para las isotopías iniciales de Sr, Nd y las concentraciones de los elementos asociados entre los Polos DMM y LwC. En negrita se destacan los % de asimilación que reproducen las isotopías de las muestras de Colbún, de 22-18 Ma y de los SEC Tipo 1 de Hickey *et al.* (2016).

Mezcla 2: Polo DMM – Polo LwC								
% Asimilación del contaminante Paleozoico de la corteza inferior en un manto astenosférico tipo DMM								
	0,0%	0,5%	1,0%	<b>1,2%</b>	<b>1,6%</b>	1,7%	1,9%	<b>2,0%</b>
Sr	8,0	9,1	10,2	10,7	11,6	11,8	12,2	12,4
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$	0,7025	0,7030	0,7034	0,7035	0,7037	0,7038	0,7039	0,7039
Nd	0,6	0,6	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)$	0,51310	0,51302	0,51296	0,51293	0,51289	0,51288	0,51287	0,51286
$\epsilon\text{Nd}(i)$	9,7	8,2	7,0	6,5	5,7	5,6	5,2	5,0



**Fig. 5.4** – Resultados de las isotopías de Sr y Nd modeladas a partir de la mezcla simple de magmas entre los Polos DMM y LwC.

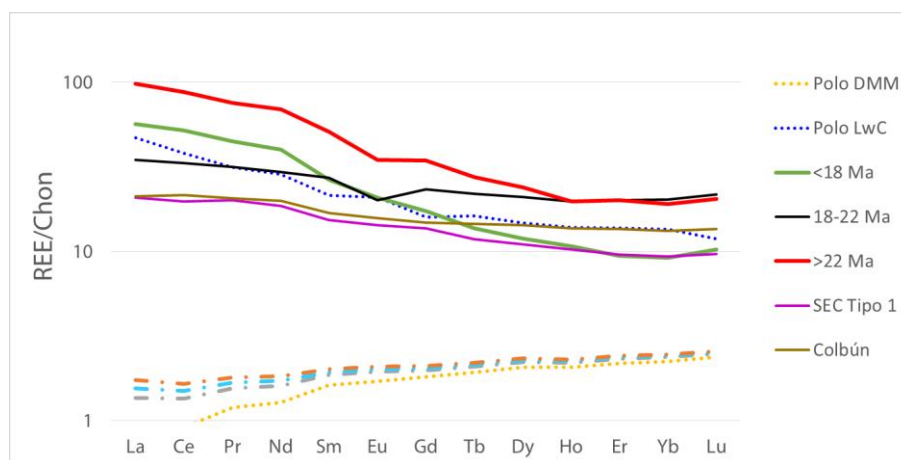
Las cruces representan los resultados de la mezcla, con porcentajes de asimilación del componente cortical “LwC” en un magma primitivo tipo DMM. A modo de referencia se graficaron los campos definidos por las muestras pertenecientes a las NSVZ, TSVZ y SSVZ, además de las muestras pertenecientes a los SEC Tipo 1 y 2 y Colbún. (a) Diagrama de variación de  $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$  vs  $\epsilon Nd(i)$ , (b) diagrama de variación Sr vs  $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ , y (c) diagrama de variación de Nd vs  $\epsilon Nd(i)$ . En los diagramas (b) y (c) se incluyen los vectores de procesos AFC y Fusión Parcial (FP) esperables para cada caso

Los resultados de este modelo de mezcla muestran que la asimilación de un componente cortical Paleozoico tipo LwC en el manto astenosférico tipo DMM es capaz de generar el arreglo colinear descrito por las muestras del trend superior. Con una asimilación cercana al 1,2% es posible reproducir la composición isotópica inicial de Sr y Nd del set de muestras de Colbún. Con una asimilación de alrededor del 1,6% se puede generar de forma bastante cercana la composición isotópica inicial de Sr y Nd para las muestras de 22-18 Ma. Al igual que para el caso de la Mezcla 1 anterior, con este modelo se logró reproducir la composición isotópica del set de muestras SEC Tipo 1, con una asimilación del 2% del componente LwC (**Fig. 5.4**).

Los gráficos de Sr vs  $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$  (**Fig. 5.4b**) y Nd vs.  $\epsilon Nd(i)$  (**Fig. 5.4c**) nuevamente sugieren que las diferencias composicionales de Sr y Nd entre la línea de mezcla y las muestras en estudio pueden ser explicados por la ocurrencia de procesos de fusión

parcial de la fuente astenosférica contaminada ó por cristalización fraccionada a partir de los cuales se originaron los magmas primarios de las muestras en estudio.

Al igual que el caso anterior, se realizó el modelo de REE para los valores de asimilación que reproducen las composiciones isotópicas de las muestras de Colbún, de los intrusivos de 22-18 Ma y SEC Tipo 1. Se graficaron dichos patrones de REE para corroborar el modelo de mezcla y compararlos visualmente con los patrones de las muestras más básicas reproducidas (**Fig. 5.5**).



**Fig. 5.5** – Diagrama de REE normalizado al Condrito (Nakamura, 1974; Anders & Grevesse, 1989) para modelo de mezcla simple de magmas entre los Polos DMM y LwC.

En este diagrama se muestran los patrones de REE generados a partir del Modelo de Mezcla 2 para los valores de asimilación 1,2%, 1,6% y 2,0%. También se incluyen los patrones de REE de los Polos involucrados y de las muestras más básicas de Colbún, del SEC Tipo 1 y de los grupos de rocas más antiguas que 22 Ma, de 22-18 Ma y más jóvenes que 18 Ma, a modo de referencia.

Para este modelo, la **Fig. 5.5** muestra que los patrones de mezcla resultantes son relativamente paralelos a los de las muestras más básicas de Colbún, de 22-18 Ma y del SEC Tipo 1, con diferencias en los contenidos relativos de LREE para los 3 casos. Al igual que en el modelo de mezcla anterior, esta diferencia podría explicarse por la ocurrencia de procesos de fusión parcial en la fuente astenosférica contaminada que permitieron el origen de los magmas primarios de las muestras en estudio, junto a procesos de diferenciación profundos de dichos magmas.

#### 5.4.1.4 Modelo de Mezcla 3: Contaminación en la fuente litosférica de un magma primario tipo Colbún con material de la corteza media a superior

En particular para este modelo se utilizaron valores composicionales mínimos y máximos de Sr y Nd para el Polo IntPz-Rb50\_2 con el objetivo de establecer un espectro composicional generado a partir del modelo de mezcla al cuál pudieran pertenecer las muestras en estudio. Para esto, se buscaron los rangos composicionales de Rb, Sr, Sm y Nd típicos para rocas de la corteza continental cristalina (Rudnik & Gao, 2003) y de rocas intermedias del Batolito Costero (Parada *et al.*, 1999), escogiéndose como límite superior el resultado de la mezcla generada con valores de Sr = 300 ppm y Nd = 27 ppm. El límite inferior fue escogido como el resultado de la mezcla generada con valores de Sr = 170 ppm y Nd = 32 ppm. Los valores del límite superior corresponden a los contenidos



de Sr y Nd estimados por Rudnik & Gao (2003) para una roca cristalina de 66,6% de SiO<sub>2</sub> de la corteza superior. Los valores del límite inferior corresponden al mínimo contenido de Sr y máximo de Nd para rocas de 62-67% SiO<sub>2</sub> del batolito costero, de acuerdo a Parada *et al.* (1999).

En la **Tabla 21** se presentan los valores composicionales e isotópicos de Sr y Nd obtenidos para el límite superior del rango composicional resultante a partir del modelo de mezcla simple entre los Polos Colbún e IntPz-Rb50\_2, mientras que en la **Tabla 22** se presentan los valores obtenidos para el límite inferior. La representación gráfica de todos estos resultados se muestra mediante diagramas de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr(i) vs. εNd(i), Sr vs <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr(i) y Nd vs. εNd(i) en la **Fig. 5.6**.

**Tabla 21** – Tabla con los valores resultantes del modelo de mezcla simple para las isotopías iniciales de Sr, Nd y las concentraciones de los elementos asociados entre los Polos Colbún e IntPz-Rb50\_2 correspondientes al límite superior del rango composicional de mezcla.

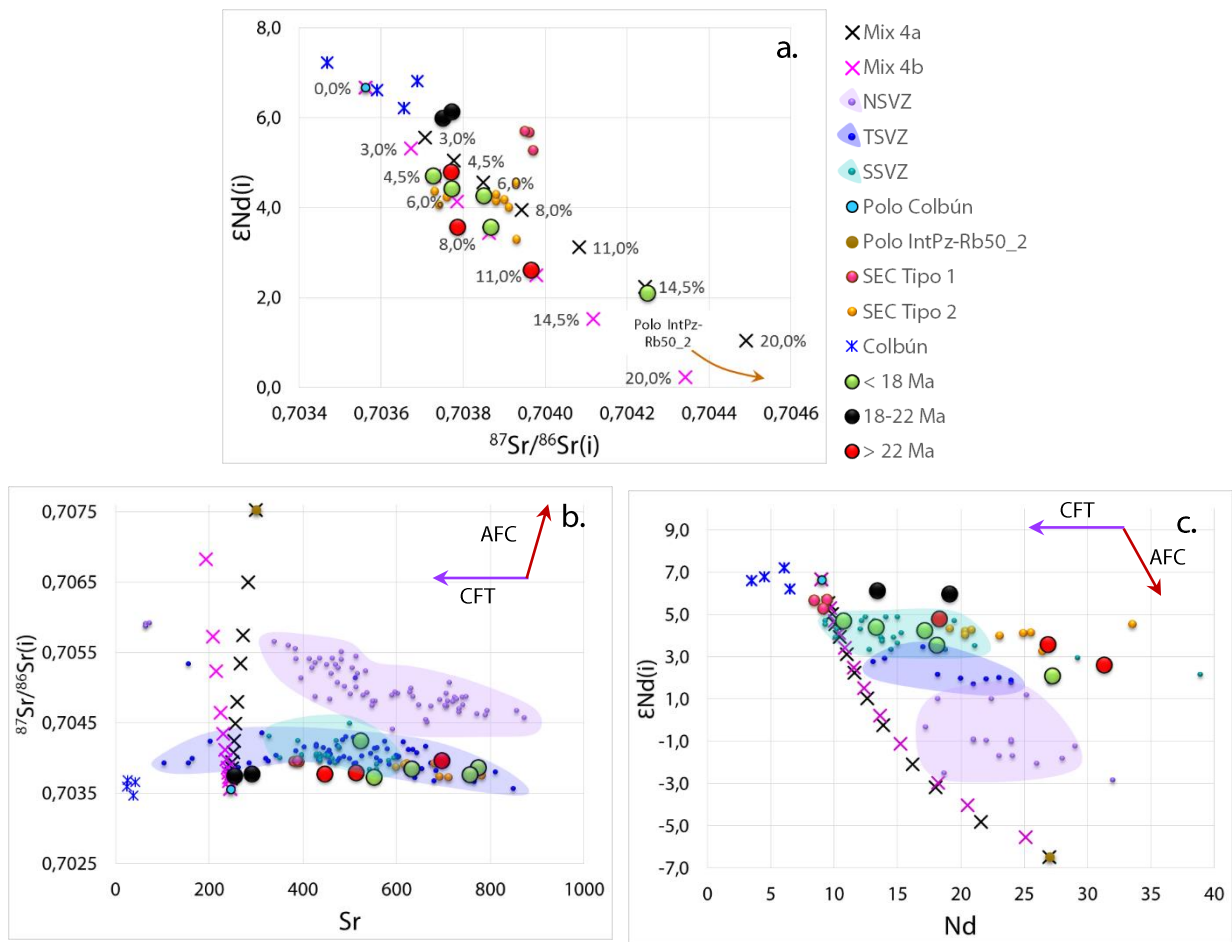
En negrita se destacan los % de asimilación que reproducen las isotopías de las muestras de más de 22 Ma y más jóvenes que 18 Ma analizadas en este trabajo.

Mezcla 3a: Polo Colbún – Polo IntPz-Rb50_2. Límite Superior, con Sr = 300 ppm y Nd = 27 ppm para Polo IntPz-Rb50_2.								
% Asimilación del contaminante Paleozoico en un magma tipo Colbún.								
	0,0%	3,0%	<b>4,5%</b>	6,0%	<b>8,0%</b>	<b>11,0%</b>	14,5%	20,0%
Sr	245,0	246,7	247,5	248,3	249,4	251,1	253,0	256,0
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr(i)	0,7036	0,7037	0,7038	0,7038	0,7039	0,7041	0,7042	0,7045
Nd	9,0	9,5	9,8	10,1	10,4	11,0	11,6	12,6
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd(i)	0,51294	0,51288	0,51286	0,51283	0,51280	0,51276	0,51271	0,51265
εNd(i)	6,7	5,6	5,0	4,6	4,0	3,1	2,2	1,0

**Tabla 22** – Tabla con los valores resultantes del modelo de mezcla simple para las isotopías iniciales de Sr, Nd y las concentraciones de los elementos asociados entre los Polos Colbún e IntPz-Rb50\_2 correspondientes al límite inferior del rango composicional de mezcla.

En negrita se destacan los % de asimilación que reproducen las isotopías de las muestras de más de 22 Ma y más jóvenes que 18 Ma analizadas en este trabajo.

Mezcla 3b: Polo Colbún – Polo IntPz-Rb50_2. Límite Inferior, con Sr = 170 ppm y Nd = 32 ppm para Polo IntPz-								
% Asimilación del contaminante Paleozoico en un magma tipo Colbún.								
	0,0%	3,0%	<b>4,5%</b>	6,0%	<b>8,0%</b>	<b>11,0%</b>	14,5%	20,0%
Sr	245,0	242,8	241,6	240,5	239,0	236,8	234,1	230,0
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr(i)	0,7036	0,7037	0,7037	0,7038	0,7039	0,7040	0,7041	0,7043
Nd	9,0	9,7	10,0	10,4	10,8	11,5	12,3	13,6
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd(i)	0,51294	0,51287	0,51284	0,51281	0,51278	0,51273	0,51268	0,51261
εNd(i)	6,7	5,3	4,7	4,1	3,4	2,5	1,5	0,2



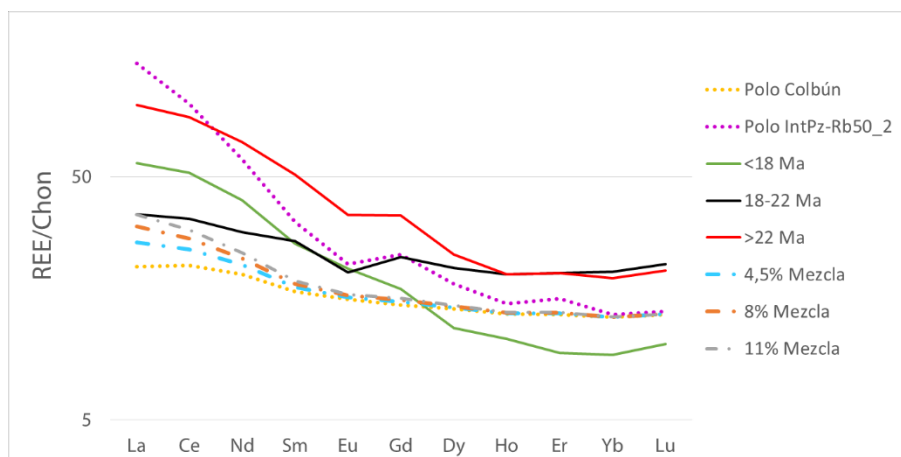
**Fig. 5.6** – Resultados de las isotopías de Sr y Nd modeladas a partir de la mezcla simple de magmas entre los Polos Colbún e IntPz-Rb50\_2.

(a) Diagrama de variación de  $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$  vs  $\epsilon Nd(i)$ , (b) diagrama de variación Sr vs  $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ , y (c) diagrama de variación de Nd vs  $\epsilon Nd(i)$ . En los diagramas (b) y (c) se incluyen los vectores de procesos AFC y Cristalización Fraccionada Temprana (CFT) esperables para cada caso. Las cruces negras representan los resultados definidos como el límite superior de la mezcla con porcentajes de asimilación del componente cortical tipo "IntPz-Rb50\_2" en un magma primitivo tipo Colbún, mientras que las cruces rosadas representan el límite inferior de esta mezcla. A modo de referencia se graficaron los campos definidos por las muestras pertenecientes a las NSVZ, TSVZ y SSVZ, además de las muestras pertenecientes a los SEC Tipo 1 y 2 y Colbún.

Este modelo de mezcla es el único modelo que permite reproducir en las composiciones isotópicas iniciales de Sr y Nd del trend inferior definido por las muestras más antiguas que 22 Ma y más jóvenes que 18 Ma analizadas en este estudio. Los resultados del modelo se presentan como un espectro composicional de isotopías iniciales de Sr y Nd definido por límites composicionales superior e inferior dentro del cual se ubican dichas muestras. En todos los diagramas los límites superior e inferior de la mezcla están definidos a partir de los mismos valores de asimilación del componente cortical. En base a lo anterior, la **Fig. 5.6** muestra que con valores de asimilación entre un 4,5% y 14,5% de un componente cortical tipo IntPz-Rb50\_2 en un magma primario tipo Colbún, considerando ambos extremos composicionales de Sr y Nd, es posible reproducir de forma satisfactoria el trend inferior de muestras.

Los diagramas de variación de Sr vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$  (**Fig. 5.6b**) y Nd vs.  $\epsilon\text{Nd}(\text{i})$  (**Fig. 5.6c**) sugieren que las diferencias composicionales de Sr y Nd entre las líneas de mezcla y las muestras en estudio pertenecientes al trend inferior pueden ser explicados por procesos de cristalización fraccionada.

Se realizaron modelos de REE para evaluar los resultados de este modelo de mezcla, cuyos patrones se presentan en la **Fig. 5.7** para los valores de asimilación 4,5%, 8,0% y 11,0%, los cuales reproducen el trend inferior de muestras en estudio. Para este modelo se observa que los patrones definidos por los resultados de la mezcla reproducen relativamente bien el patrón de la muestra más antigua, con diferencias leves en el contenido total de REE y de LREE. Lo anterior podría explicarse por la ocurrencia de eventos de cristalización fraccionada durante la diferenciación de los magmas, obteniéndose finalmente rocas más enriquecidas en cuanto a su contenido total de REE. Por otro lado, ningún patrón de mezcla logra reproducir el contenido de HREE de la muestra del grupo más joven, intersectándose entre sí. Lo anterior sugiere que durante la evolución de los magmas más jóvenes que 18 Ma existió la asimilación adicional de otro tipo de componente cortical relativamente más empobrecido en HREE.



**Fig. 5.7** – Diagrama de REE normalizado al Condrito (Nakamura, 1974; Anders & Grevesse, 1989) para modelo de mezcla simple de magmas entre los Polos Colbún e IntPz-Rb50\_2.

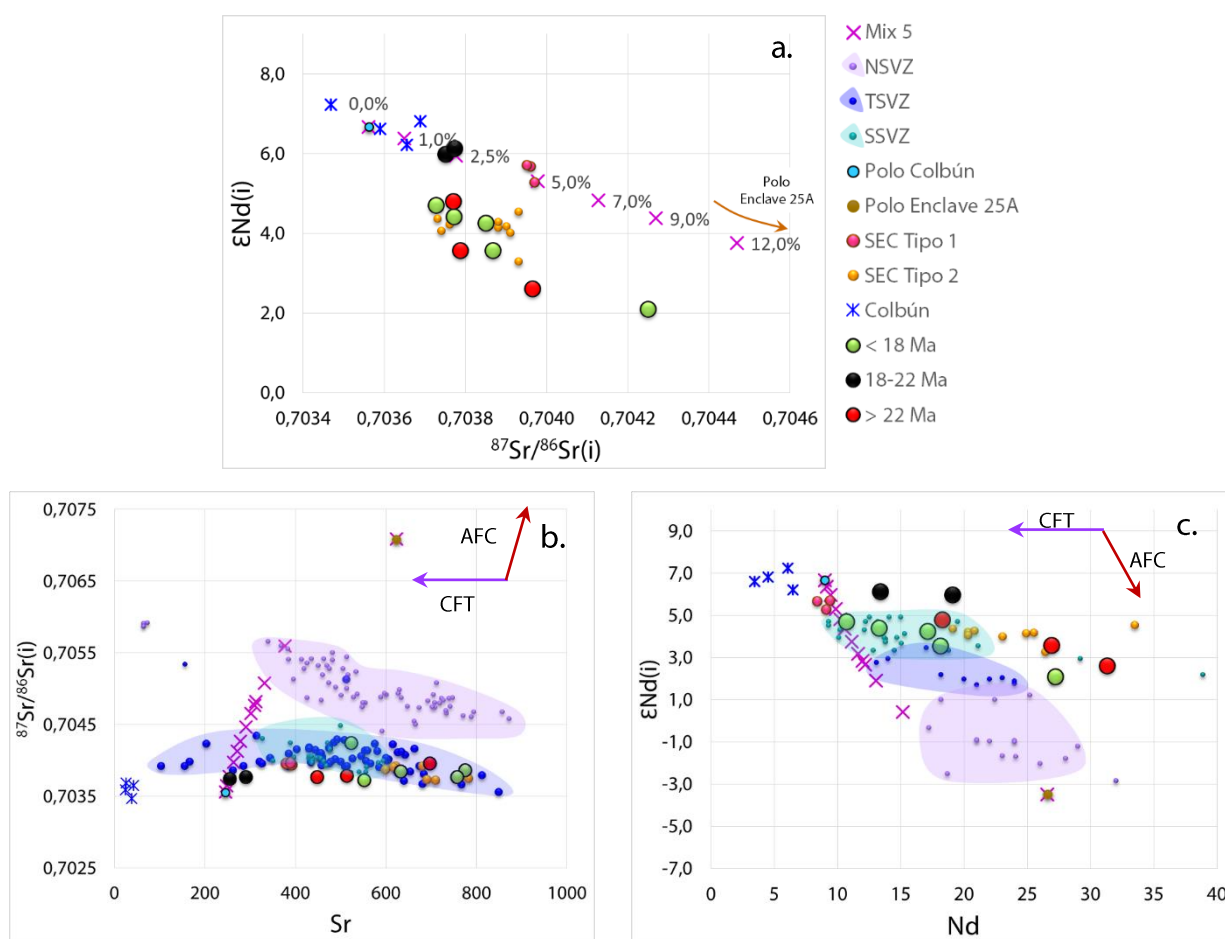
En este diagrama se muestran los patrones de REE generados a partir del Modelo de Mezcla 4 para los valores de asimilación 3,0%, 6,0% y 10,0%. También se incluyen los patrones de REE de los Polos involucrados y de las muestras más básicas de los grupos de rocas más antiguas que 22 Ma, de 22-18 Ma y más jóvenes que 18 Ma, a modo de referencia.

#### 5.4.1.5 Modelo de Mezcla 4: Contaminación en la fuente litosférica de un magma primario tipo Colbún con material de la corteza inferior

A continuación se presentan los valores composicionales e isotópicos de Sr y Nd obtenidos para este modelo de mezcla entre los Polos Colbún y Enclave 25A (**Tabla 23**), mientras que la representación gráfica de dichos resultados se presenta mediante diagramas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$  vs.  $\epsilon\text{Nd}(\text{i})$ , Sr vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$  y Nd vs.  $\epsilon\text{Nd}(\text{i})$  en la **Fig. 5.8**.

**Tabla 23** – Tabla con los valores resultantes del modelo de mezcla simple para las isotopías iniciales de Sr, Nd y las concentraciones de los elementos asociados entre los Polos Colbún y Enclave 25A. En negrita se destacan los % de asimilación que reproducen las isotopías de las muestras de Colbún, de 22-18 Ma y de los SEC Tipo 1 de Hickey-Vargas *et al.* (2016).

<b>Mezcla 4: Polo Colbún – Polo Enclave 25A</b>								
% Asimilación del contaminante Paleozoico en un magma tipo Colbún.								
	0,0%	<b>1,0%</b>	<b>2,5%</b>	<b>5,0%</b>	7,0%	9,0%	12,0%	15,0%
Sr	245,0	248,8	254,5	263,9	271,5	279,0	290,4	301,7
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$	0,7036	0,7036	0,7038	0,7040	0,7041	0,7043	0,7045	0,7047
Nd	9,0	9,2	9,4	9,9	10,2	10,6	11,1	11,6
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{i})$	0,51294	0,51293	0,51290	0,51287	0,51285	0,51282	0,51279	0,51276
$\epsilon\text{Nd}(\text{i})$	6,7	6,4	6,0	5,3	4,8	4,4	3,8	3,2



**Fig. 5.8** – Resultados de las isotopías de Sr y Nd modeladas a partir de la mezcla simple de magmas entre los Polos Colbún y Enclave 25A.

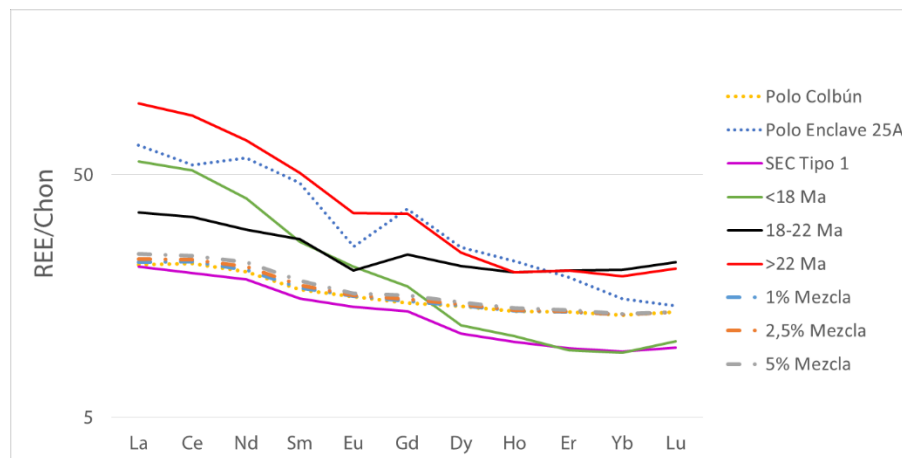
(a) Diagrama de variación de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$  vs  $\epsilon\text{Nd}(\text{i})$ , (b) diagrama de variación Sr vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$ , y (c) diagrama de variación de Nd vs  $\epsilon\text{Nd}(\text{i})$ . En los diagramas (b) y (c) se incluyen los vectores de procesos AFC y Cristalización Fraccionada Temprana (CFT) esperables para cada caso. Las cruces representan los resultados de la mezcla con porcentajes de asimilación del componente cortical tipo Enclave 25A en un magma primitivo tipo Colbún. A modo de referencia se graficaron los campos definidos por las muestras pertenecientes a las NSVZ, TSVZ y SSVZ, además de las muestras pertenecientes a los SEC Tipo 1 y 2 y Colbún.

Este modelo de mezcla nuevamente reproduce de forma cercana la composición isotópica inicial de Sr y Nd del trend superior de muestras. De acuerdo al modelo, para obtener la composición isotópica inicial de Sr y Nd para las muestras restantes de Colbún es necesario aproximadamente un 1,0% de asimilación de un contaminante tipo Enclave 25A en un magma primario tipo Colbún. Con una asimilación de alrededor del 2,5% se pudo generar la composición isotópica inicial para las muestras de intrusivos de 22-18 Ma. Este modelo también pudo reproducir la composición isotópica de Sr y Nd para las muestras SEC Tipo 1 con un 5,0% de asimilación del componente cortical Enclave 25A (**Fig. 5.8**).

Los diagramas de variación de Sr vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$  (**Fig. 5.8b**) y Nd vs.  $\epsilon\text{Nd}(\text{i})$  (**Fig. 5.8c**) sugieren que las diferencias composicionales de Sr y Nd entre la línea de mezcla y las muestras en estudio pertenecientes al trend superior pueden ser explicados por procesos de cristalización fraccionada.

Se realizaron modelos de REE para corroborar la precisión de los resultados de este modelo de mezcla, cuyos patrones para los valores de asimilación de 1,0%, 2,5% y 5,0% del componente tipo Enclave 25A que reproducen las muestras del trend superior se muestran en la **Fig. 5.9**. En este modelo es posible observar que los patrones de REE definidos por los resultados de la mezcla son paralelos a los del patrón de la muestra del grupo de 22-18 Ma, que presenta un enriquecimiento relativo en el total de REE con respecto a la mezcla. Dicha diferencia podría explicarse por la ocurrencia de procesos de cristalización fraccionada tempranos en la fuente litosférica de los magmas de 22-18 Ma, los que completarían su diferenciación en su dominio MASH. También se observa una concordancia entre los patrones de mezcla y la muestra del SEC Tipo 1, cuyo patrón se dispone por debajo de los patrones de mezcla y muestra un leve empobrecimiento relativo de HREE con respecto a éstos. En este último caso la mezcla no reproduce de forma satisfactoria la génesis de los magmas SEC Tipo 1, sugiriendo que éstos se habrían originado por la mezcla con un componente cortical más empobrecido en REE y/o que se habrían diferenciado de forma temprana por la cristalización fraccionada de fases minerales de alta presión en la fuente litosférica.





**Fig. 5.9** – Diagrama de REE normalizado al Condrito (Nakamura, 1974; Anders & Grevesse, 1989) para el modelo de mezcla simple entre los Polos Colbún y Enclave 25A.

En este diagrama se muestran los patrones de REE generados a partir del Modelo de Mezcla 5 para los valores de asimilación 1,0%, 2,5% y 5,0%. También se incluyen los patrones de REE de los Polos involucrados y de las muestras más básicas del SEC Tipo 1 y de los grupos de rocas más antiguas que 22 Ma, de 22-18 Ma y más jóvenes que 18 Ma, a modo de referencia.

## 5.5 ANÁLISIS Y SÍNTESIS DE LA MODELACIÓN

Durante este capítulo se exploraron las mejores alternativas que permitieran reproducir la génesis de los magmas parentales asociados a las muestras estudiadas a partir de procesos de mezcla simple de magmas. Estos procesos consideran la génesis de dichos magmas a partir de: (1) la contaminación de la fuente astenosférica con material cortical producto de la erosión por subducción (mezclas 1 y 2), y (2) la contaminación temprana de los magmas primarios en su fuente litosférica, previo a su ascenso a través de la corteza continental (mezclas 3 y 4).

Se hará referencia como “trend superior” al patrón descrito por las muestras de Colbún y de los cuerpos intrusivos de 22-18 Ma, hospedadas en el dominio occidental, mientras que el “trend inferior” corresponde al patrón conformado por el conjunto de muestras del dominio oriental.

Cabe recordar que conceptualmente los diagramas de Sr vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$  y Nd vs.  $\epsilon\text{Nd}(i)$  para los modelos de mezcla tipo (i) consideran que los magmas parentales de las muestras del trend superior habrían evolucionado por acción de procesos de fusión parcial de una fuente astenosférica contaminada. Para los modelos de mezcla tipo (ii), dichos diagramas consideran que la evolución de los magmas parentales de todas las rocas en estudio sería controlada principalmente por procesos de cristalización fraccionada en profundidad, en la base de la litósfera. Para los magmas hospedados en el dominio oriental se observa una leve contribución de procesos AFC en su diferenciación durante su tránsito y emplazamiento en la corteza superior.

Los resultados de los modelos que contemplan la contaminación de la fuente astenosférica muestran en primera instancia que los magmas del dominio occidental provienen de una fuente astenosférica isotópica y composicionalmente empobrecida. Estos resultados sugieren que la fuente astenosférica de dichos magmas presentó

signaturas y una composición tipo DMM al momento de ocurrir su génesis. El segundo aspecto relevante que se desprende de estos modelos es la diferencia en los valores de asimilación necesarios para generar las muestras del trend superior al considerar los polos LwC e IntPz-Rb50. Para ambos polos se consideraron los mismos valores isotópicos iniciales de Sr y Nd, con diferencias en los contenidos de Sr y Nd respectivos. El polo LwC presenta contenidos de Sr y Nd considerablemente menores al polo IntPz-Rb50. El patrón de la mezcla con el polo LwC se aleja sutilmente de las isotopías de Sr y Nd del trend superior, con valores de asimilación más elevados que en el caso del polo IntPz-Rb50. Esto último sugiere que los magmas parentales del dominio occidental podrían generarse de forma más eficiente a partir de la asimilación profunda de material de la corteza media a superior dentro de su fuente astenosférica. A pesar de lo anterior, no se puede descartar que la asimilación de material cortical tipo LwC en la astenósfera también es capaz de reproducir las composiciones isotópicas de las muestras del trend superior. En dicho caso sería necesaria la participación secundaria de material cortical más diferenciado para lograr el calce total entre la línea de mezcla y el patrón de muestras del trend superior. Estos modelos de mezcla dejan en evidencia que no es posible reproducir las composiciones isotópicas de las muestras del dominio oriental solo a partir de la fusión parcial de la fuente astenosférica contaminada por erosión por subducción. Por lo tanto se hace necesario estudiar la ocurrencia de procesos litosféricos profundos que podrían estar involucrados en la génesis de dichos magmas.

De forma general, los modelos de mezcla que contemplan la contaminación de magmas primarios en la fuente litosférica logran reproducir de buena manera la génesis de los magmas parentales de las muestras en estudio. Dos de estos modelos reproducen de forma cercana la generación de los magmas asociados a las muestras del dominio occidental, mientras que sólo un modelo es capaz de reproducir de forma cercana las composiciones isotópicas de las muestras del dominio oriental.

El modelo que contempla la mezcla de un magma primario tipo Colbún con material de la corteza inferior reproduce bastante bien la composición isotópica de las rocas del trend superior. Lo anterior permite inferir que la génesis de los magmas de Colbún podría tener relación con el origen de los magmas parentales de las muestras de 22-18 Ma, sin perder de vista que los afloramientos de ambos grupos de muestras han sido reconocidos exclusivamente en el frente cordillerano y se encuentran dentro del mismo rango de edad.

El modelo que logra reproducir de forma cercana un rango de composiciones isotópicas para las muestras del dominio oriental es el que involucra la mezcla de un magma primario tipo Colbún y material de composición intermedia. Dicho modelo fue el único capaz de reproducir de forma cercana las composiciones isotópicas iniciales de las muestras del trend inferior. Lo anterior revela la mayor complejidad de los procesos involucrados en la génesis y evolución de los magmas del dominio oriental.

De forma general y a modo de síntesis, en base a todos los modelos de mezcla presentados se puede proponer que los magmas que dieron origen a las rocas del dominio oriental provienen de la mezcla de componentes isotópicamente menos primitivos con respecto a las muestras hospedadas en el dominio oriental, correspondientes a los cuerpos intrusivos de 22-18 Ma y a las rocas volcánicas de Colbún.

En base a lo anterior, los modelos respaldan la hipótesis de que los magmas originarios de las rocas representadas por ambos trend presentan diferencias isotópicas y composicionales sustanciales en su fuente litosférica. Esto implica la existencia de dominios MASH distinguibles entre sí para los dominios occidental y oriental. Los magmas parentales del dominio MASH del occidente tuvieron una génesis y evolución profundas asociadas a la asimilación exclusiva de material cristalino máfico de la base de la corteza. Dicho material se caracterizaría por presentar un bajo contraste isotópico con los magmas primarios que arribaron al dominio MASH. Por otro lado, la génesis y evolución de los magmas parentales del dominio oriental habrían tenido la influencia adicional de material cristalino de composición intermedia. La presencia de dicho material habría permitido generar magmas parentales con signatures isotópicas más enriquecidas que en el dominio occidental.

De los resultados se desprende que los magmas tipo Colbún tendrían una notoria importancia en la génesis de todos los magmas en estudio, correspondiendo al tipo de magmas primarios que arribarían a los correspondientes dominios MASH.

## 6 SÍNTESIS Y DISCUSIONES

### 6.1 SÍNTESIS DE RESULTADOS

En este capítulo se recopilan los principales resultados y sus implicancias obtenidos a partir del análisis de las características petrográficas, geoquímicas e isotópicas de las unidades ígneas Cenozoicas a los  $\sim 35^\circ\text{S}$  descritas en los **Capítulos 3, 4 y 5**. Lo anterior con el objetivo de relacionar los procesos involucrados en el origen y evolución de estas unidades, para luego caracterizar la evolución en tiempo y espacio del magmatismo de arco Eoceno-Mioceno de los Andes de Chile central en el área de estudio. Finalmente, en base a las características petrogenéticas de los magmas en estudio y a los modelos de mezcla elaborados, se propone una evolución del contexto geodinámico imperante en el margen Andino durante el Eoceno-Mioceno a los  $\sim 35^\circ\text{S}$ . Dichos magmas están asociados a los depósitos correspondientes a las fms. Abanico, Farellones, Corona del Fraile y las unidades intrusivas Mio-Pliocenas.

En cuanto a la petrografía de cortes transparentes, las coladas de lava y las rocas piroclásticas pertenecientes a las fms. Abanico, Farellones y Corona del Fraile presentan similitudes en las texturas desarrolladas y sus componentes. En particular, las rocas estudiadas de la Fm. Abanico pertenecen a un extremo composicional básico a intermedio, mientras que las rocas de las fms. Farellones y Corona del Fraile cubren un espectro composicional más amplio, llegando a composiciones más diferenciadas donde destaca la aparición de minerales como el feldespato potásico y el cuarzo. Las unidades intrusivas de edad Mioceno al Plioceno temprano muestran un amplio espectro composicional, desde dioritas a granitos, con el desarrollo de texturas similares en general. Para todas las unidades se observan mineralogías primarias típicas de rocas ígneas, cuya aparición estaría controlada principalmente por el grado de diferenciación de las muestras.

La distribución espacial de los afloramientos de acuerdo a su edad, junto a las particularidades de cada unidad en análisis (**Capítulo 3**), dan cuenta de que la evolución geológica del área de estudio durante el Eoceno-Mioceno se caracterizaría por cambios constantes en la distribución del magmatismo. Estos cambios corresponden a: (i) progresivas migraciones del frente magmático hacia el E, y (ii) variaciones en la extensión espacial del arco.

De acuerdo a las dimensiones y características petrográficas de los afloramientos pertenecientes a la Fm. Abanico visitados en terreno, se deduce que el magmatismo durante el Eoceno medio-Oligoceno tardío se caracterizó por la ocurrencia de episodios efusivos y explosivos en centros eruptivos aledaños de forma simultánea. Los depósitos volcánicos y volcanosedimentarios se acumularon en depocentros relativamente cercanos a las fuentes de emisión. La presencia de unidades volcanosedimentarias indica la ocurrencia sincrónica de procesos de erosión con la actividad eruptiva. Lo anterior, junto a la predominancia de depósitos de edad Oligoceno, da cuenta de la conjunción de un magmatismo vigoroso e importantes procesos de erosión y sedimentación continua durante dicho periodo. El magmatismo Eoceno habría sido bastante más discreto y restringido a un área más pequeña.

Los afloramientos de rocas ígneas más antiguos en estudio, de edad Mioceno temprano, corresponden a unidades intrusivas dispuestas en una franja ~NNE relativamente estrecha en el actual frente cordillerano a los ~35°S. Dichos intrusivos se emplazan en rocas de la Fm. Abanico de edad Oligoceno tardío (Contreras & Schilling, en prensa). Estos intrusivos corresponderían a las raíces del arco magmático del Mioceno temprano.

A los ~18 Ma se inició el depósito de las unidades volcánicas y volcanosedimentarias pertenecientes a las fms. Farellones y Corona del Fraile hacia el interior de la Cordillera Principal Occidental. La concentración de estos depósitos en una franja más estrecha ubicada al centro de los afloramientos de la Fm. Abanico y al E de los intrusivos del Mioceno temprano sugiere una migración al E del arco magmático en el Mioceno temprano. Durante el Mioceno-Plioceno temprano habrían ocurrido procesos diferenciales de exhumación en el territorio, reflejado por la exposición de las raíces del arco del Mioceno temprano en el frente cordillerano, mientras que más al E aún se preservan los depósitos volcánicos superficiales. El magmatismo durante este periodo fue de carácter principalmente explosivo, con menor ocurrencia de episodios efusivos. Los depósitos volcánicos y volcanosedimentarios subordinados de las fms. Farellones y Corona del Fraile se acumularon en depocentros cercanos a sus fuentes de emisión. La extensión y características del magmatismo desde el Mioceno medio al Plioceno temprano son registradas por las múltiples unidades intrusivas de esa edad que afloran al interior de la Cordillera Principal occidental y que se distribuyen nuevamente en franjas ~NNE. Entre los 13 y 9 Ma ocurre una nueva migración del margen occidental del magmatismo hacia el E, generándose cuerpos intrusivos de hasta 120 km<sup>2</sup> de extensión. Entre los 8 y 5 Ma ocurre una aparente contracción del arco y una leve migración al E, con cuerpos intrusivos que siguen una orientación NNE, acercándose a la ubicación del frente volcánico actual. Lo anterior indica que el magmatismo durante este periodo siguió activo pero con variaciones en su extensión espacial y productos de composiciones más evolucionadas.

Para el análisis geoquímico e isotópico se subdividió a las muestras según su composición química en términos de SiO<sub>2</sub> y su edad. Esto último en base a las notorias diferencias en la química e isotopía de las muestras de 22 a 18 Ma con respecto a las más antiguas que 22 Ma y más jóvenes que 18 Ma.

En cuanto a la geoquímica general, todas las muestras presentan características típicas de magmatismo de arco: (i) afinidad calcoalcalina según los diagramas AFM, de SiO<sub>2</sub> vs K<sub>2</sub>O y de discriminación tectónica, (ii) enriquecimiento relativo de LILE sobre HFSE, y (iii) una fosa Nb-Ta característica en los diagramas multielemento. La afinidad calcoalcalina reconocida también es respaldada por la cristalización continua de óxidos de Fe-Ti como magnetita e ilmenita identificada a partir del análisis del comportamiento de los elementos Fe, a modo de FeO<sub>t</sub>, y del TiO<sub>2</sub>. Junto a lo anterior, existe una abundante presencia de minerales opacos en los cortes transparentes analizados, permitiendo corroborar la afinidad calcoalcalina de los magmas originarios de las rocas en estudio.

De acuerdo al comportamiento de los elementos HFSE, todas las unidades derivarían de una fuente astenosférica del tipo Iherzolita de espinela según los criterios de Pearce (1983).



A pesar de las características en común antes mencionadas, el comportamiento de los elementos traza evidencia diferencias en los procesos de origen y evolución que sufrieron los magmas parentales en su fuente litosférica y/o durante su ascenso a través de la corteza continental. Del análisis del comportamiento de REE se desprenden 2 observaciones fundamentales: (i) las muestras más antiguas que 22 Ma y más jóvenes que 18 Ma, ubicadas en el dominio oriental, son aparentemente cogenéticas, y (ii) las rocas de 22-18 Ma, ubicadas en el dominio occidental, muestran constantemente evidencias que sugieren un origen y/o evolución distintos a los magmas anteriores.

El comportamiento isotópico de Sr-Nd y de Hf-O de las unidades que afloran en el dominio oriental sugiere que la ocurrencia de procesos AFC no sería un factor de primer orden en la evolución de estos magmas, teniendo una influencia leve. Para el caso de las muestras del dominio occidental las firmas isotópicas evidencian que éstas son notoriamente más primitivas que el resto de magmas en estudio. Su evolución no tendría influencia de procesos AFC, sugiriendo que estos magmas tuvieron un ascenso prácticamente directo desde la base de la litósfera sin interacción con la corteza continental.

Por lo tanto, los resultados isotópicos indican que las diferencias geoquímicas reconocidas entre las unidades en estudio podrían ser explicadas principalmente por variaciones en los procesos de contaminación temprana durante la génesis de los magmas en su fuente litosférica. Dichas variaciones estarían asociadas a diferencias en la altura de la columna litosférica que constituye a los dominios MASH occidental y oriental.

Las rocas más antiguas y más jóvenes definen el mismo patrón de enriquecimiento isotópico progresivo a medida que disminuye la edad. Para las rocas más antiguas que 22 Ma se ha inferido que este patrón derivaría de la instauración del magmatismo del Eoceno medio en una corteza fría. Dicha condición habría estado asociada fundamentalmente a la ausencia de actividad magmática vigorosa durante el Paleoceno-Eoceno medio. Adicionalmente, los resultados indican que a los 22-18 Ma ocurrió un reseteo de los sistemas isotópicos de Sr-Nd en la fuente litosférica de los magmas del dominio oriental, restituyendo una fuerte impronta juvenil a inicios del Mioceno. El reinicio hacia firmas isotópicas primitivas podría asociarse al ascenso de flujo astenosférico caliente bajo la placa continental.

De la variación de las razones La/Yb, La/Sm y Sm/Yb y LILE/HFSE se sugiere que desde el Eoceno medio al Mioceno el espesor cortical en el dominio oriental se habría mantenido prácticamente constante asociado a la quiescencia tectónica propuesta en literatura (e.g., Ramos & Kay, 2006; Horton & Fuentes, 2016; Fennell *et al.*, 2017) para los Andes del sur durante el Paleógeno. Este rasgo podría estar relacionado con las condiciones del margen heredadas desde el Paleoceno, con una corteza continental fría de acuerdo a los resultados isotópicos, la que probablemente estuvo sometida a un régimen tectónico neutral. Para este periodo se estimó que el área del dominio oriental mantuvo un espesor cortical de ~40 km, lo que habría permitido que los magmas Eoceno-Miocenos interactuaran de forma leve con la corteza continental durante su ascenso según los resultados isotópicos. Por el contrario, los valores de estas razones muestran que entre los 22 y 18 Ma el área del dominio occidental presentó un espesor cortical

considerablemente menor, de ~30 km, evidenciando variaciones en la arquitectura cortical a lo largo de la latitud en el área de estudio.

En este trabajo no se cuenta con evidencias que muestren el inicio y desarrollo de un régimen extensivo durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano. Sin embargo las características químicas e isotópicas de las muestras del dominio occidental permiten afirmar con certeza que los magmas parentales tuvieron una génesis y evolución asociada a una corteza adelgazada. El adelgazamiento cortical en el dominio occidental podría corresponder a un rasgo heredado de la evolución geológica precedente en el área.

En base a todos los resultados presentados en el **Capítulo 4** se propone la existencia de una zona MASH que presentó diferencias en los dominios occidental y oriental en respuesta a las variaciones en la arquitectura cortical contemporánea a la génesis de los magmas en estudio.

El bajo espesor cortical habría condicionado que el dominio MASH occidental tuviera un corto alcance en términos de altura de la columna litosférica. En dicho dominio los magmas primarios habrían interactuado exclusivamente con residuos máficos del magmatismo previo presentes en la base de la corteza. Los magmas parentales evolucionaron por completo dentro de su dominio MASH a partir de la contaminación temprana con dichos residuos y por cristalización fraccionada. Los magmas más diferenciados en términos de  $\text{SiO}_2$  tuvieron un mayor tiempo de residencia en el dominio MASH, alcanzando firmas más primitivas de Nd que los magmas menos diferenciados. Adicionalmente, la corteza delgada favoreció el ascenso directo de los magmas parentales desde la fuente.

Por otro lado, la mayor dimensión en términos de altura de columna litosférica del dominio MASH oriental habría estado controlada por el mayor espesor de la corteza. Lo anterior habría permitido que los magmas primarios interactuaran con material cristalino de composición intermedia, adicional a los residuos máficos de la base de la corteza. Dicha interacción habría favorecido la génesis de magmas parentales isotópicamente menos primitivos que en el dominio occidental. Estos magmas habrían iniciado su evolución dentro de su dominio MASH por contaminación y cristalización fraccionada tempranos. Luego, éstos habrían terminado su evolución a partir de la ocurrencia leve de procesos AFC asociada a la corteza de mayor espesor. Lo último se habría acentuado desde los ~8 Ma.

Los modelos de mezcla simple de magmas se realizaron para explorar las mejores alternativas que permitieran explicar la génesis de los magmas parentales asociados a las unidades en estudio. Esto se llevó a cabo teniendo en consideración que las diferencias en la geoquímica e isotopía entre los grupos de muestras tienen un origen profundo, bajo la corteza continental.

Los modelos elaborados contemplan la génesis de los magmas a partir de (i) la contaminación de la fuente astenosférica con material cortical producto de la erosión por subducción, y (ii) la contaminación temprana de los magmas primarios en su fuente litosférica, previo a su ascenso a través de la corteza continental. De forma general, todos los modelos presentados sustentan que los magmas que dieron origen a las rocas del

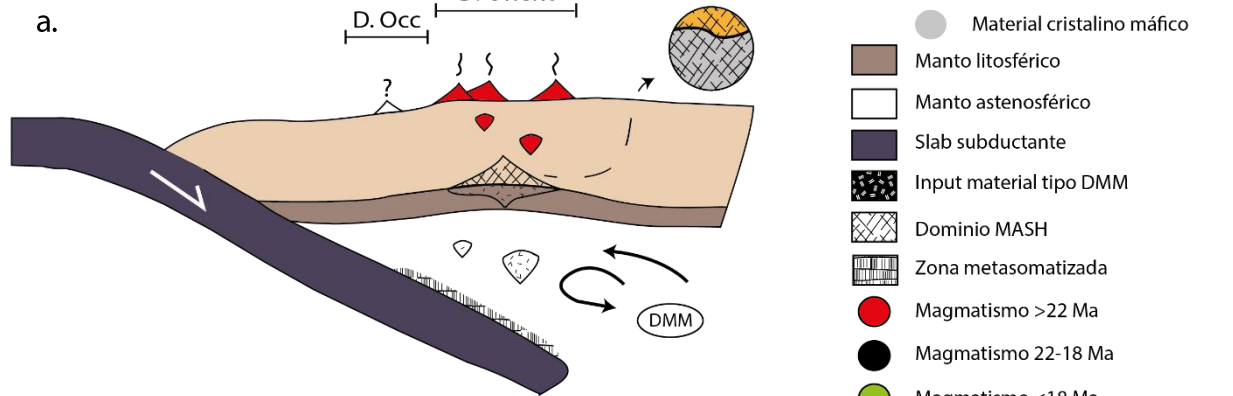
dominio oriental provienen de la mezcla de componentes isotópicamente menos primitivos con respecto a las muestras del dominio occidental, correspondientes a los cuerpos intrusivos de 22-18 Ma y a las rocas volcánicas de Colbún. Esto corrobora la existencia de heterogeneidades o de reservorios distinguibles entre sí en la base de la litósfera para ambos dominios.

Los resultados obtenidos en el **Capítulo 5** para los modelos sobre las isotopías de Sr y Nd permiten generar las composiciones de las muestras del dominio occidental a partir de: (i) la contaminación de un manto astenosférico empobrecido con un componente cortical básico ó intermedio-ácido del basamento cristalino Paleozoico a partir de erosión por subducción, y (ii) la mezcla en la fuente litosférica de un fundido parental de arco tipo Colbún con los mismos componentes corticales mencionados anteriormente. Por otro lado, la única mezcla capaz de reproducir un rango para las composiciones isotópicas iniciales de Sr y Nd de las muestras del dominio oriental es la mezcla que involucra a un magma parental tipo Colbún como composición primitiva y un componente más diferenciado de la corteza media a superior. Este último componente fue representado por rocas cristalinas Paleozoicas correspondientes a intrusivos de composición intermedia del Batolito Costero, con las isotopías de Sr-Nd propuestas por Kay *et al.* (2005) para un contaminante promedio ubicado en la corteza continental.

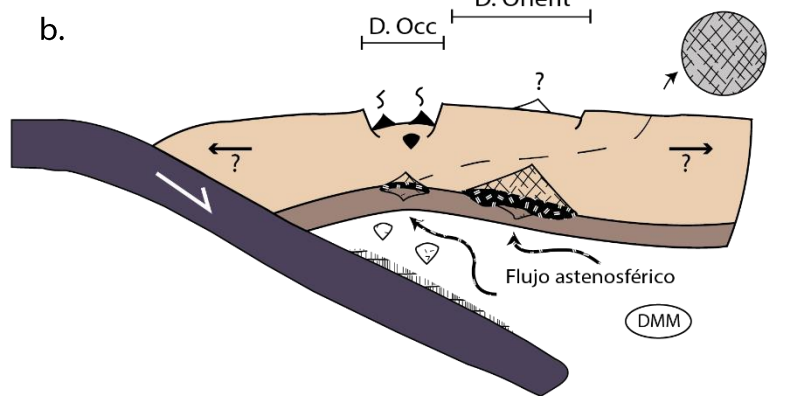
La evaluación de todos los modelos realizados sustentaría la hipótesis de que los magmas del dominio oriental se habrían generado y evolucionado en su dominio MASH a partir de la mayor interacción de magmas parentales tipo Colbún con material del basamento cristalino Paleozoico de composición intermedia e isotópicamente más enriquecido. Por otro lado, los magmas del dominio occidental tendrían una génesis y evolución influenciada solamente por la interacción de magmas parentales tipo Colbún con material máfico de la corteza inferior.

A continuación se presentan 3 perfiles paleogeográficos que buscan representar los estadios de evolución de los dominios oriental y occidental del margen Andino a los ~35°S desde el Eoceno medio al Plioceno temprano. Lo anterior a modo de síntesis y compilación de todos los resultados e implicancias reportados en este trabajo (**Fig. 6.1**).

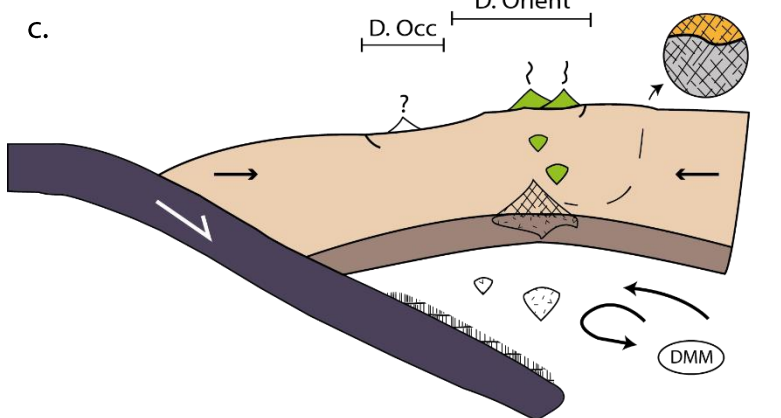
**Eoceno medio - Oligoceno tardío en el dominio oriental a los ~35°S**



**Oligoceno tardío - Mioceno temprano en el dominio occidental a los ~35°S**



**Mioceno - Plioceno temprano en el dominio oriental a los ~35°S**



**Fig. 6.1** – Modelos paleogeográficos esquemáticos de los estadios de evolución de los dominios occidental y oriental del margen Andino a los ~35°S.

(a) Evolución del dominio oriental desde el Eoceno medio al Oligoceno tardío. (b) Evolución del dominio occidental entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano. (c) Evolución del dominio occidental desde el Mioceno al Plioceno temprano. D. Occ: Dominio Occidental, D. Orient: Dominio Oriental, DMM: Manto Astenosférico empobrecido.

## 6.2 DIFERENCIAS EN LA EVOLUCIÓN CENOZOICA AL N Y S DE LOS ~35°S EN LOS ANDES DE CHILE CENTRAL

En esta sección se discutirán las diferencias identificadas en la evolución Eocena-Miocena de los Andes de Chile a los ~35°S con respecto a la evolución propuesta para la región inmediatamente al N, entre los 33° y 34°S (**Fig. 6.2**). Estas discusiones serán abordadas desde la perspectiva de las características geoquímicas e isotópicas del magmatismo contemporáneo a dicha evolución.

Como se introdujo al inicio de este trabajo, la evolución Andina Cenozoica entre los 33° y 34°S está registrada en las fms. Abanico-Coya Machalí, Farellones y múltiples unidades intrusivas Mio-Pliocenas, cuyos afloramientos componen prácticamente toda la Cordillera Principal occidental.

En el área inmediatamente al N de los 35°S se ha propuesto que la evolución del margen Andino durante el Eoceno medio al Oligoceno tardío se caracterizó por el desarrollo de una cuenca de intra-arco fuertemente subsidente en una corteza adelgazada. Su desarrollo, registrado por los afloramientos de la Fm. Abanico-Coya Machalí, estaría controlado por la ocurrencia de un episodio extensional a gran escala que habría afectado a toda la región comprendida entre los 33° y 36°S (e.g., Levi *et al.*, 1988; Charrier *et al.*, 1994, 1996, 1997, 2002, 2005; Godoy & Lara, 1994; Zapatta, 1995; Wyss *et al.*, 1996; Jordan *et al.*, 2001).

En los trabajos de Nyström *et al.* (1993, 2003), se plantea que las rocas volcánicas de la Fm. Abanico entre los 33°-34°S presentan características geoquímicas e isotópicas que sugieren un origen en una configuración de arco volcánico en ambiente de subducción desarrollado en una corteza adelgazada bajo un régimen extensional. Dichas características corresponden a: (i) un carácter bimodal, representado por lavas de composición basáltica a andesítica y tobas riolíticas de bajos contenidos de SiO<sub>2</sub>, (ii) patrones de afinidad toleítica de bajo a medio K, (iii) bajos contenidos de elementos traza y patrones planos en las REE asociados a una génesis controlada por altas tasas de fusión parcial en la fuente, y (iv) firmas isotópicas de Sr-Nd primitivas, levemente enriquecidas con respecto al N-MORB. Estas rocas describen un patrón hacia firmas de Sr-Nd progresivamente más primitivas con el tiempo, sugiriendo que los magmas se habrían originado en un manto progresivamente más empobrecido, y que habrían interactuado con una corteza inferior que se volvió más refractaria a causa de sucesivos eventos magmáticos en este periodo (Nyström *et al.*, 1993). Los resultados geoquímicos e isotópicos obtenidos por Kay *et al.* (2005) para las muestras de la Fm. Coya-Machalí de edad Oligoceno tardío-Mioceno temprano a los ~34°S concuerdan con los resultados de Nyström *et al.* (2003). Kay *et al.* (2005) sugieren que las bajas razones isotópicas de Sr y altas de Nd se asocian a la mínima contaminación de los magmas con material cortical en una corteza relativamente delgada, bajo un régimen de stress no compresivo. En dicho trabajo se propone que la corteza tuvo un espesor de ~40-35 km.

Los resultados reportados en este trabajo sugieren una evolución distinta al S de los 35°S durante el Eoceno medio al Oligoceno tardío (**Fig. 6.2a**). El magmatismo asociado a la Fm. Abanico no es bimodal, si no que se restringe a composiciones básicas a intermedias, y presenta una marcada afinidad calcoalcalina de medio a alto K. A partir de los resultados geoquímicos no existirían evidencias claras del aumento en las tasas



de fusión parcial en la fuente astenosférica con el tiempo. Por otro lado, los valores similares obtenidos para las razones La/Yb, La/Sm y Sm/Yb junto a la definición de un patrón hacia firmas isotópicas de Sr y Nd progresivamente más enriquecidas con el tiempo, argumentan a favor de una corteza continental que mantuvo un espesor relativamente constante. Esto podría asociarse a un régimen tectónico neutral imperante en el margen durante este periodo (Ramos & Kay, 2006; Horton & Fuentes, 2016).

Hacia el Oligoceno tardío-Mioceno temprano, a los 33°-34°S se ha registrado la ocurrencia de un evento de deformación compresivo que habría invertido a la cuenca de intra-arco desarrollada en el periodo anterior (e.g., Charrier *et al.*, 1996, 2002). Charrier *et al.* (2002) atribuyen este evento compresivo al aumento en las tasas de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, lo que se relacionaría con el quiebre de la placa Farallón a los ~25 Ma. Dicho evento no habría ocurrido de forma simultánea en toda la región, evidenciado por la discordancia Abanico-Farellones que se vuelve progresivamente más joven hacia el sur. En este mismo trabajo se reconoce una pausa en el magmatismo en la región tras la depositación de la Fm. Abanico, el que se reactivaría a los ~16 Ma con el volcanismo del Mioceno medio.

Las rocas volcánicas y plutónicas pertenecientes al Complejo Teniente (Godoy, 1993; Kay & Kurtz, 1995; Kurtz *et al.*, 1997; Kay *et al.*, 1999) serían las únicas que registrarían la evolución del margen durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano, desarrollada en una corteza progresivamente más engrosada. Las características geoquímicas que respaldan la ocurrencia de este evento en comparación a los magmas Eoceno-Oligocenos corresponderían a: (i) transición de afinidades toleíticas a calcoalcalinas de bajo a medio K, (ii) mayores concentraciones de K<sub>2</sub>O y Th en los magmas, (iii) patrones de REE más empinados, con mayores valores de la razón La/Yb, y (iv) firmas isotópicas de Sr-Nd más parecidos a la corteza superior. Por otro lado, Nyström *et al.* (2003) en base a las diferencias mínimas en la edad del techo de la Fm. Abanico y la base de la Fm. Farellones, plantea que el episodio compresivo fue de corta duración y se inició de forma más temprana al norte. De acuerdo a dicho trabajo, en el Mioceno temprano se habría reinstaurado un régimen extensional en el margen expresado por volcanismo vigoroso que originó a los potentes depósitos de rocas piroclásticas y lavas de la base de la Fm. Farellones.

En el área de estudio, al S de los 35°S, la historia geológica durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano habría sido distinta a la reportada para la región inmediatamente al norte (**Fig. 6.2b**). El magmatismo de 22-18 Ma se caracteriza por presentar afinidades calcoalcalinas de medio a alto K, patrones de REE prácticamente planos y valores muy bajos para las razones La/Yb, La/Sm y Sm/Yb, y firmas isotópicas de Sr-Nd primitivas sin presentar algún patrón de enriquecimiento en el tiempo. Todo lo anterior sugiere que la corteza continental en el área del dominio occidental era considerablemente más delgada que más al E. En este trabajo no se encontraron afloramientos de esta edad en el dominio oriental ni evidencias del inicio y desarrollo de un régimen extensional. Sin embargo, lo reportado por Nyström *et al.* (2003) para el área inmediatamente al norte respaldaría las implicancias realizadas para este periodo. En el Mioceno temprano habría ocurrido un cambio en el contexto geodinámico en la región, pasando a un régimen compresivo asociado a la disminución progresiva de las tasas de convergencia a partir de los 19 Ma (Fennell *et al.*, 2017).

La historia de evolución desde el Mioceno al Plioceno sería similar para las regiones al N y al S de los 35°S, con un margen sometido a un régimen compresivo y una corteza continental progresivamente más engrosada (**Fig. 6.2c**). Las diferencias radicarían en el inicio más temprano de la deformación compresiva al N de los 35°S. Las características geoquímicas de las rocas de la Fm. Farellones en dicha región muestran que hacia el Mioceno medio los magmas presentan valores más elevados para las razones La/Yb, con una señal de anfíbola residual en la fuente o en la asociación mineral de fraccionamiento. Por el contrario, dicha señal no está presente en los magmas de edad Mioceno-Plioceno al S de los 35°S. Lo anterior reflejaría que la corteza presentó un espesor considerablemente mayor en la región comprendida entre los 33°-34°S con respecto a la región inmediatamente al S. Hacia el S de los 35°, las rocas de la unidad superior de Colbún de edad Mioceno temprano, hospedadas en el frente cordillerano se pueden considerar como una prolongación del magmatismo registrado por las unidades de 22-18 Ma. Las rocas que constituyen a la Fm. Colbún son más primitivas que las muestras de 22-18 en estudio.

Las diferencias reconocidas en la evolución del margen continental al N y al S de los 35°S sugieren un desfase en la temporalidad de los eventos deformativos, los que se iniciarían de forma progresivamente más tardía hacia el S. Otro aspecto que correspondería a una diferencia son las variaciones en la arquitectura cortical a lo largo de la latitud reconocidas en este trabajo, que no han sido reportadas para el área comprendida entre los 33° y 34°S. Junto a lo anterior, desde los ~35°S se ha reportado la aparición de afloramientos de rocas ígneas con signatures de arco de edad Cretácico al interior de la Cordillera Principal occidental. Al N de los 35°S los afloramientos que cumplen con dichas características se restringen sólo a la Depresión Central.

La evolución diferenciada al N y al S de los ~35°S podría obedecer a una configuración litosférica heredada de la evolución previa del margen Andino. Lo anterior corresponde a un problema geológico identificado recientemente, siendo un tema completamente abierto a la discusión y a la integración de nuevos antecedentes.



## 7 CONCLUSIONES

A modo de conclusión, se plantea que el magmatismo Andino en Chile central a los  $\sim 35^\circ\text{S}$  se caracterizó por una historia de evolución marcada por varios episodios de migración, y cambios en su vigorosidad y extensión durante el Eoceno-Mioceno. Dichos cambios estarían estrechamente relacionados con cambios en el contexto geodinámico imperante en el margen durante este periodo. En general, el magmatismo Eoceno-Mioceno en el área de estudio se caracterizó por una signatura de arco volcánico generado en un ambiente de subducción.

Las diferencias en la geoquímica de elementos traza e isotopías de Sr-Nd y Hf-O entre las unidades que afloran en el dominio oriental vs. el dominio occidental sugieren la presencia de variaciones a lo ancho de la cadena Andina en la estructura litosférica contemporánea a la génesis de los magmas en estudio.

Desde el Eoceno medio al Oligoceno tardío el margen Andino a los  $\sim 35^\circ\text{S}$  habría experimentado una etapa de quiescencia tectónica. El magmatismo del dominio oriental se desarrolló bajo una corteza continental de un espesor relativamente constante de  $\sim 40$  km, cubriendo completamente el área actual de la Cordillera Principal occidental desde el Oligoceno. Los magmas parentales se habrían originaron en su fuente litosférica a partir de la contaminación de magmas tipo Colbún con material cristalino máfico de la corteza inferior y material cristalino de composición intermedia con signaturas isotópicas levemente más enriquecidas. Su evolución ocurrió principalmente a partir de procesos tempranos de contaminación y cristalización fraccionada en su dominio MASH, finalizando con la leve influencia de procesos AFC durante su ascenso a través de la litósfera continental. Los primeros magmas de este periodo se habrían emplazado en una corteza continental fría, condición heredada de la casi nula actividad magmática desde el Paleoceno al Eoceno medio en la región.

Hacia el Oligoceno tardío-Mioceno temprano, el magmatismo del dominio occidental se desarrolló bajo una corteza adelgazada de  $\sim 30$  km de espesor. En este trabajo no existen evidencias que permitan discernir si lo anterior corresponde a un rasgo heredado de la arquitectura litosférica previa o responde a la acción de un régimen tectónico extensional en la región. En el último caso, este no necesariamente respondería a un aumento de la actividad extensional, sino que podría ser el resultado de la acumulación de estiramiento que disminuyó el espesor de la corteza y del manto litosférico. Este proceso habría posibilitado el ascenso de la astenósfera y su participación en la generación de magmas. Lo anterior explica el reseteo isotópico hacia signaturas más primitivas de Sr y Nd en la fuente litosférica del dominio oriental, favoreciendo la génesis de magmas isotópicamente primitivos bajo el dominio occidental. Los magmas parentales se habrían generado a partir de la contaminación de fundidos tipo Colbún con material cristalino máfico de la corteza inferior, y habrían evolucionado completamente a partir de cristalización fraccionada temprana en su dominio MASH. Estos magmas habrían ascendido rápidamente a través de la corteza continental adelgazada.

La evolución del dominio oriental desde el Mioceno al Plioceno temprano habría estado controlada por un régimen compresivo. El magmatismo se desarrolló bajo una corteza continental de características similares a la del Oligoceno tardío, con un espesor

de ~40 km, engrosándose hasta ca. 45 km a partir de ~ 8 Ma. El arco magmático de esta edad se restringió espacialmente al interior de la Cordillera Principal occidental, dada la migración del frente magmático mayor al E en el Mioceno temprano. Los magmas parentales de edad Mioceno-Plioceno temprano se habrían originado en el mismo dominio MASH que el de las unidades más antiguas que 22 Ma, pero con firmas isotópicas de Sr y Nd reiniciadas a firmas primitivas. La definición de un patrón hacia firmas progresivamente más enriquecidas con la edad sugiere una mayor asimilación temprana de material cortical diferenciado, asociada probablemente al aumento del espesor cortical. Estos magmas evolucionaron por cristalización fraccionada temprana en su fuente litosférica, completando su diferenciación con la leve influencia de procesos AFC durante su ascenso a través de la corteza. La señal de procesos AFC en la diferenciación de los magmas a partir de ~8 Ma se correlaciona bien, por lo tanto, con el engrosamiento cortical esperado dada la acumulación de acortamiento desde el Mioceno temprano (e.g., Mescua, 2011; Tapia, 2015). Considerando que la deformación superficial fue principalmente acomodada en el flanco oriental de los Andes en este periodo, lo anterior permite dar condiciones de borde para los modelos de redistribución de material cortical a lo ancho de la cadena y dar restricciones para los modelos de tectónica de basamento profundo en los Andes.

Finalmente, se establece que la evolución desde el Eoceno medio al Mioceno temprano del margen Andino en Chile central a los ~35°S sería distinta a la reportada para el área comprendida entre los 33° y 34°S. Estas diferencias contemplan:

- (1) Una progresión hacia el S en el inicio de los eventos deformativos en el margen:
  - (i) régimen tectónico extensional a los 33°-34°S vs. quiescencia tectónica a los ~35°S durante el Eoceno medio-Oligoceno tardío, y (ii) el inicio de un régimen tectónico compresivo al N de los 35°S vs. el eventual desarrollo de un régimen tectónico extensional a los ~35°S durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano.
- (2) Variaciones en la arquitectura cortical a lo largo de la latitud a los ~35°S que no han sido reconocidas en la región inmediatamente al N.
- (3) La aparición de unidades ígneas volcánicas e intrusivas con firmas de arco de edad Cretácico al interior de la Cordillera Principal occidental a partir de los 35°S. En el área inmediatamente al N, estos afloramientos se restringen a la Depresión Central.

Lo anterior podría obedecer a una configuración en la estructura litosférica desarrollada previo al Cenozoico, que segmentaría el margen Andino a los 35°S. Las diferencias en la evolución del margen Andino durante el Cenozoico al N y al S de los ~35°S han sido recientemente identificadas, requiriendo la integración de nuevos antecedentes que permitan proponer hipótesis en respuesta a esta problemática. Este problema geológico es contingente y se encuentra completamente abierto a la discusión, y por lo tanto, los resultados de esta tesis de Magíster entrega condiciones de borde para la modelación de la redistribución de masa cortical a lo largo del tiempo, tanto durante la orogénesis como durante la etapa de rifting.



# BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín No. 9, 70 p.
- Alt, J.C., Muehlenbachs, K. & Honnorez, J. 1986. An oxygen isotopic profile through the upper kilometer of the oceanic crust, DSDP Hole 504B. *Earth and Planetary Science Letters* 80(3-4), p. 217-229.
- Andersen, T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report  $^{204}\text{Pb}$ . *Chemical Geology* 192(1-2), p. 59-79.
- Arcos, J.R. 1987. Geología del Cuadrángulo Termas del Flaco, Provincia de Colchagua, VI Región, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 122 p.
- Bebout, G.E. & Barton, M. D. 1989. Fluid flow and metasomatism in a subduction zone hydrothermal system: Catalina Schist terrane, California. *Geology* 17(11), p. 976-980.
- Bindeman, I.N. & Valley, J.W. 2001. Low  $\delta^{18}\text{O}$  rhyolites from Yellowstone: magmatic evolution based on analyses of zircon and individual phenocrysts. *Journal of Petrology* 42(8), p. 1491-1597.
- Caminos, R. 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20, p. 351–392.
- Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. En: Turner, J.C.M. (ed.). *Geología Regional Argentina* 1, p. 397–453.
- Cawood, P.A. & Buchan, C. 2007. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth-Science Reviews* 82(3-4), p. 217-256.
- Charrier, R. 1981. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the central Argentinian-Chilean Andes (32-35° S) and chronology of their tectonic evolution. *Zentralblatt Geologie Paläontologie* 1, p. 344-355.
- Charrier, R. 1983. Hoja el Teniente, Santiago. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 155 p.
- Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher III, C.C., Norell, M.A., Zapatta, F., Mckenna, M.C., Novacek, M.J. 1996. New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 9(5-6), p. 393-422.
- 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* 15(1), p. 117-139.

- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, E., Flynn, J., Iturra, I., 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 Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen* 236(1-2), p. 43-77.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En Moreno, T. & Gibbons, W. (eds). *The Geology of Chile. Geological Society, London*, p. 21-114.
- Charrier, R., Ramos, V., Tapia, F., Sagripanti, L. 2014. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37° S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications* 399(1), p. 13-61.
- Chin, E.J., Lee, C.T.A., Luffi, P., Tice, M. 2012. Deep lithospheric thickening and refertilization beneath continental arcs: Case study of the P, T and compositional evolution of peridotite xenoliths from the Sierra Nevada, California. *Journal of Petrology* 53(3), p. 477-511.
- Chin, E.J., Lee, C.T.A., Barnes, J.D. 2014. Thickening, refertilization, and the deep lithosphere filter in continental arcs: Constraints from major and trace elements and oxygen isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 397, p. 184-200.
- Cobbing, E.S. & Mallick, D.I. 1983. A new approach to mapping granites. *Episodes* 3, p. 10-14.
- Contreras, J.P. & Schilling, M. En prensa. Hoja San Fernando – Curicó, Regiones del Libertador General Bernardo O'Higgins y del Maule. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, Santiago.
- Covacevich, V., Varela, J., Vergara, M. 1976. Estratigrafía y sedimentación de la Fm. Baños del Flaco al sur del río Tinguiririca, Cordillera de los Andes, Provincia de Curicó, Chile. En: *I Congreso Geológico Chileno*, Santiago, p. 191-211.
- Davidson, J. 1971. Tectónica y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de las Nacientes del Teno, Curicó, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 160 p.
- Davidson, J. & Vicente, J.C. 1973. Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina) (Cordillera Principal, 35° a 35°15' de latitud sur). En: *V Congreso Geológico Argentino*, p. 11-55.
- Deckart, K., Clark, A.H., Celso, A.A., Ricardo, V.R., Bertens, A.N., Mortensen, J.K., Fanning, M. 2005. Magmatic and hydrothermal chronology of the giant Río Blanco porphyry copper deposit, central Chile: Implications of an integrated U-Pb and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar database. *Economic Geology* 100(5), p. 905-934.

Deckart, K., Godoy, E., Bartens, A., Saeed, A. 2010. Barren Miocene granitoids in the central Andean metallogenic belt, Chile: Geochemistry and Nd-Hf and U-Pb isotope systematics. *Andean Geology* 37(1), p. 1-31.

Ducea, M.N., Saleeby, J.B., Bergantz, G. 2015. The architecture, chemistry, and evolution of continental magmatic arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 43, p. 299-331.

Eiler, J.M. 2001. Oxygen isotope variations in basaltic lavas and upper mantle rocks. En: Valley, J. W. & Cole, D. (eds.). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 43(1), p. 319-364.

Farías, M. 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile central durante el Neógeno. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 236 p.

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* 27(1), TC1005, 22 p.

Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., Fock, A. 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics* 29(3), TC3006, 22 p.

Farner, M. J. & Lee, C. T. A. 2017. Effects of crustal thickness on magmatic differentiation in subduction zone volcanism: A global study. *Earth and Planetary Science Letters* 470, p. 96-107.

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, Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 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). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Publicación especial 6, p. 48-55.

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* 29(2), p. 207-225.

Fuentes, F. 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado en 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, Mención Geología, Universidad de Chile, 398 p.

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* 24(2), p. 145-163.

Giambiagi, L.B. & Ramos, V. 2002. Structural evolution of the Andes between 33°30' and 33°45'S, above the transition zone between the flat and normal subduction segment, Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 15(1), p. 99-114.

Giambiagi, L.B., Ramos, V., Godoy, E., Álvarez, P., Orts, S. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34°S. *Tectonics* 22(4), p. 1041-1059.

Gilbert, H., Beck, S., Zandt, G. 2006. Lithospheric and upper mantle structure of central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International* 165(1), p. 383-398.

Godoy, E., Schilling, M., Solari, M., Fock, A. 2009. Hoja Rancagua – San Vicente de Tagua Tagua, Región del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 118, 52 p.

González, O. & Vergara, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud S. Instituto de Geología, Universidad de Chile, Publ. 24, 121 p.

Gregory, R.T., & Taylor, H.P. 1981. An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samail Ophiolite, Oman: Evidence for  $\delta^{18}\text{O}$  buffering of the oceans by deep (> 5 km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 86(B4), p. 2737-2755.

Haschke, M., Siebel, W., Günther, A., Scheuber, E. 2002. Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21–26 S). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B1).

Hevia, A. 2014. Evolución tectono-estratigráfica de depósitos Cenozoicos en la cuenca del río Teno, vertiente occidental de la Cordillera Principal. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 70 p.

Hickey-Vargas, R., Holbik, S., Tormey, D., Frey, F. A., Roa, H.M. 2016. Basaltic rocks from the Andean Southern Volcanic Zone: Insights from the comparison of along-strike and small-scale geochemical variations and their sources. *Lithos* 258, p. 115-132.

Hickey-Vargas, R., Sun, M., Holbik, S. 2016. Geochemistry of basalts from small eruptive centers near Villarrica stratovolcano, Chile: Evidence for lithospheric mantle components in continental arc magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 185, p. 358-382.

Hildreth, W. & Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98(4), p. 455-489.

Iannelli, S.B., Litvak, V.D., Paz, L.F., Folguera, A., Ramos, M.E., Ramos, V.A. 2017. Evolution of Eocene to Oligocene arc-related volcanism in the North Patagonian Andes (39–41° S), prior to the break-up of the Farallon plate. *Tectonophysics* 696, p. 70-87.

Jara, P. 2007. Geometría y cinemática de la deformación en compresión del Neógeno en la hoya del río Claro de Cauquenes (34°15'S-34°30'S), Cordillera Principal, Chile Central. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile, 134 p.

Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V., Ando, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94(3), p. 341-361.

Jordan, T., Matthew Burns, W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20(3), TC0018, p. 308-324.

Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A., Munizaga, F., 1991. Magma source variation for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and thickening crust in central Andes. *Geological Society of America*, Special Paper 265, p. 113-137.

Kay, S.M. & Kurtz, C. 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Codelco-Chile, reporte no publicado, 180 p.

Kay, S.M., Burns, M., Copeland, P. 2006. Upper Cretaceous to Holocene Magmatism over the Neuquén basin: evidence for transient shallowing of the subduction zone under the Neuquén Andes (36°S to 38°S latitude). En: Kay, S.M. & Ramos, V.A. (eds). Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat.). *Geological Society of America*, Special Paper 407, p. 19-60.

Kay, S.M., Godoy, E., Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 117(1-2), p. 67-88.

Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín No. 8, 95 p.

Lackey, J.S., Valley, J.W., Chen, J.C. & Stockli, D.F. 2008. Dynamic magma systems, crustal recycling, and alteration in the Central Sierra Nevada Batholith: the oxygen isotope record. *Journal of Petrology* 49(7), p. 1397-1426.

Maksaev, V., Munizaga, F., McWilliams, M., Fanning, M., Mathur, R., Ruiz, J., Zentilli, M. 2004. New chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U/Pb, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, Re/Os and fission-track dating: implications for the evolution of a supergiant porphyry Cu-Mo deposit. *Society of Economic Geologists* 11, p. 15-54



Malbran, F. 1986. Estudio Geológico-Estructural del Área del río Clarillo con énfasis en la Formación Coya-Machalí, Hoya del río Tinguiririca, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 221 p.

Mamani, M., Wörner, G., Sempere, T. 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13 S to 18 S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin* 122(1-2), p. 162-182.

Mescua, J.F. 2011. Evolución estructural de la cordillera principal entre Las Choicas y Santa Elena (35° S), provincia de Mendoza, Argentina. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, 244 p

Mezger, K. & Krogstad, E.J. 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: an evaluation. *Journal of Metamorphic Geology* 15(1), p. 127-140.

Monani, S. & Valley, J.W. 2001. Oxygen isotope ratios of zircons: magma genesis of low  $\delta^{18}\text{O}$  granites from the British Tertiary Igneous Province, western Scotland. *Earth and Planetary Science Letters* 184(2), p. 377-392.

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. En: *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. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas, Universidad de California, Santa Bárbara, 279 p.

Muehlenbachs, K. 1986. Alteration of the oceanic crust and the 18 O history of seawater. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 16(1), p. 425-444.

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, Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 172 p

Muñoz, M., Deckart, K., Charrier, R., Fanning, M. 2009. New geochronological data on Neogene-Quaternary intrusive rocks from the high Andes of central Chile (33°15'-34°00'S). En: *XII Congreso Geológico Chileno*, p. 8-008.

Muñoz, M. 2011. Petrogénesis de rocas intrusivas del yacimiento El Teniente y evolución del magmatismo Cenozoico de Chile Central (33°00'-34°30'S). Tesis para optar al grado de Doctora en Ciencias, Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 190 p.

Muñoz, M., Charrier, R., Fanning, C.M., Maksaev, V., Deckart, K. 2012. Zircon trace element and O-Hf isotope analyses of mineralized intrusions from El Teniente ore deposit, Chilean Andes: Constraints on the source and magmatic evolution of porphyry Cu-Mo related magmas. *Journal of Petrology* 53(6), p. 1091-1122.

Muñoz, M., Farías, M., Charrier, R., Fanning, C. M., Polvé, M., & Deckart, K. 2013. Isotopic shifts in the Cenozoic Andean arc of central Chile: Records of an evolving basement throughout cordilleran arc mountain building. *Geology* 41(8), p. 931-934.

Muñoz, M., Tapia, F., Persico, M., Benoit, M., Charrier, R., Farías, M., Rojas, A. 2018. Extensional tectonics during Late Cretaceous evolution of the Southern Central Andes: Evidence from the Chilean main range at ~ 35° S. *Tectonophysics* 744, p. 93-117.

Muñoz-Sáez, C., Pinto, L., Charrier, R., Nalpas, T. 2014. Influence of depositional load on the development of a shortcut fault system during the inversion of an extensional basin: The Eocene-Oligocene Abanico Basin case, central Chile Andes (33°S-35°S). *Andean Geology* 41(1), p. 1-28.

Nasi, C., Mpodozis, C., Cornejo, P., Moscoso, R., Maksaev, V. 2010. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico superior-Triásico): Características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile* (24-25), p. 77-111.

Nyström, J.O., Parada, M.A., Vergara, M. 1993. Sr-Nd isotope compositions of Cretaceous to Miocene volcanic rocks in Central Chile: A trend toward a MORB signature and a reversal with time. En: *Second International Symposium on Andean Geodynamics*, Oxford, Extended Abstracts Volume, p. 411-414.

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* 115(12), p. 1523-1537.

Pardo-Casas, F. & Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates beneath the Andes. *Tectonics* 6(3), p. 233-248.

Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: Hawkesworth, C.J., and Norry, M. J. (eds.). *Continental basalts and mantle xenoliths*, p. 230-249.

Pearce, J.A. & Peate, D.W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual review of Earth and Planetary Sciences* 23(1), p. 251-285.

Persico, M., Muñoz, M., Tapia, F., Arellano, P., Farías, M. 2015. Hallazgo de estratos de edad Cretácico Tardío en el curso alto del río Tinguiririca (~34°55'S). Parte I: Principales características. En: *XIV Congreso Geológico Chileno*, Actas digitales. La Serena, 4 p.

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, 119 p.

Pitcher, W.S. 1985. A multiple and composite batholith. En: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, J., Beckinsale, R.D (eds). *Magmatism at a Plate edge: The Peruvian Andes*, p. 93-107.

Putlitz, B., Matthews, A., Valley, J.W. 2000. Oxygen and hydrogen isotope study of high-pressure metagabbros and metabasalts (Cyclades, Greece): implications for the subduction of oceanic crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 138(2), p. 114-126.

Ramos, V. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes* 11(3), p. 168-174.

Ramos, V. 2008. The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes. *Annual review of Earth and Planetary Sciences* 36, p. 289-324.

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 título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 154 p.

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.

Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 m.y.: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11(3), p. 211-215.

Spencer, C., Kirkland, C., Taylor, R. 2016. Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U-Pb zircon geochronology. *Geoscience Frontiers* 7(4), p. 581-589.

Spikings, R., Dungan, M., Foeken, J., Carter, A., Page, L., Stuart, F. 2008. Tectonic response of the central Chilean margin (35–38 S) to the collision and subduction of heterogeneous oceanic crust: a thermochronological study. *Journal of the Geological Society* 165(5), p. 941-953.

Stakes, D.S. 1991. Oxygen and hydrogen isotope compositions of oceanic plutonic rocks: high-temperature deformation and metamorphism of oceanic layer 3. *Stable isotope geochemistry: A tribute to Samuel Epstein* 3, p. 77-90.

Staudigel, H., Davies, G.R., Hart, S.R., Marchant, K.M., Smith, B.M. 1995. Large scale isotopic Sr, Nd and O isotopic anatomy of altered oceanic crust: DSDP/ODP sites 417/418. *Earth and Planetary Science Letters* 130(1-4), p. 169-185.

Stern, C. 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology* 19(1), p. 78–81.

Tapia, F. 2015. Evolución tectónica de los Andes centrales del sur durante el Cenozoico superior (34°45'S-35°30'S). Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 340 p.

Tapia, F., Muñoz, M., Farías, M., Arellano, P., Persico, M. 2015. Hallazgo de estratos de edad Cretácico Tardío en el curso alto del río Tinguiririca (~34°55'S). Parte II: Implicancias Tectónicas. En: *XIV Congreso Geológico Chileno*, Actas digitales. La Serena, 4 p.

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* 111(B9), p. 1-26.

Tera, F. & Wasserburg, G.J. 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 14(3), p. 281-304.

Valley, J.W., Kinny, P.D., Schulze, D.J., Spicuzza, M.J. 1998. Zircon megacrysts from kimberlite: oxygen isotope variability among mantle melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 133(1-2), p. 1-11.

Valley, J.W., Lackey, J.S., Cavoisie, A.J., Clechenko, C.C., Spicuzza, M.J., Basei, M.A. S., Bindeman, I.N., Ferreira, V.P., Sial, A.N., King, E.M., Peck, W.H., Sinha, A.K., Wei, C. S. 2005. 4.4 billion years of crustal maturation: oxygen isotope ratios of magmatic zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150(6), p. 561-580.

Vergara, M., Morata, D., Hickey-Vargas, R., López-Escobar, L. 1999. Cenozoic tholeiitic volcanism in the Colbún área, Linares, Precordillera, central Chile (35°35'-36°S). *Revista Geológica de Chile* 26(1), p. 23-41.

Wagner, L.S., Beck, S., Zandt, G., Ducea, M.N. 2006. Depleted lithosphere, cold, trapped asthenosphere, and frozen melt puddles above the flat slab in central Chile and Argentina. *Earth and Planetary Science Letters* 245(1-2), p. 289-301.

Wei, C.S., Zheng, Y.F., Valley, J.W. 2002. Oxygen and neodymium isotope evidence for recycling of juvenile crust in northeast China. *Geology* 30(4), p. 375-378.

Wei, C.S., Zhao, Z.F., Spicuzza, M.J. 2008. Zircon oxygen isotopic constraint on the sources of late Mesozoic A-Type granites in eastern China. *Chemical Geology* 250(1-4), p. 1-15.

Zapatta, F. 1995. Nuevos antecedentes estratigráficos y estructura del área de Termas del Flaco, valle del río Tinguiririca, VI región, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 122 p.

Zheng, Y.F., Zhang, S.B., Zhao, Z.F., Wu, Y.B., Li, X., Li, Z., Wu, F.Y. 2007. Contrasting zircon Hf and O isotopes in the two episodes of Neoproterozoic granitoids in South China: implications for growth and reworking of continental crust. *Lithos* 96(1-2), p. 127-150.



## **ANEXO A**

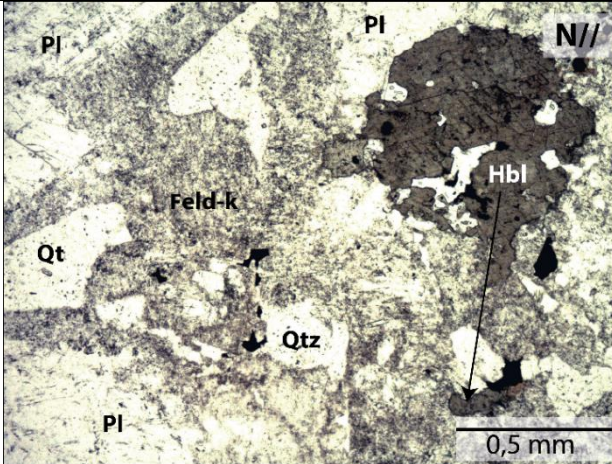
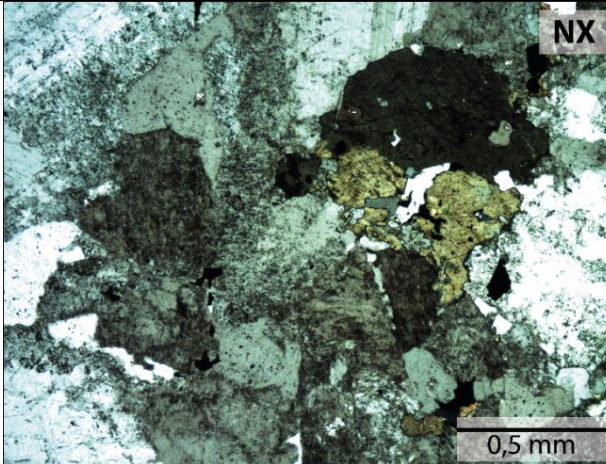
Petrografía microscópica de las muestras recolectadas

## **A.1. Descripción de cortes transparentes**

Notas:

- El término “Integridad” se utiliza para referirse al estado de conservación de los cristales, en términos de fracturamiento, corrosión, desgaste, entre otros. Es una característica observable a Nícoles Paralelos (N//) y Nícoles Cruzados (NX).
- El término “macla simple” se utiliza para referirse al intercrecimiento entre 2 cristales.
- Las abreviaciones utilizadas en las fotografías corresponden a las siguientes: Act: Actinolita; Arc: Arcillas; Anf: Anfíbola; Bt: Biotita; Cal: Calcita; Chl: Clorita; Cpx: Clinopiroxeno; Cord: Cordierita; Ep: Epidota; Feld-k: Feldespato potásico; Hbl: Hornblenda; MF: Masa Fundamental/Matriz; Mod: Moderado; Ol: Olivino; Opx: Ortopiroxeno; Óx de Fe: Óxidos de hierro; Pl: Plagioclasa; Pump: Pumpellyta; Px: Piroxeno; Qtz: Cuarzo; Rut: Rutilo; Ser: Sericita; Tur: Turmalina. Cuando se presentan pseudomorfos de un mineral, la sigla corresponde a la abreviación del mineral más un signo de interrogación, por ejemplo: Ol (?), Px (?), etc.

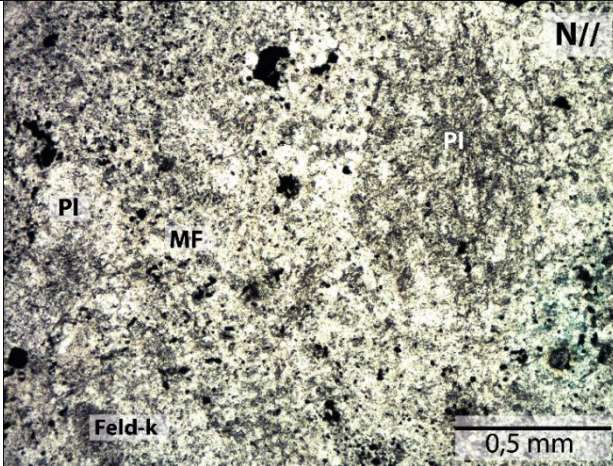
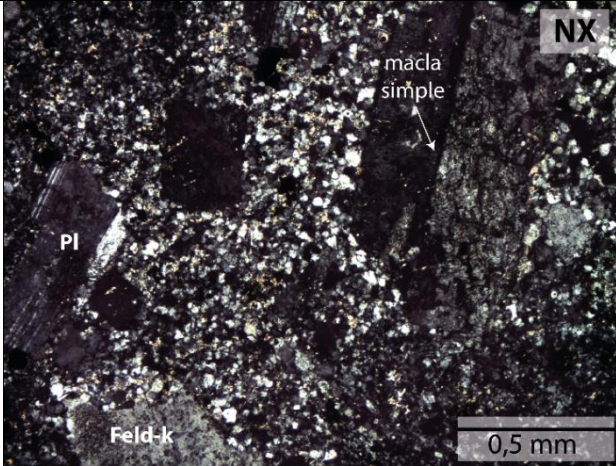
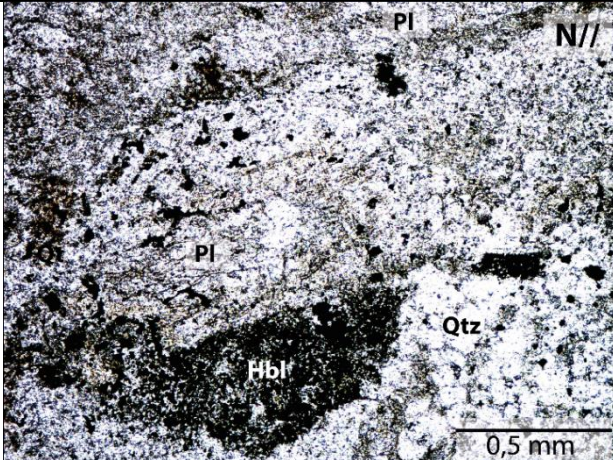

Muestra: PT2 – Granito de hornblenda					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6144845N 357090E					
Textura: Holocristalina, fanerítica inequigranular, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca plutónica correspondiente a un stock granítico, constituido por fenocristales de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y hornblenda. Moderadamente alterada a sericita y arcillas, minerales que afectan preferencialmente a plagioclasas y feldespatos potásicos, mientras que algunos cristales de hornblenda presentan alteración leve-moderada a epidota.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (100%)	Plagioclasa	37	Cristales cuyo tamaño varía entre 1 y 2,6 mm, tabulares subhedrales. Excepcionalmente se halló un cristal de 6,4 mm. Presentan alteración a sericita observable principalmente en los bordes. Los cristales muestran desarrollo de maclas polisintética, periclina y simple (2 individuos) y en algunos casos se observa zonación.	Moderada
		Cuarzo	30	Cristales cuyo tamaño varía entre 0,06 y 1 mm, subhedrales a anhedrales. En la mayoría se observa una textura <i>consertal</i> , con bordes aserrados.	Nula
		Feldespato potásico	20	Cristales cuyo tamaño varía entre 0,36 y 1,6 mm, subhedrales a anhedrales. Presentan alteración a arcillas observable principalmente en los bordes. Algunos cristales presentan desarrollo de macla simple (2 individuos).	Moderada
		Hornblenda	10	Cristales cuyo tamaño varía entre 0,06 a 1,3 mm, subhedrales a anhedrales y algunos presentan alteración a epidota. En algunos se observan inclusiones de óxidos de hierro alargados (Ilmenita?).	Leve-moderada

		Opacos	3		
Accesorios	Circón, titanita, apatito				
Mxs. Alteración	Arcillas (90%), epidota (10%)				
Observaciones	Todos los cristales se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.				
<div><div></div><div></div></div>					

Muestra: PT3 – Granodiorita de hornblenda					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6144845N 357090E					
Textura: Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca plutónica correspondiente a un stock granodiorítico, constituida por fenocristales (50%) de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y relictos de hornblenda, inmersos en una masa fundamental (40%) cristalina con poco vidrio. Moderadamente alterada a sericita y arcillas afectando principalmente a plagioclasas y feldespatos potásicos, mientras que en algunos sectores se observan cristales de epidota y menor clorita-esmectita distribuidos aleatoriamente dentro de la muestra. Además, la roca presenta enclaves de composición básica que representan el 10% de su volumen.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (60%)	Plagioclasa	40	Se observan distintas familias de cristales, cuyos tamaños van desde 0,5 a 2,5 mm, con hábito tabular, subhedrales y con integridad media. Presentan alteración a sericita y arcillas. Los cristales muestran desarrollo de macla polisintética y en algunos casos se observa zonación.	Moderada
		Cuarzo	10	Cristales cuyo tamaño varía entre 0,1 y 0,4 mm, subhedrales a anhedrales y de integridad media-alta. Algunos cristales son cubiertos por pátinas de arcillas. En algunos lugares del corte se aprecian cúmulos de cuarzo.	Leve
		Feldespato potásico	5	Cristales cuyo tamaño varía entre 0,6 y 1 mm, de hábito prismático subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas observable principalmente en los bordes. Se observan algunos cristales con macla simple.	Moderada
		Hornblenda	3	Relictos de cristales cuyo tamaño es de ~1,7 mm, euhedrales a subhedrales con integridad baja a nula. Reemplazados completamente por opacos y rellenos por microlitos de cuarzo y plagioclasa de <0,05 mm.	Alta
		Opacos	2		



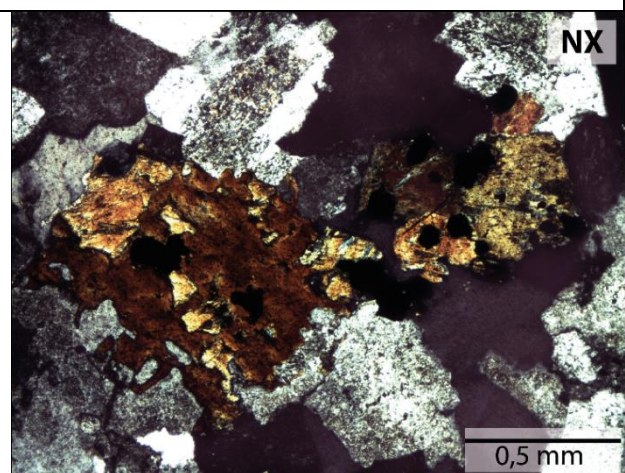
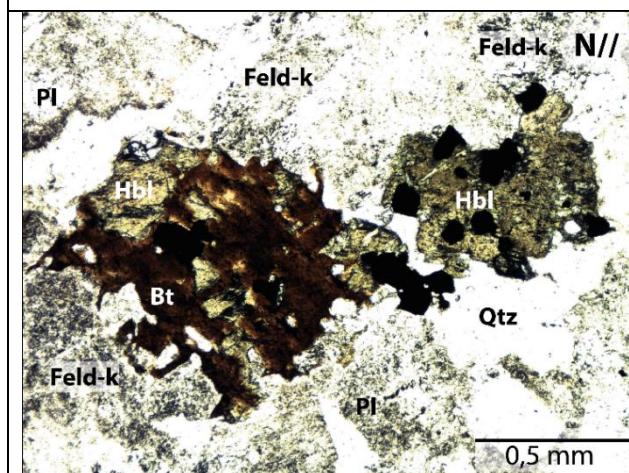
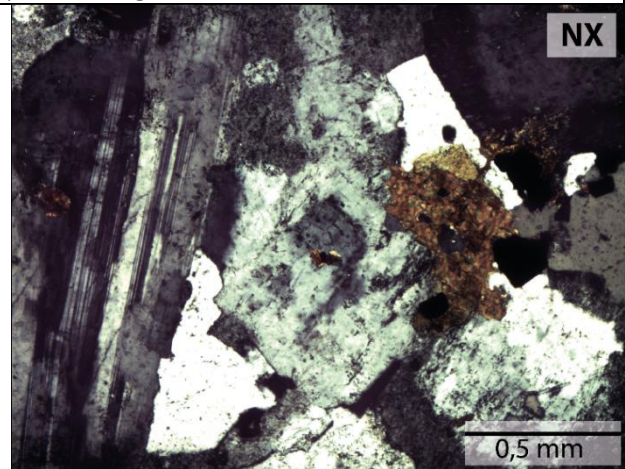
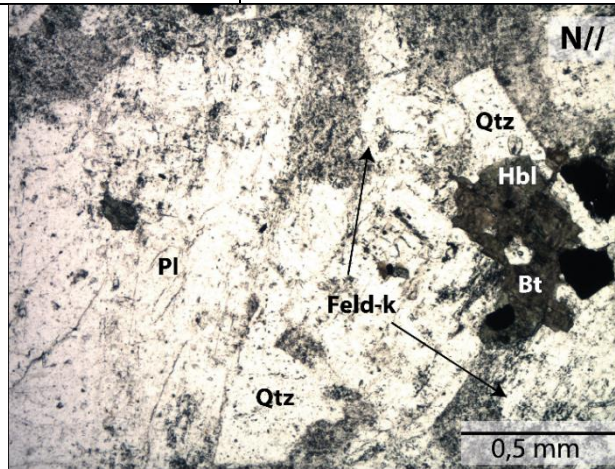
	Masa F. < 0,1 mm (40%)	Cuarzo	35	Microlitos policristalinos cuyo tamaño no supera los 0,05 mm. Los cristales son subhedrales a anhedrales.	Leve
		Plagioclasa	5	Microlitos cuyo tamaño no supera los 0,05 mm, de hábito tabular euhedrales a subhedrales.	Leve
Accesorios		Apatito, titanita, circón			
Alteración		Arcillas (80%), clorita-esmectita (5%), epidota (5%)			
Observaciones		La roca presenta enclaves caracterizados por cúmulos de plagioclasas con cuarzo subordinado, ambos minerales cuyos cristales no superan los 0,1 mm, inmersos en una masa fundamental compuesta por cuarzo y vidrio. Algunos xenolitos presentan plagioclasas orientadas mostrando una textura <i>pilotaxítica</i> .			

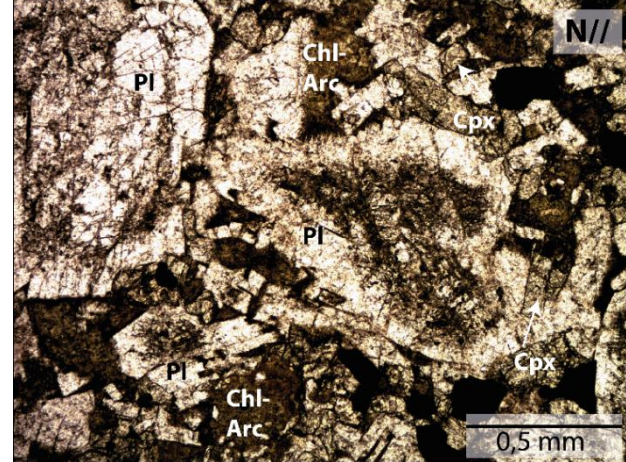



Muestra: PT4 – Granito de hornblenda					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6145347N 356927E					
Textura: Holocristalina, fanerítica inequigranular, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca plutónica correspondiente a un stock granítico, constituida por fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, hornblenda y biotita. Levemente alterada a sericita y arcillas en pátinas, las que afectan a la roca sin distribución preferencial.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (100%)	Cuarzo	32	Cristales cuyo tamaño varía entre 0,2 y 0,5 mm, de alta integridad, subhedrales a anhedrales. La mayoría de ellos presenta textura consertal, con bordes aserrados.	Nula
		Feldespato potásico	30	Cristales cuyo tamaño varía entre 0,4 y 4 mm, de integridad media, subhedrales a euhedrales. Presentan alteración a arcillas observable principalmente en los bordes y en el centro. Algunos cristales presentan desarrollo de macla simple (2 individuos) y en otros se observa zonación.	Leve-moderada
		Plagioclasa	15	Cristales cuyo tamaño varía entre 1,4 y 2 mm, de integridad alta, tabulares euhedrales a subhedrales con alteración a sericita, que se restringe a su borde exterior. La mayoría de los cristales muestran desarrollo de macla polisintética y en algunos casos se observa zonación.	Leve
		Hornblenda	15	Cristales cuyo tamaño varía entre 0,6 y 1 mm, de integridad moderada a baja, subhedrales a anhedrales. Algunos presentan alteración a arcillas. Se observan cristales de baja integridad rellenos de agregados policristalinos de cuarzo.	Leve
		Biotita	5	Cristales de ~0,7 mm, de moderada integridad y subhedrales a anhedrales. Algunos cristales se presentan enmascarados a NX.	Nula
		Opacos	3		

Accesorios	Circón, apatito
Alteración	Arcillas (100%)
Observaciones	Todos los cristales se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.

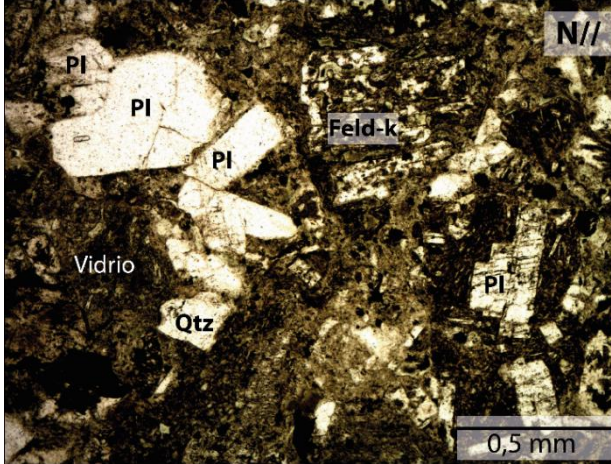
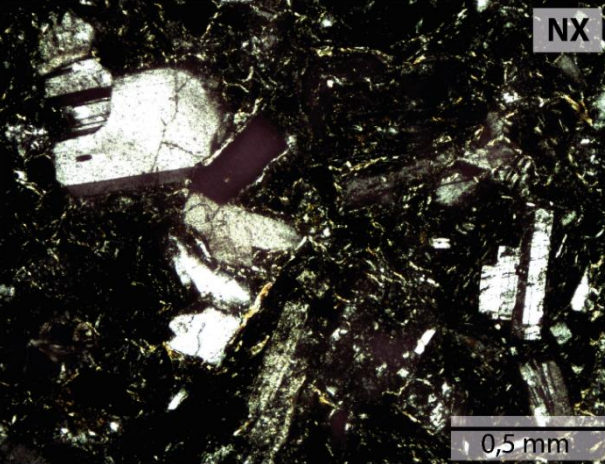


Muestra: PT5 – Cuarzodiorita de clinopiroxeno					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6135005N 361605E					
Textura: Holocristalina, fanerítica, inequigranular, hipidiomórfica, intergranular					
Descripción microscópica general: Roca subvolcánica correspondiente a un dique cuarzodiorítico constituido por fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, cuarzo y feldespato potásico. Moderadamente alterada a clorita y arcillas en pátinas, las que afectan a la roca sin distribución preferencial, mientras que algunos cristales de clorita y epidota subordinada se presentan en menor proporción alterando principalmente a cristales de clinopiroxeno.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (100%)	Plagioclasa	55	Se observan 3 familias de cristales, con tamaños de ~0,2, 1,3 y 2 mm, de integridad media a alta. Se presentan subhedrales con hábitos tabulares con alteración a arcillas. La mayoría de los cristales muestran desarrollo de macla polisintética, simple y zonación.	Moderada
		Clinopiroxeno	25	Cristales cuyo tamaño varía entre 0,06 y 0,2 mm, de integridad media a alta y subhedrales. Algunos presentan alteración a clorita-arcillas. Ocasionalmente se observa textura poikilítica, donde un gran cristal de feldespato potásico incluye a cristales pequeños de clinopiroxeno.	Moderada
		Cuarzo	10	Cristales cuyo tamaño varía entre 0,04 y 0,3 mm, de integridad alta y anhedrales. Presentan pátinas de alteración a arcillas.	Leve
		Feldespato potásico	5	Cristales cuyo tamaño varía entre 1,5 y 1,8 mm, de hábito prismático euhedral a subhedral y de baja integridad. Presentan alteración a arcillas.	Moderada-alta
		Opacos	5		
Accesorios		Circón, apatito			
Alteración		Clorita (70%), arcillas (25%), epidota (5%)			

Observaciones	Todos los cristales se distribuyen homogéneamente. Se observa una vetilla de arcillas y clorita-esmectita afectando a gran parte de la muestra.
 <p>Micrograph N// showing mineral grains. Labels: PI, Chl-Arc, Cpx. Scale bar: 0,5 mm.</p>	 <p>Micrograph NX showing mineral grains. Labels: macla simple, zonación, macla polisintética. Scale bar: 0,5 mm.</p>

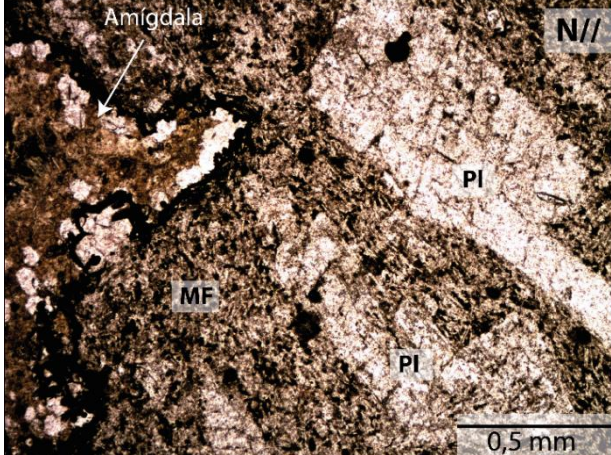

Muestra: PT7 – Toba de ceniza vítrea dacítica				
Coordenadas UTM (WGS 84): 6130274N 367444E				
Textura: Fragmentada, piroclástica				
<b>Descripción microscópica general:</b> Roca piroclástica correspondiente a una toba vítrea, constituida por 50% de piroclastos con dominio de cristales inmersos en una matriz vítrea. La mayoría de los cristales se presentan fragmentados. Moderadamente alterada a arcillas en pátinas distribuidas homogéneamente dentro de la muestra. Además, se observan vetillas de epidota.				
Características	Mineral	%	Observaciones	Alteración
Piroclastos (50%)	Cristales	40	Se observan cristales de plagioclasa (20%), feldespato potásico (10%) y cuarzo (10%). Los cristales de plagioclasa presentan 2 familias de tamaños con ~0,4 y ~1,1 mm respectivamente, mientras que los de feldespato potásico son de ~1,2 mm y los de cuarzo de ~0,2 mm. En general presentan baja integridad y son subhedrales a anhedrales. Se observa leve alteración a arcillas.	Leve
	Líticos	10	La mayoría de los fragmentos son volcánicos, caracterizados por una abundancia de plagioclasas en una masa fundamental vítrea. Son levemente redondeados y medianamente esféricos. Sus tamaños van de 0,6 a 1,6 mm. En general presentan alteración a arcillas.	Moderada
Matriz (50%) < 0,2 mm	Vidrio	50	Alterado a arcillas.	Moderada
Accesorios	Óxidos de hierro, apatito			
Alteración	Arcillas (90%), epidota (10%)			



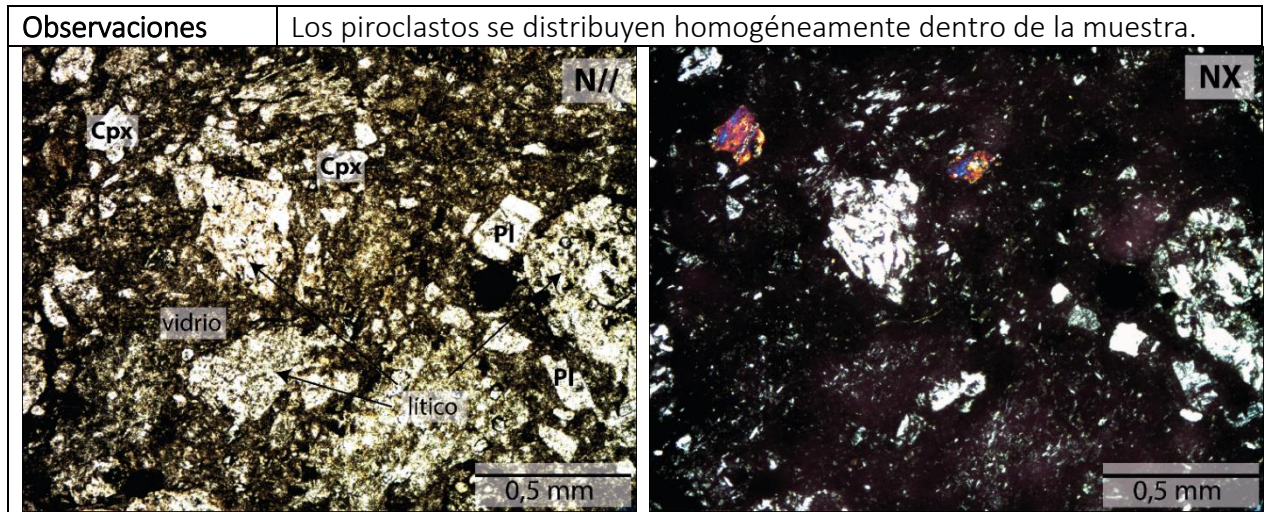
Observaciones	Los piroclastos se distribuyen homogéneamente. Se observan vetillas de epidota afectando a la muestra.
 <p>Micrograph N// showing mineral grains: Plagioclase (Pl), Feldspar (Feld-k), Glass (Vidrio), and Quartz (Qtz). Scale bar 0,5 mm.</p>	 <p>Micrograph NX showing mineral grains with epidote veins. Scale bar 0,5 mm.</p>



Muestra: PT9 – Andesita					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6129967N 368014E					
Textura: Hipocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca volcánica correspondiente a una lava andesítica-basáltica, constituida por 55% de fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo inmersos en una masa fundamental esencialmente vítrea (40%) con escasos microlitos de plagioclasa. Alterada a calcita y arcillas afectando principalmente a los fenocristales en forma de pátinas. Además, la roca presenta amígdalas.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (60%)	Plagioclasa	48	Se observan 2 familias de cristales cuyos tamaños varían entre 1,3 y 2 mm y 0,3 a 1 mm, con hábito tabular, subhedrales a anhedrales y con integridad baja. Presentan alteración a arcillas y calcita subordinada, en forma de pátinas. Los cristales muestran desarrollo de macla polisintética (hasta 3 individuos).	Moderada
		Feldespato potásico	2	Cristales cuyo tamaño varía entre 0,6 y 1,3 mm, de hábito prismático anhedral a subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas en pátinas. Sólo algunos cristales desarrollaron macla simple (2 individuos).	Moderada
		Cuarzo	7	Cristales ~0,2 mm, subhedrales y de integridad alta. Algunos cristales están cubiertos por pátinas de calcita.	Leve
		Opacos	3		
	Masa F. < 0,2 mm (40%)	Vidrio	30	Alterado a arcillas.	Moderada
		Plagioclasa	10	Microlitos cuyo tamaño no supera los 0,05 mm, de hábito tabular euhedrales e integridad alta. La mayoría presenta desarrollo de macla polisintética. Se disponen mostrando una textura traquítica.	Leve
	Accesorios		Apatito, titanita		
Alteración		Calcita (60%), arcillas (40%)			

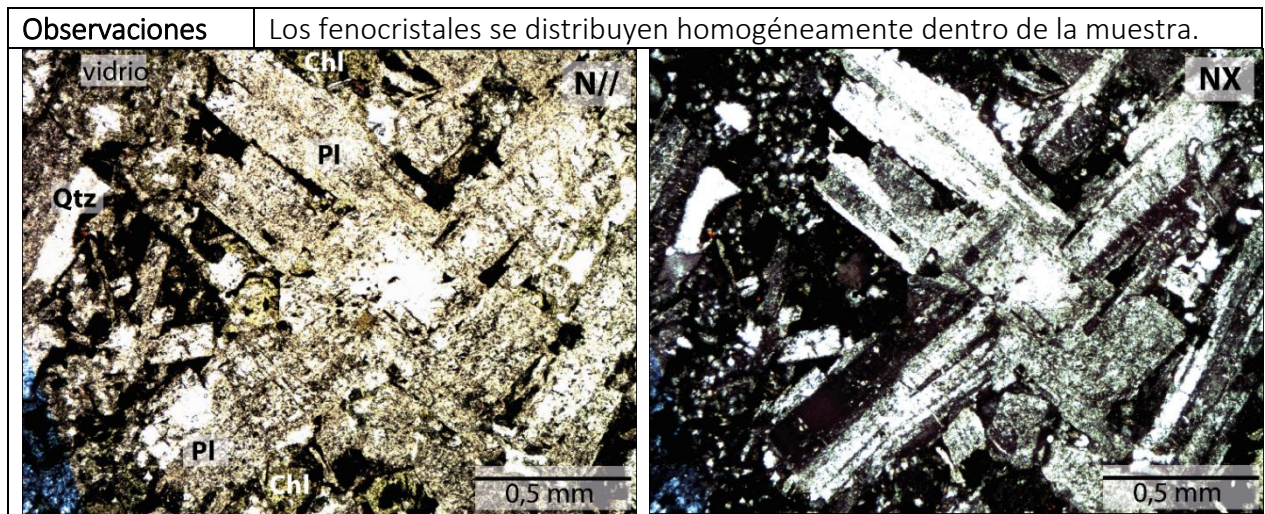
Observaciones	Se observan amígdalas (5%) rellenas por cuarzo policristalino, calcita y en algunos casos epidota. Además, se observa una vetilla de calcita dispuesta a lo largo de la muestra.
 <p>Amígdala</p> <p>N//</p> <p>MF</p> <p>PI</p> <p>0,5 mm</p>	 <p>macla polisintética</p> <p>NX</p> <p>text. traquítica</p> <p>0,5 mm</p>

Muestra: PT10 – Toba de ceniza vítrea dacítica				
Coordenadas UTM (WGS 84): 6152491N 344536E				
Textura: Fragmentada, piroclástica				
<b>Descripción microscópica general:</b> Roca piroclástica correspondiente a una toba vítrea, constituida por 70% de piroclastos con cristales y líticos inmersos en una matriz vítrea. La mayoría de los cristales se presentan fragmentados. Moderadamente alterada a calcita y arcillas en pátinas, afectando principalmente a fragmentos líticos. En algunos fragmentos se presenta epidota subordinada. Además, se observan vetillas de epidota.				
Características	Mineral	%	Observaciones	Alteración
Piroclastos (70%)	Cristales	40	Se observan cristales de plagioclasa (20%), cuarzo (15%) y clinopiroxeno (5%), cuyos tamaños corresponden a ~0,2 mm, ~0,1 mm y entre 0,1 a 0,4 mm respectivamente. En general presentan integridad media a baja y son subhedrales a anhedrales. Se observa leve alteración a arcillas en pátinas afectando principalmente a las plagioclasas.	Leve
	Líticos	30	La mayoría de los fragmentos son volcánicos, caracterizados por abundancia de plagioclasas en una masa fundamental vítrea. Son angulosos y levemente esféricos. Sus tamaños van de 0,3 a 3,4 mm. En general presentan alteración a arcillas.	Moderada
Matriz (30%) < 0,2 mm	Vidrio	30	Alterado a arcillas.	Leve
Accesorios	Apatito			
Alteración	Calcita (50%), arcillas (40%), epidota (10%)			



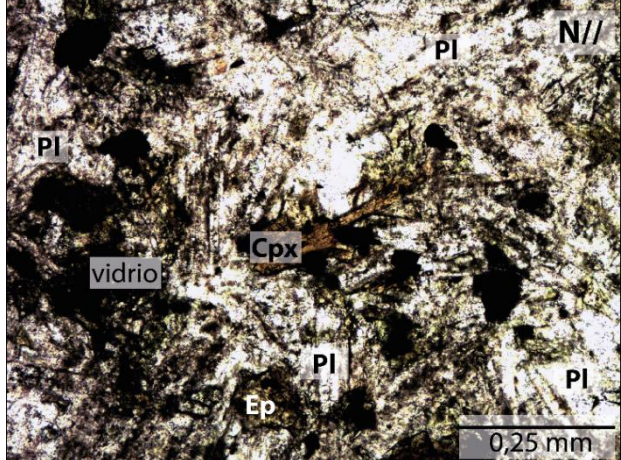
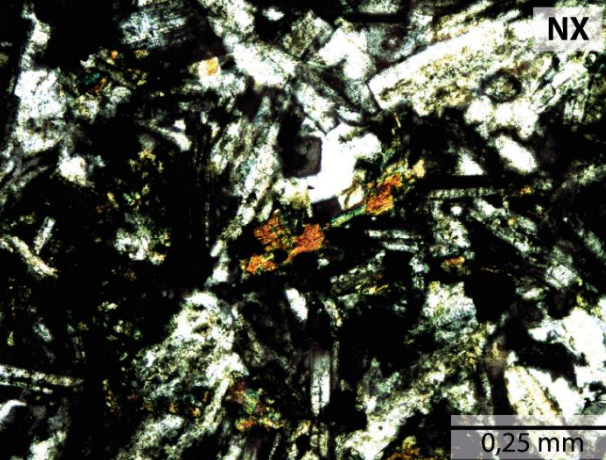
Muestra: PT11 – Andesita					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6151038N 347196E					
Textura: Hipocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
<b>Descripción microscópica general:</b> Roca volcánica correspondiente a una lava andesítica, constituida por 88% de fenocristales de plagioclasa y cuarzo inmersos en una masa fundamental vítrea (12%). Alterada intensamente a calcita y arcillas, afectando principalmente a las plagioclasas en forma de pátinas. Además, se observan cristales de clorita en menor proporción sin distribución preferencial dentro de la muestra.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
<b>Mineralogía</b>	Fenocristales (88%)	Plagioclasa	70	Se observan 2 familias de cristales con tamaños de ~2 mm y 0,8 a 1,6 mm. Los cristales de la última familia se disponen alrededor de los cristales de la primera, mostrando una textura pilotaxítica. Todos los cristales tienen hábito tabular euhedral e integridad alta. Presentan alteración a arcillas. Los cristales muestran desarrollo de macla polisintética.	Intensa
		Cuarzo	15	Cristales de 0,2 a 0,6 mm, anhedrales y de integridad alta. Algunos cristales son cubiertos por pátinas de calcita y arcillas. En general presentan textura consertal, con bordes aserrados.	Leve
		Opacos	3		
	Masa F. < 0,2 mm (12%)	Vidrio	12	Alterado a arcillas.	Moderada
Accesorios		Apatito			
Alteración		Calcita (50%), arcillas (40%), clorita (10%), óxidos de hierro (<1%)			



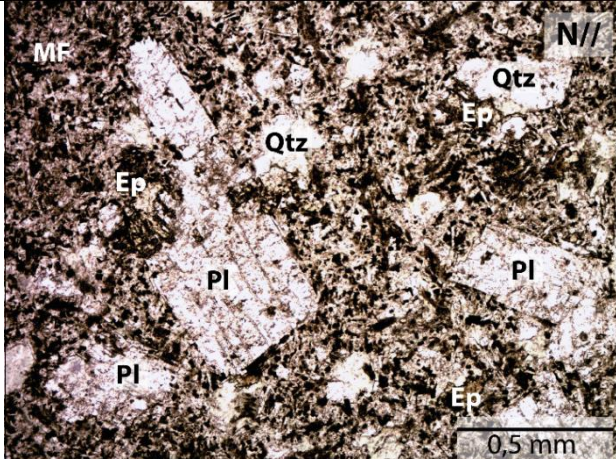
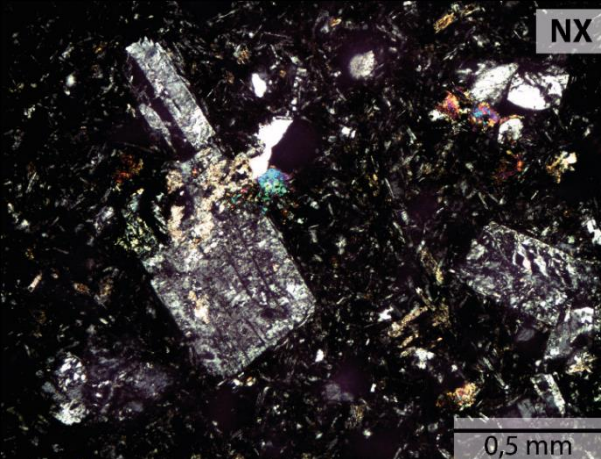




Muestra: PT12 – Andesita de clinopiroxeno					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6151023N 347227E					
Textura: Hipocristalina, afanítica microcristalina, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca volcánica correspondiente a una lava andesítica, constituida por 65% de fenocristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico inmersos en una masa fundamental (35%) esencialmente vítrea con microlitos de clinopiroxeno. Alterada moderadamente a arcillas y calcita, afectando principalmente a las plagioclasas en forma de pátinas. Además, se observan cristales de clorita y epidota subordinada en menor proporción sin distribución preferencial dentro de la muestra.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (65%)	Plagioclasa	50	Se observan 2 familias de cristales con tamaños de ~0,4 mm y 0,8 mm, con hábito tabular subhedral e integridad alta. Presentan alteración a arcillas. En general muestran desarrollo de macla polisintética y en conjunto se observa una textura intergranular, con cristales de clinopiroxeno en los intersticios.	Moderada
		Cuarzo	10	Cristales de ~0,2 mm, anhedrales y de integridad media. Algunos cristales están cubiertos por pátinas de calcita y arcillas. En general presentan textura consertal.	Leve
		Feldespato potásico	3	Cristales de ~0,4 mm, de hábito prismático anhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas. Algunos cristales muestran desarrollo de macla simple (2 individuos).	Moderada
		Opacos	2		
	Masa F. < 0,2 mm (35%)	Vidrio	20	Alterado a arcillas.	Moderada
		Clinopiroxeno	15	Cristales de 0,05 a 0,1 mm, de hábito masivo e integridad media. Presentan alteración a arcillas.	Leve
	Accesorios		Apatito, circón		
Alteración		Arcillas (40%), calcita (30%), clorita (20%), epidota (10%)			

Observaciones	Los fenocristales se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.
	

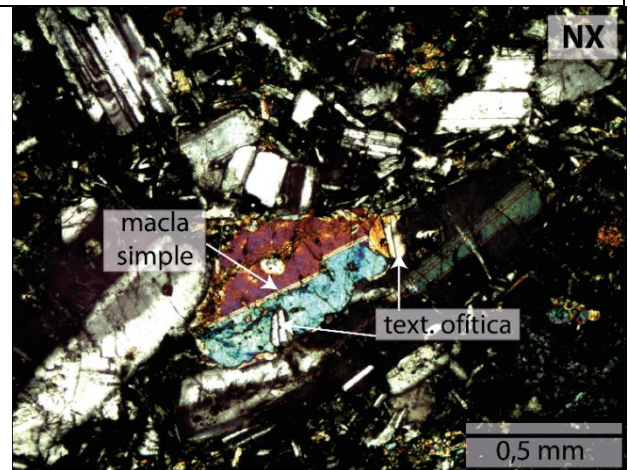
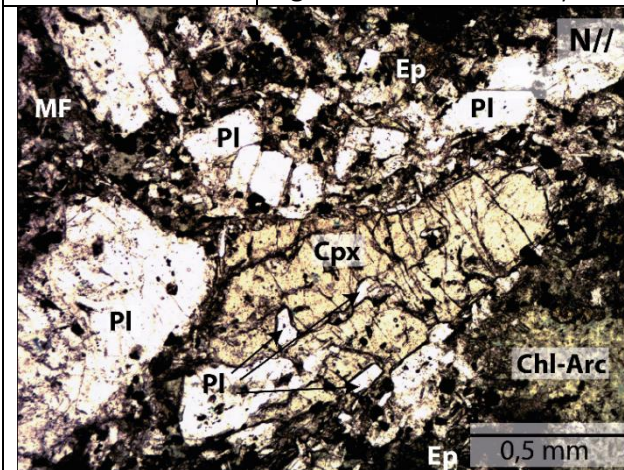
Muestra: PT15 – Cuarzodiorita					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6143028N 357908E					
Textura: Hipocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca subvolcánica correspondiente a un dique cuarzodiorítico, constituido por 52% de fenocristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico inmersos en una masa fundamental (48%) cristalina con microlitos de plagioclasa y menor vidrio. Alterada intensamente a arcillas y epidota cristalina, las primeras afectando principalmente a las plagioclasas en forma de pátinas.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (52%)	Plagioclasa	43	Se observan cristales de ~1 mm, con hábito tabular subhedral a anhedral y de integridad baja. Presentan alteración a arcillas, cubriéndolos casi por completo. En general muestran desarrollo de macla polisintética.	Intensa
		Cuarzo	5	Cristales de ~0,1 mm, anhedrales y de integridad media. Algunos cristales presentan alteración a arcillas.	Leve
		Feldespato potásico	2	Cristales de ~0,4 mm, de hábito prismático anhedral e integridad baja. Presentan alteración a arcillas. En general los cristales muestran desarrollo de macla simple.	Intensa
		Opacos	2		
	Masa F. < 0,1 mm (48%)	Plagioclasa	30	Microlitos de ~0,05 mm, de hábito tabular, euhedrales y de integridad alta. Presentan alteración a arcillas.	Moderada
		Vidrio	18	Alterado a arcillas.	Moderada
Accesorios		Apatito, circón			
Alteración		Arcillas (60%), epidota (40%)			

Observaciones	Se observa una vetilla de 0,8 mm de espesor rellena por cristales de epidota y menor cuarzo. Los fenocristales se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.
	

Muestra: PT16 – Cuarzodiorita de clinopiroxeno					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6142744N 357840E					
Textura: Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
<b>Descripción microscópica general:</b> Roca subvolcánica correspondiente a un dique cuarzodiorítico, constituido por 70% de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y feldespato potásico inmersos en una masa fundamental (30%) cristalina con microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, cuarzo y menor vidrio. Alterada moderadamente a arcillas en forma de pátnas afectando principalmente plagioclasa y feldespato potásico, mientras que cristales de epidota y clorita subordinada se disponen sin distribución preferencial dentro de la muestra.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (70%)	Plagioclasa	40	Se observan 3 familias de cristales de ~0,3, ~1,2 y ~2,6 mm, con hábito tabular subhedral a anhedral y de integridad moderada. Presentan alteración a arcillas y menor epidota. En general muestran desarrollo de macla polisintética y periclina. Los cristales de mayor tamaño presentan textura poikilítica, conteniendo a cristales de ~0,1 mm de clinopiroxeno.	Moderada
		Clinopiroxeno	20	Se observan 3 familias de cristales, con tamaños de ~0,4, ~1,4 y ~3 mm, con hábito prismático subhedral a anhedral e integridad media. Presentan alteración a epidota. Los cristales de la familia mayor muestran textura ofítica y subofítica, conteniendo a cristales de plagioclasa de ~0,3 mm.	Leve
		Feldespato potásico	5	Cristales de ~0,3 mm, de hábito prismático subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas. En general los cristales muestran desarrollo de macla simple.	Moderada
		Opacos	5		

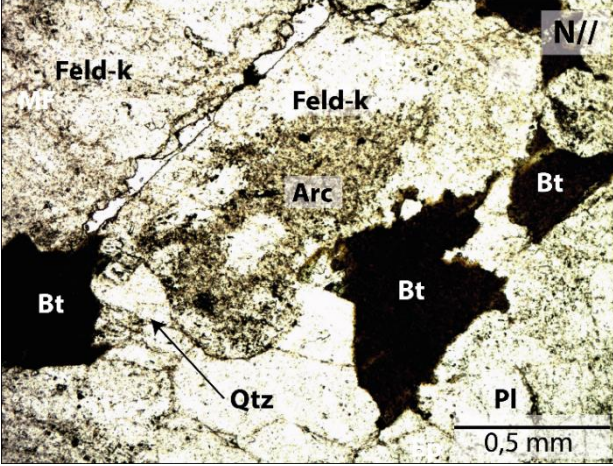
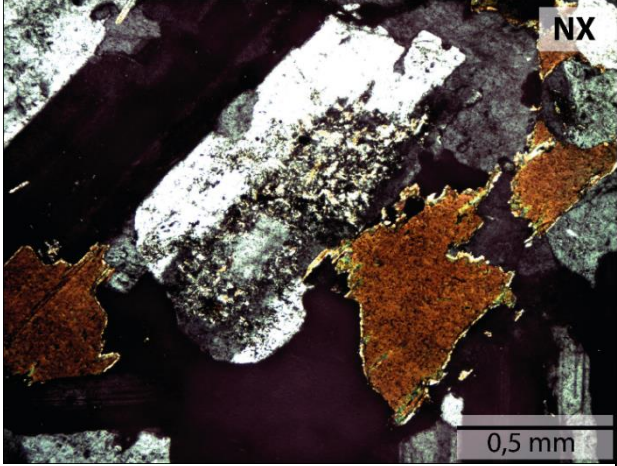
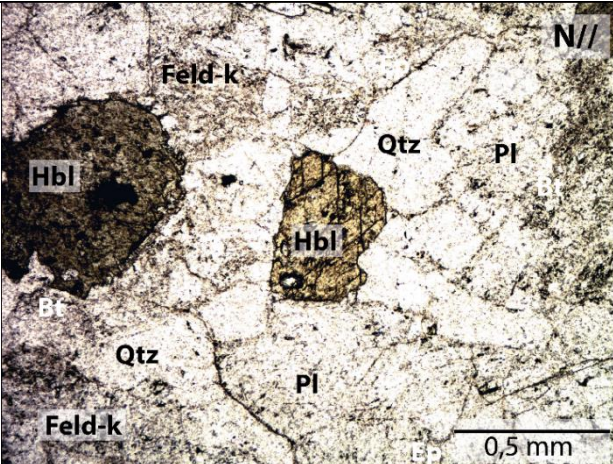


	Masa F. < 0,1 mm (30%)	Plagioclasa	15	Microlitos de ~0,1 mm, de hábito tabular, euhedrales y de integridad alta. Presentan alteración a arcillas. Muestran desarrollo de macla polisintética.	Moderada
		Clinopiroxeno	8	Microlitos de tamaño <0,1 mm, anhedrales y de integridad media. Presentan alteración a arcillas.	Leve
		Cuarzo	5	Cristales de ~0,1 mm, anhedrales y de integridad media. Algunos cristales presentan alteración a arcillas.	Leve
		Vidrio	2	Alterado a arcillas.	Moderada
Accesorios		Apatito, circón			
Alteración		Arcillas (70%), epidota (20%), clorita (10%)			
Observaciones		En un sector del corte se aprecia una zona de distinta composición, con fenocristales de plagioclasa de 0,1 a 1,8 mm subhedrales inmersos en una masa fundamental cristalina, compuesta por microlitos de plagioclasa de <0,05 mm y vidrio. Los microlitos de plagioclasa se disponen rodeando a los fenocristales, mostrando una textura traquítica. No se observa un contacto rígido entre esta zona y el resto de la roca.			





Muestra: PT18 – Granodiorita de biotita y hornblenda					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6153088N 368406E					
Textura: Holocristalina, fanerítica inequigranular, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca plutónica correspondiente a un stock granítico, constituido por fenocristales de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita. Levemente alterado a sericita y arcillas en pátinas afectando principalmente a plagioclasas y feldespatos potásicos. Además, se presentan cristales de clorita reemplazando a algunos cristales de biotita.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (100%)	Plagioclasa	35	Se observan cristales cuyo tamaño varía entre 0,8 y 3 mm, de hábito tabular euhedral e integridad alta. Presentan alteración a arcillas restringida a los bordes externos. La mayoría de los cristales muestran desarrollo de maclas polisintética y periclina, y en algunos casos se observa zonación.	Leve
		Cuarzo	30	Cristales cuyo tamaño varía entre 0,4 y 1 mm, anhedrales y de alta integridad. La mayoría de ellos presenta textura consertal.	Nula
		Feldespato potásico	15	Cristales cuyo tamaño varía entre 0,4 y 1 mm, de hábito prismático subhedral e integridad alta. Presentan alteración a arcillas observable principalmente en los bordes. Algunos cristales presentan desarrollo de macla simple y la mayoría muestra zonación.	Leve
		Biotita	10	Cristales de ~0,3 a 2,4 mm, de hábito micáceo subhedral a anhedral e integridad media. Se disponen formando agregados en algunos casos. Algunos cristales están reemplazados por clorita.	Leve
		Hornblenda	8	Cristales de ~0,5 a 2 mm, de hábito prismático subhedral e integridad media. Algunos cristales presentan alteración a clorita, opacos y arcillas.	Leve
		Opacos	2		

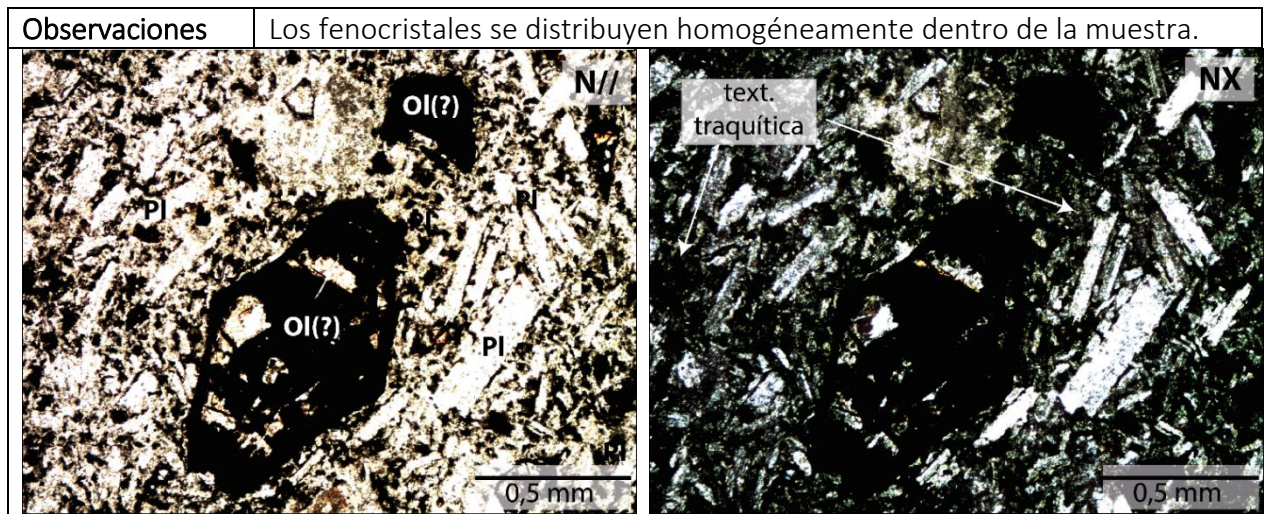
Accesorios	Circón, titanita, apatito
Mxs. Alteración	Arcillas (80%), clorita (20%)
Observaciones	Todos los cristales se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.
	
	

Muestra: PT19 – Toba de ceniza vítrea riolítica				
Coordenadas UTM (WGS 84): 6152590N 368388E				
Textura: Fragmentada, piroclástica, eutaxítica o vitroclástica.				
<b>Descripción microscópica general:</b> Roca piroclástica correspondiente a una toba vítrea soldada de composición riolítica, constituida por 50% de piroclastos con cristales y líticos inmersos en una matriz vítrea. La mayoría de los cristales se presentan fragmentados. Moderadamente alterada a arcillas en pátinas afectando principalmente a los cristales de plagioclasa y feldespato, mientras que se observa menor epidota y pumpellyita sobre cristales de plagioclasa y cuarzo sin afectar a la matriz. Se observan amígdalas compuestas por cuarzo criptocristalino mostrando textura axiolítica en los bordes internos.				
Características	Mineral	%	Observaciones	Alteración
Piroclastos (55%)	Cristales	40	Se observan cristales de plagioclasa (10%), cuarzo (15%) y feldespato (15%), cuyos tamaños corresponden a ~1,2 mm, entre 0,2 y 1,2 y entre 0,9 y 1,6 mm respectivamente. En general presentan con integridad media y son subhedrales. Se observa alteración moderada a arcillas en pátinas y menor epidota y pumpellyita afectando principalmente a las plagioclasas y feldespatos.	Moderada
	Líticos	10	La mayoría de los fragmentos son volcánicos, caracterizados por una abundancia de plagioclasas en una masa fundamental vítrea. Son angulosos y semiesféricos. Sus tamaños van de 0,3 a 3 mm. En general presentan alteración a arcillas.	Leve
	Juveniles	5	Se observan fiammes con leve alteración a arcillas.	Leve
Matriz (45%) < 0,2 mm	Vidrio	45	Se observa textura eutaxítica o vitroclástica, con vidrio mostrando evidencias de flujo. Alterado a arcillas.	Leve
Accesorios	Apatito, circón			
Alteración	Arcillas (70%), epidota (20%), pumpellyita (10%)			

Observaciones	Se observan 2 vetillas de cuarzo microcristalino de ~3 mm de espesor. Los piroclastos se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.
	

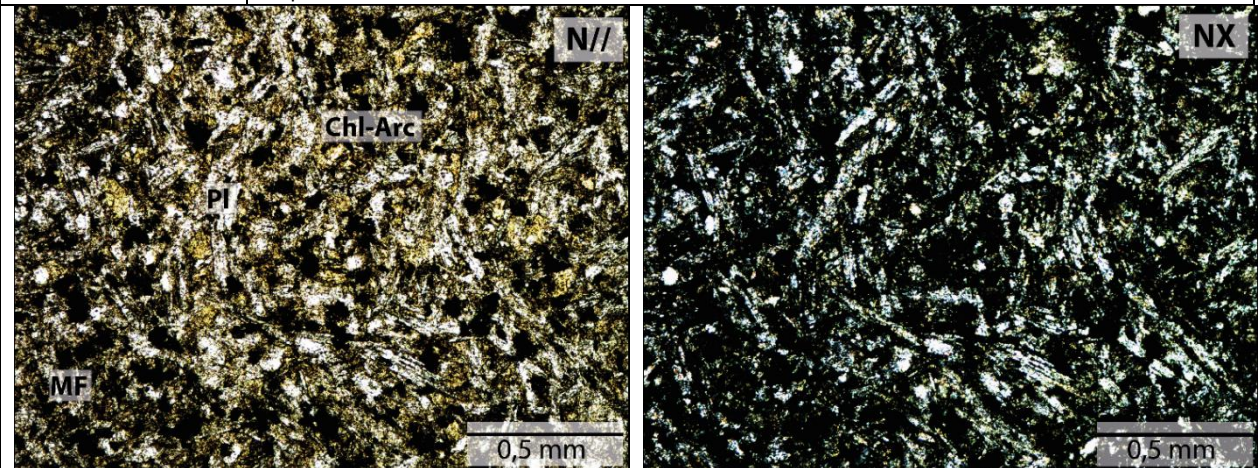
Muestra: PT20 – Basalto de olivino (?)					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6148973N 364785E					
Textura: Hipocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
<b>Descripción microscópica general:</b> Roca volcánica correspondiente a una lava andesita-basáltica porfírica, constituida por 72% de fenocristales de plagioclasa y pseudomorfos de olivino inmersos en una masa fundamental vítrea (28%) mostrando una textura traquítica. Alterada intensamente a arcillas, afectando principalmente a las plagioclasas en forma de pátinas. Además, se observan cristales de clorita y óxidos de hierro en menor proporción conformando pseudomorfos de olivino (?).					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
<b>Mineralogía</b>	Fenocristales (72%)	Plagioclasa	50	Se observan cristales cuyo tamaño varía entre ~0,2 mm y 1,4 mm, distinguiéndose al menos 3 familias y configurando una textura seriada. Todos los cristales tienen hábito tabular euhedral a subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas. La mayoría de los cristales muestran desarrollo de macla polisintética. En conjunto desarrollan una textura traquítica.	Intensa
		Pseudomorfos de Olivino	20	Cristales pseudomorfos de 0,8 a 1,4 mm, de hábito prismático corto subhedral y de integridad nula. Reemplazados completamente por clorita y óxidos de hierro subordinados.	Intensa
		Opacos	2		
	Masa F. < 0,2 mm (28%)	Vidrio	28	Alterado a arcillas.	Moderada
Accesorios		Apatito, titanita (?)			
Alteración		Arcillas (70%), clorita (20%), óxidos de hierro (10%)			



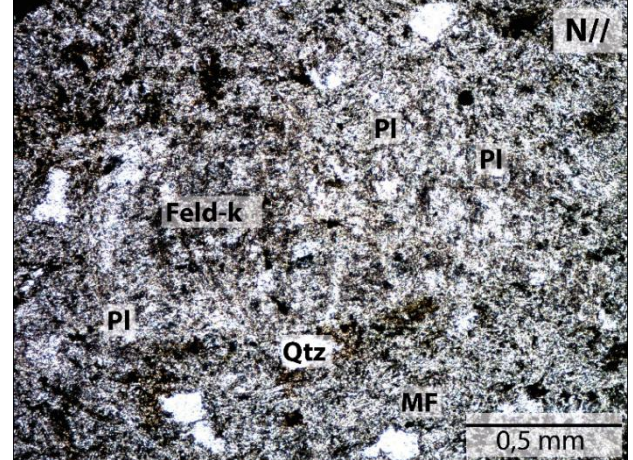





Muestra: PT23 – Cuarzodiorita					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6146693N 360504E					
Textura: Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca subvolcánica correspondiente a un dique cuarzo-diorítico de textura porfírica, constituida por 30% de fenocristales de plagioclasa inmersos en una masa fundamental (70%) cristalina con microlitos de plagioclasa, cuarzo y menor vidrio. Presenta alteración intensa a arcillas, en forma de pátinas afectando principalmente a plagioclasas, y menor contenido de cristales de clorita, presentes en la masa fundamental.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (30%)	Plagioclasa	20	Se observan cristales de ~1 a 1,6 mm de tamaño, con hábito tabular subhedral a anhedral y de integridad media. Presentan alteración a arcillas. Algunos muestran desarrollo de macla polisintética.	Intensa
		Opacos	10		
	Masa F. < 0,2 mm (70%)	Plagioclasa	45	Microlitos de ~0,2 mm, de hábito tabular, subhedrales e integridad media a baja. Presentan alteración a arcillas. En algunos se distingue desarrollo de macla polisintética.	Intensa
		Cuarzo	10	Cristales de <0,1 mm, anhedrales y de integridad alta. Algunos cristales presentan alteración a arcillas.	Leve
		Vidrio	15	Alterado a arcillas en pátinas y menor presencia cristales de clorita	Moderada
Accesorios		Apatito			
Alteración		Arcillas (80%), clorita (20%)			

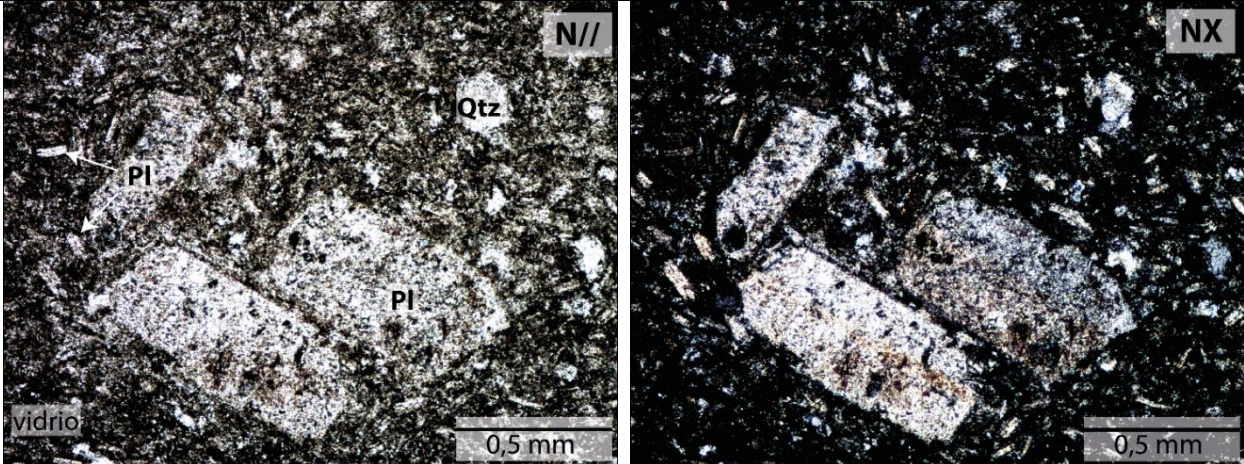
Observaciones	Se observa una vetilla de cuarzo microcristalino y arcillas de ~0,3 mm de espesor.	
		

Muestra: PT25 – Tonalita					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6129904N 368769E					
Textura: Hipocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca subvolcánica correspondiente a un stock tonalítico de textura porfírica, constituida por 40% de fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita probable (<1%) inmersos en una masa fundamental (60%) cristalina con microlitos de plagioclasa y menor vidrio. Presenta alteración intensa a arcillas en forma de pátinas afectando principalmente a plagioclasas y feldespatos.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (40%)	Cuarzo	20	Cristales de 0,1 a 0,8 mm de tamaño, de hábito masivo e integridad alta. La mayoría presenta desarrollo de textura consertal.	Nula
		Plagioclasa	10	Cristales de 0,2 a 2 mm de tamaño, de hábito tabular subhedral a anhedral e integridad baja. Presentan alteración a arcillas. La mayoría presenta desarrollo de macla polisintética.	Intensa
		Feldespato potásico	5	Se observan cristales de ~0,6 mm con hábito prismático euhedral e integridad baja. Presentan alteración a arcillas y algunos muestran desarrollo de macla simple.	Intensa
		Opacos	5		
	Masa F. < 0,1 mm (60%)	Plagioclasa	40	Microlitos de ~0,1 mm, de hábito tabular, subhedrales a euhedrales y de integridad baja. Presentan alteración a arcillas. La mayoría muestra desarrollo de macla polisintética.	Intensa
		Vidrio	20	Alterado a arcillas en pátinas.	Moderada
Accesorios		Circón, apatito, ilmenita (?)			
Alteración		Arcillas (80%), clorita (20%)			

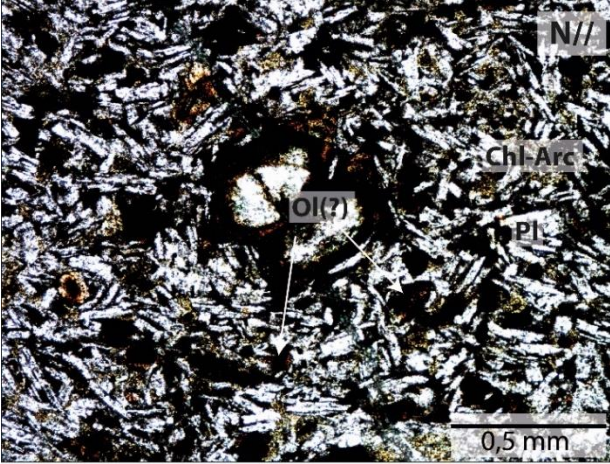
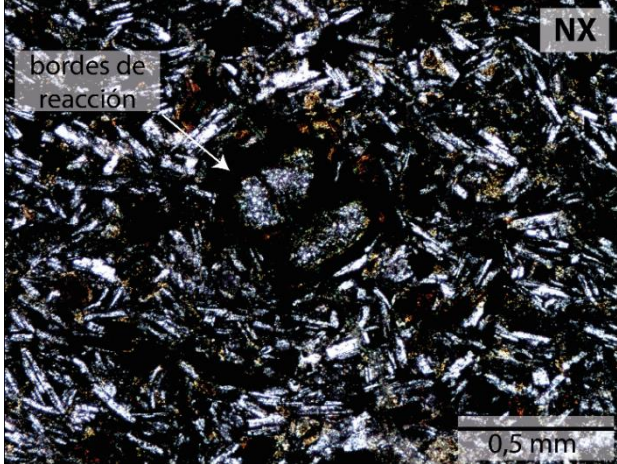
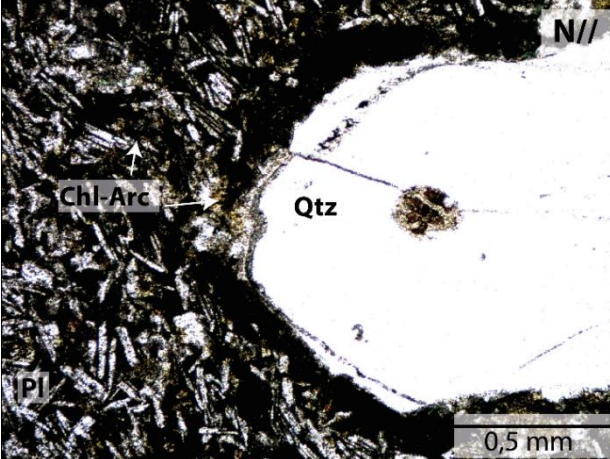
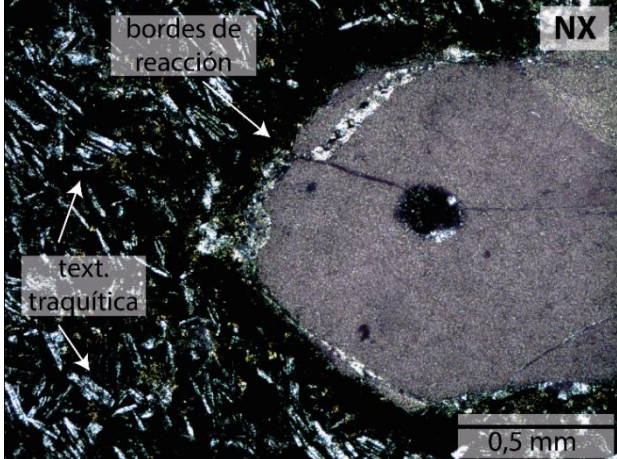
Observaciones	Abundancia de cristales de óxidos de hierro de hábito fibroso (ilmenita?).
 <p>Micrograph N// showing mineral grains. Labels include PI, Feld-k, Qtz, MF, and a scale bar of 0,5 mm.</p>	 <p>Micrograph NX showing fibrous iron oxide crystals. A scale bar of 0,5 mm is present.</p>

Muestra: PT26 – Dacita					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6129701N 368475E					
Textura: Hipocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca volcánica correspondiente a una lava dacítica porfírica, constituida por 52% de fenocristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico inmersos en una masa fundamental (48%) conformada por microlitos de plagioclasa y menor vidrio. Alterada moderadamente a arcillas, afectando principalmente a las plagioclasas y feldespatos potásicos en forma de pátinas.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (52%)	Plagioclasa	30	Se observan cristales cuyo tamaño varía entre 0,5 a 0,9 mm, de hábito tabular subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas. La mayoría de los cristales muestra desarrollo de macla polisintética y en algunos casos de macla simple.	Moderada-Intensa
		Cuarzo	15	Cristales de ~0,2 mm, de hábito masivo e integridad alta. Presentan leve alteración a arcillas. La mayoría muestra desarrollo de textura consertal.	Leve
		Feldespato potásico	5	Cristales de 0,4 a 0,7 mm de tamaño, de hábito prismático subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas. La mayoría de los cristales muestra desarrollo de macla simple.	Moderada
		Opacos	2		
	Masa F. < 0,2 mm (48%)	Plagioclasa	30	Microlitos de <0,2 mm de tamaño, de hábito tabular euhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas. En general los cristales muestran desarrollo de macla polisintética.	Moderada-Intensa
		Vidrio	18	Alterado a arcillas.	Moderada
Accesorios		Apatito			
Alteración		Arcillas (100%)			



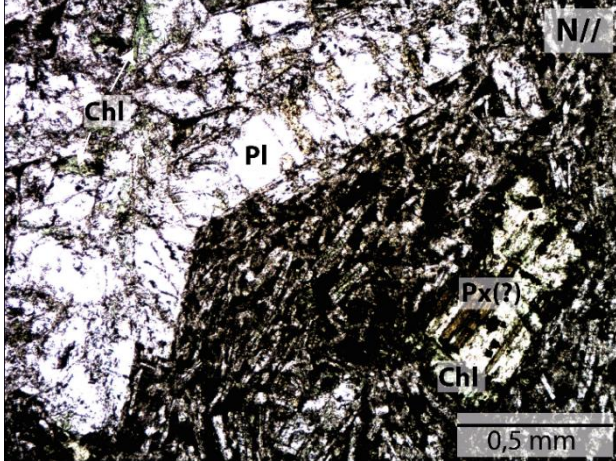

Observaciones	Los fenocristales se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.	
		

Muestra: PT27 – Basalto de olivino (?)					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6129701N 368475E					
Textura: Hipocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca volcánica correspondiente a una lava basáltica porfírica, constituida por 42% de fenocristales de pseudomorfos de olivino, plagioclasa y cuarzo inmersos en una masa fundamental (58%) conformada por microlitos de plagioclasa y olivino y menor vidrio. Alterada intensamente a arcillas y menor clorita-esmectita, afectando principalmente a las plagioclasas y a la masa fundamental.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (42%)	Pseudomorfos de Olivino	20	Cristales pseudomorfos de 0,2 a 0,6 mm de tamaño, de hábito prismático corto subhedral e integridad nula. Se presentan completamente reemplazados por óxidos de hierro. En algunos cristales se observan bordes de reacción, con crecimiento de opacos.	Intensa
		Plagioclasa	15	Se observan cristales cuyo tamaño va de 0,4 a 1,6 mm, de hábito tabular subhedral e integridad baja. Presentan alteración a arcillas y menor clorita. Algunos cristales muestran desarrollo de macla polisintética. En general muestran textura sieve y de reabsorción.	Intensa
		Cuarzo	5	Cristales de 0,4 a 2 mm, de hábito masivo e integridad media. La mayoría presenta textura de bordes de reacción, con crecimiento de agregados de clorita-esmectita.	Moderada
		Opacos	2		
	Masa F. < 0,2 mm (58%)	Plagioclasa	38	Microlitos de <0,2 mm de tamaño, de hábito tabular subhedral a euhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas y clorita subordinada. En general los cristales muestran desarrollo de macla polisintética y textura sieve. En algunos lugares de la muestra se disponen desarrollando textura traquítica.	Intensa

		Olivino	5	Microlitos de 0,06 a 0,2 mm de tamaño, de hábito prismático subhedral e integridad nula. Reemplazados completamente por óxidos de hierro.	Intensa
		Vidrio	15	Alterado a arcillas.	Moderada
Accesorios		Apatito			
Alteración		Arcillas (50%), clorita-esmectita (30%), óxidos de hierro (20%)			
Observaciones		Se observan 2 vetillas de antlerita de ~0,1 mm de espesor.			
		 			
		 			

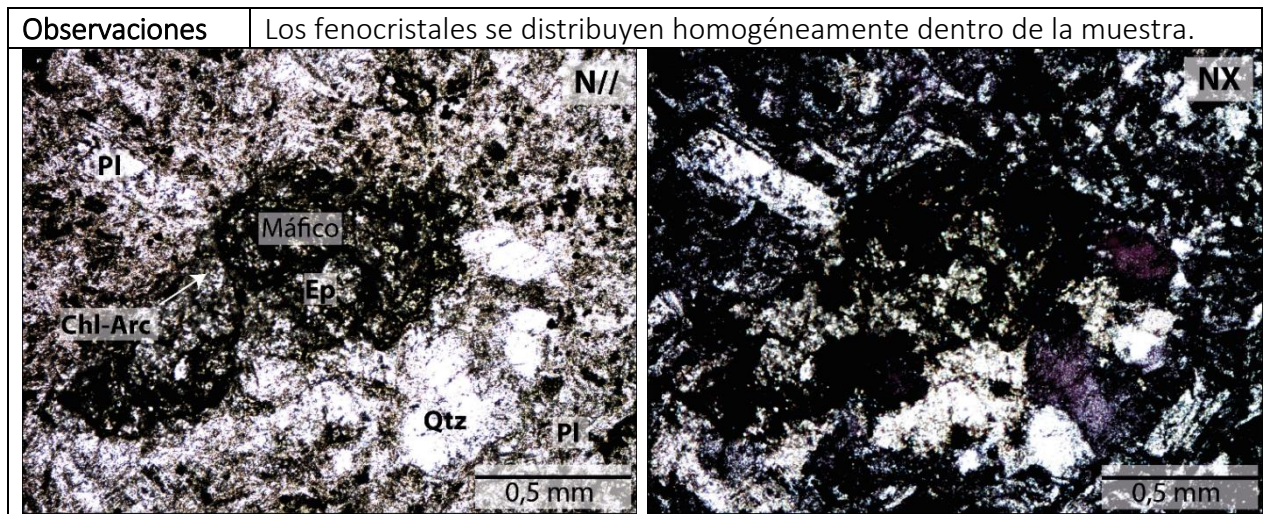
Muestra: PT28 – Diorita de piroxeno (?)					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6142540N 357961E					
Textura: Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca subvolcánica correspondiente a un dique diorítico porfírico, constituida por 42% de fenocristales de plagioclasa y pseudomorfos de piroxeno (?) inmersos en una masa fundamental (58%) conformada por microlitos de plagioclasa y menor vidrio, mostrando una textura traquítica. Alterada intensamente a arcillas en pátinas, afectando principalmente a plagioclasas y masa fundamental. Además, se observan cristales de clorita y menor epidota alterando intensamente a máficos.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (42%)	Plagioclasa	20	Se observan cristales cuyo tamaño varía entre 0,6 a 1,4 mm conformando al menos 2 familias, de hábito tabular subhedral e integridad media-baja. Presentan alteración a arcillas y menor clorita. La mayoría de los cristales muestran desarrollo de macla polisintética.	Intensa
		Pseudomorfos de Piroxeno	20	Cristales pseudomorfos de 0,3 a 1,2 mm de tamaño, de hábito prismático subhedral a anhedral e integridad nula. Se presentan completamente reemplazados por clorita, arcillas y menor epidota.	Intensa
		Opacos	2		
	Masa F. < 0,2 mm (58%)	Plagioclasa	48	Microlitos de <0,2 mm de tamaño, de hábito tabular euhedral e integridad baja. Presentan alteración a arcillas. En general los cristales muestran desarrollo de macla polisintética. Se disponen mostrando una textura traquítica.	Intensa
		Vidrio	10	Alterado a arcillas.	Moderada
Accesorios		Apatito			
Alteración		Arcillas (60%), clorita (30%), epidota (10%)			



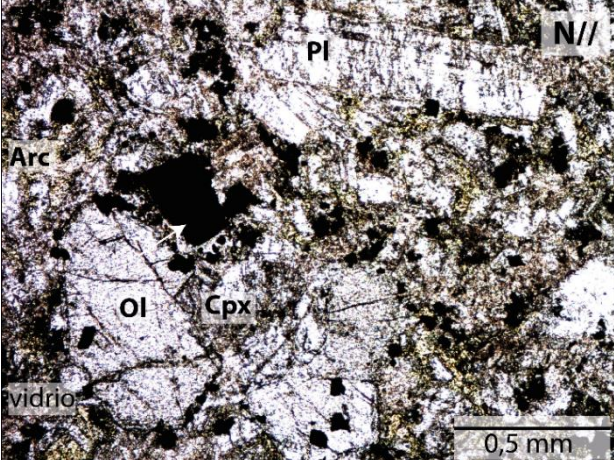
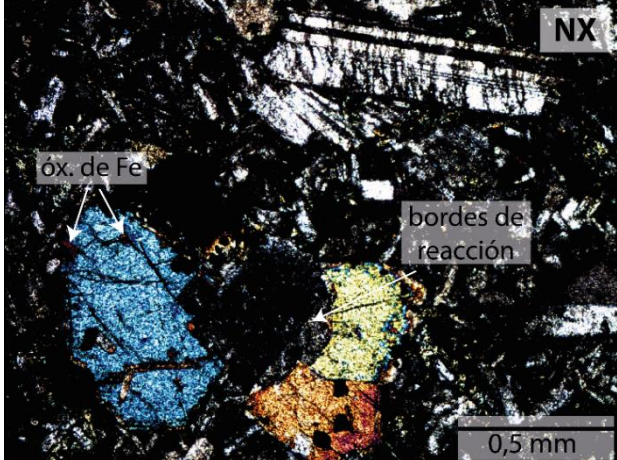
Observaciones	Los fenocristales se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.
 <p>Micrograph N// showing mineral grains. Labels: Chl, Pl, Px(?), Chl. Scale bar: 0,5 mm.</p>	 <p>Micrograph NX showing a 'text. traquítica' texture. Scale bar: 0,5 mm.</p>



Muestra: PT29 – Cuarzodiorita					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6141109N 358348E					
Textura: Hipocristalina, porfírica, alotromórfica (?)					
Descripción microscópica general: Roca subvolcánica correspondiente a un dique cuarzodiorítico porfírico, constituida por 33% de fenocristales de plagioclasa, pseudomorfos de máficos indeterminados y cuarzo en una masa fundamental (67%) conformada por microlitos de plagioclasa y menor vidrio. Alterada intensamente a arcillas y calcita subordinada en pátinas, mientras que cristales de clorita y epidota se disponen afectando principalmente a los máficos.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (33%)	Plagioclasa	20	Se observan cristales cuyo tamaño varía entre 0,6 a 1,4 mm, de hábito tabular subhedral, e integridad baja. Presentan alteración a arcillas en pátinas y calcita subordinada. En algunos se distingue desarrollo de macla polisintética.	Intensa
		Máficos	5	Cristales pseudomorfos de ~0,8 mm de tamaño, de hábito masivo e integridad nula. Se presentan completamente reemplazados por calcita y menor clorita, arcillas y epidota.	Intensa
		Cuarzo	5	Cristales de ~0,3 mm de tamaño de hábito masivo e integridad media. Presentan alteración a arcillas en pátinas.	Moderada
		Opacos	3		
	Masa F. < 0,2 mm (67%)	Plagioclasa	47	Microlitos de <0,2 mm de tamaño, de hábito tabular subhedral e integridad baja. Se presentan completamente alterados a arcillas.	Intensa
		Vidrio	20	Alterado a arcillas.	Intensa
Accesorios		Apatito			
Alteración		Arcillas (50%), calcita (35%), clorita (10%), epidota (5%)			

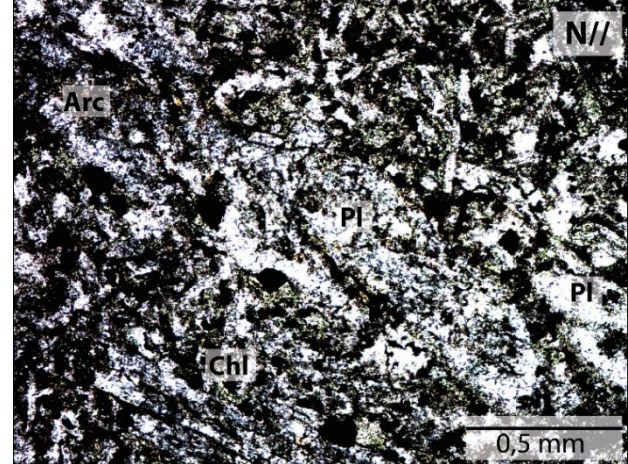
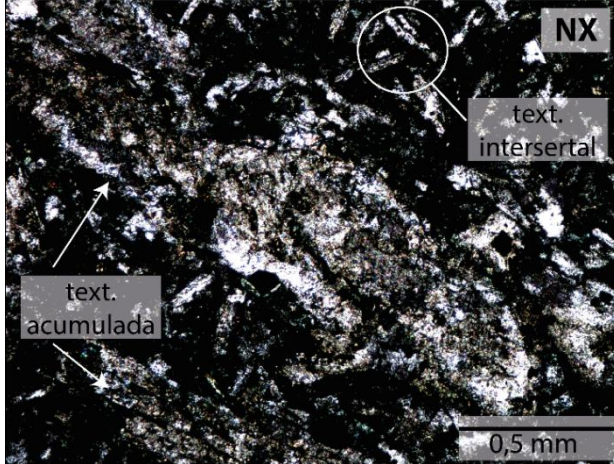


Muestra: PT30 – Diorita de clinopiroxeno					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6141109N 358348E					
Textura: Holocristalina, fanerítica, inequigranular, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca subvolcánica correspondiente a un dique diorítico fanerítico inequigranular, constituida por 60% de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino inmersos en una masa fundamental cristalina (40%) conformada por microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno. La masa fundamental muestra una textura intergranular. Las plagioclasas presentan alteración intensa a arcillas, mientras que cristales de clorita y epidota subordinada se disponen homogéneamente afectando a la masa fundamental.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (60%)	Plagioclasa	20	Se observan cristales cuyo tamaño varía entre 0,2 a 3,4 mm conformando al menos 3 familias y conformando una textura seriada. De hábito tabular subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas y menor clorita. La mayoría de los cristales muestran desarrollo de macla polisintética y solo en algunos se distingue zonación.	Intensa
		Clinopiroxeno	25	Cristales de 0,2 a 1,2 mm de tamaño, de hábito prismático subhedral a anhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas y menor óxidos de hierro apreciable sólo en sus bordes. Algunos cristales anhedrales presentan textura ofítica, con pequeños cristales euhedrales de plagioclasa en su interior, mientras que otros muestran desarrollo de bordes de reacción con crecimiento de epidota (?).	Leve
		Olivino	10	Se observan cristales de 0,2 a 0,6 mm de tamaño, de hábito prismático subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas y menor óxidos de hierro apreciable sólo en sus bordes.	Leve
		Opacos	5		

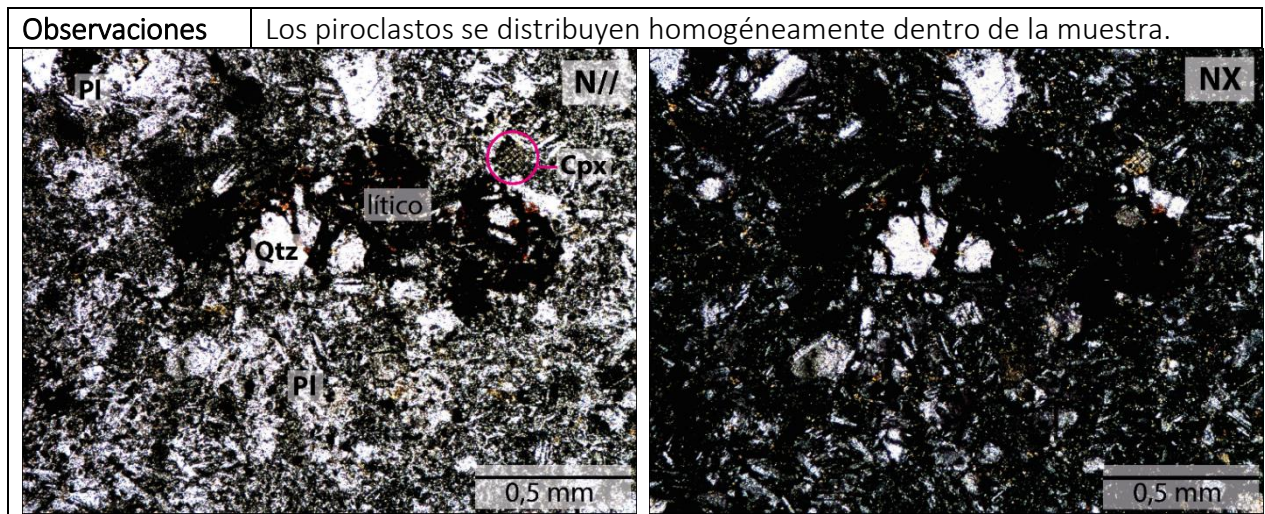
	Masa F. < 0,2 mm (40%)	Plagioclasa	35	Microlitos de <0,2 mm de tamaño, de hábito tabular subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas y menor clorita. En general los cristales muestran desarrollo de macla polisintética.	Intensa
		Clinopiroxeno	5	Microlitos de <0,2 mm de tamaño, de hábito prismático anhedral e integridad media. En conjunto con los microlitos de plagioclasa se disponen mostrando una textura intergranular.	Leve
Accesorios		Apatito			
Alteración		Arcillas (70%), clorita (28%), epidota (2%), óxidos de hierro (<1%)			
Observaciones		Los fenocristales se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.			
<div><div></div><div></div></div>					

Muestra: PT31 – Cuarzodiorita					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6140589N 358581E					
Textura: Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica, amigdaloidal					
Descripción microscópica general: Roca subvolcánica correspondiente a un dique cuarzodiorítico porfírico, constituida por 18% de fenocristales de plagioclasa y cuarzo en una masa fundamental (82%) conformada por microlitos de plagioclasa y menor vidrio. La masa fundamental muestra una textura intersertal. Alterada intensamente a arcillas, clorita, calcita y epidota cristalina subordinada.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (18%)	Plagioclasa	10	Se observan cristales cuyo tamaño varía entre 1,4 a 2,5 mm, de hábito tabular euhedral a subhedral, e integridad baja. Presentan alteración a arcillas en pátinas. En algunos sectores del corte se observan grupos de cristales con textura cumulada.	Intensa
		Cuarzo	5	Cristales de 0,3 a 0,6 mm de tamaño de hábito masivo e integridad media. Presentan alteración a arcillas y clorita, restringida principalmente a los bordes de los cristales.	Moderada
		Opacos	3		
	Masa F. < 0,2 mm (82%)	Plagioclasa	80	Microlitos de 0,1 a 0,2 mm de tamaño, de hábito tabular euhedral e integridad baja. Se presentan completamente alterados por arcillas y clorita en pátinas y calcita y epidota. En conjunto con el vidrio se disponen formando una textura intersertal.	Intensa
		Vidrio	2	Alterado a arcillas y clorita	Intensa
Accesorios		Apatito, óxidos de hierro			
Alteración		Arcillas (70%), clorita (20%), calcita (7%), epidota (3%)			




Observaciones	Presenta amígdalas rellenas por cristales de calcita. Los fenocristales se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.
 <p>Micrograph N// showing mineral grains. Labels: Arc, Pl, Chl. Scale bar: 0,5 mm.</p>	 <p>Micrograph NX showing mineral grains. Labels: text. acumulada, text. intersertal. Scale bar: 0,5 mm.</p>

Muestra: PT33 – Toba de ceniza cristalina andesítica				
Coordenadas UTM (WGS 84): 6137187N 360739E				
Textura: Fragmentada, piroclástica				
<b>Descripción microscópica general:</b> Roca piroclástica correspondiente a una toba cristalina de composición andesítica, constituida por 80% de piroclastos con cristales y líticos inmersos en una matriz vítrea. La mayoría de los cristales se presentan fragmentados. Se presenta moderadamente alterada a arcillas en pátinas afectando principalmente a los cristales de plagioclasa y líticos, mientras que se observan óxidos de hierro alterando a la masa fundamental de la familia de líticos más pequeña.				
Características	Mineral	%	Observaciones	Alteración
Piroclastos (80%)	Cristales	50	Se observan cristales de plagioclasa (30%), clinopiroxeno (10%) y cuarzo (10%), cuyos tamaños corresponden a 0,1 a 0,6 mm, entre 0,1 y 0,4 y entre 0,2 y 0,4 mm respectivamente. En general presentan integridad media y son subhedrales a anhedrales. Se observa alteración moderada a arcillas en pátinas y óxidos de hierro, estos últimos afectando principalmente a los clinopiroxenos.	Moderada
	Líticos	30	Se observan 2 tipos distintos de fragmentos, ambos de origen volcánico. Son angulosos y semiesféricos. La primera familia tiene fragmentos de tamaño de 0,6 a 5 mm con textura afanítica (microlitos de plagioclasa y vidrio) y presentan alteración a arcillas. Los líticos de la segunda familia varían entre 0,1 a 0,6 mm de tamaño, con textura porfírica y presentan alteración a arcillas y óxidos de hierro.	Moderada
Matriz (20%) < 0,1 mm	Vidrio	20	Alterado a arcillas.	Moderada
Accesorios	No se observan			
Alteración	Arcillas (80%), óxidos de hierro (20%)			



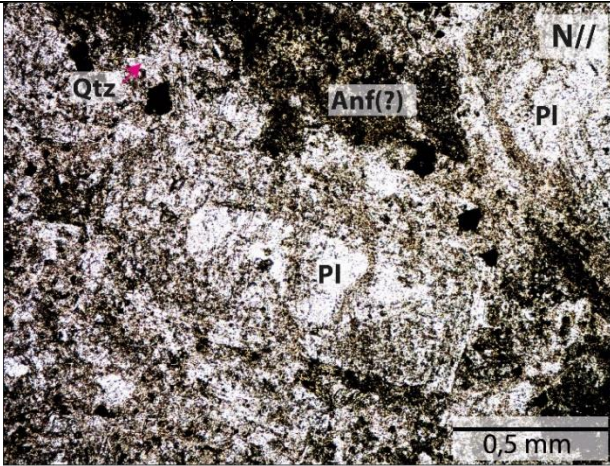
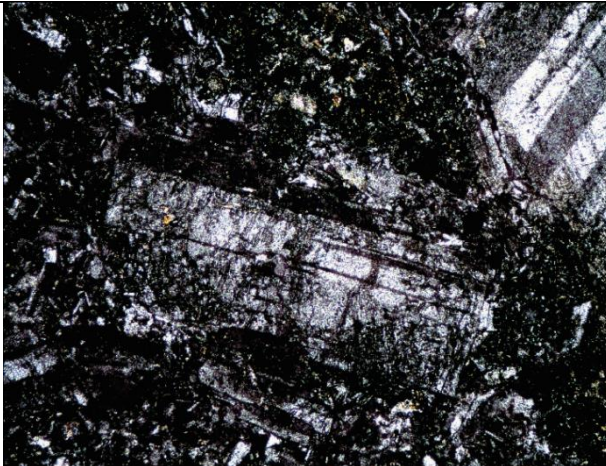
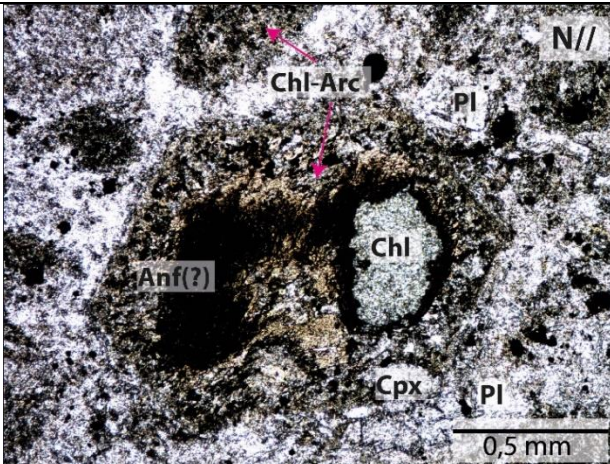
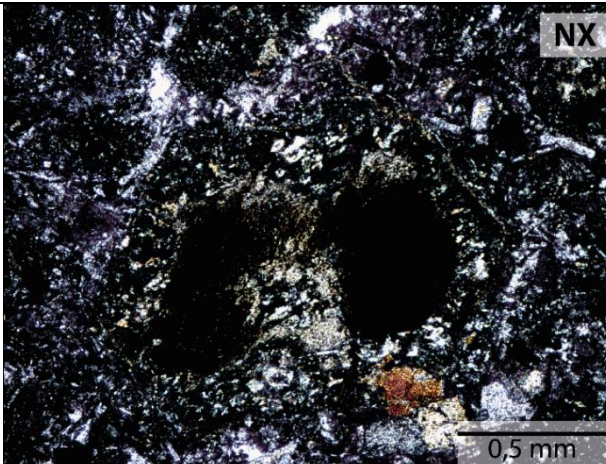
Muestra: PT34 – Cuarzodiorita					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6138489N 359166E					
Textura: Hipocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca subvolcánica correspondiente a un dique cuarzodiorítico porfírico, constituida por 33% de fenocristales de plagioclasa y cuarzo en una masa fundamental (67%) conformada por microlitos de plagioclasa y menor vidrio. La masa fundamental muestra una textura intersertal. Alterada intensamente a arcillas, epidota, clorita y sericita subordinada.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (33%)	Plagioclasa	20	Se observan 2 familias. La primera presenta cristales cuyo tamaño varía entre 2 a 2,4 mm, de hábito tabular euhedral. La segunda está compuesta por cristales de 1 a 1,4 mm, de hábito subhedral a euhedral. Ambas tienen integridad baja y presentan alteración a arcillas en pátinas y menor epidota. La mayoría de los cristales muestran desarrollo de macla polisintética. Algunos cristales de la segunda familia se agrupan mostrando una textura acumulada (glomeroporfírica)	Intensa
		Cuarzo	10	Cristales de ~0,2 mm de tamaño de hábito masivo e integridad media. Presentan alteración a arcillas.	Moderada
		Opacos	3		
	Masa F. < 0,2 mm (67%)	Plagioclasa	50	Microlitos de tamaño <0,2 mm, de hábito tabular subhedral e integridad baja. Se presentan fuertemente alterados por arcillas pátinas, clorita y menor sericita. No se observa desarrollo de maclas. En conjunto con el vidrio se disponen formando una textura intersertal.	Intensa
		Vidrio	17	Alterado a arcillas.	Intensa
Accesorios		Titanita			
Alteración		Arcillas (85%), epidota (10%), clorita (5%), sericita (<1%)			



Observaciones	Se observa una vetilla rellena de epidota, calcita, cuarzo y arcillas (esmectita?). Los fenocristales se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.
	

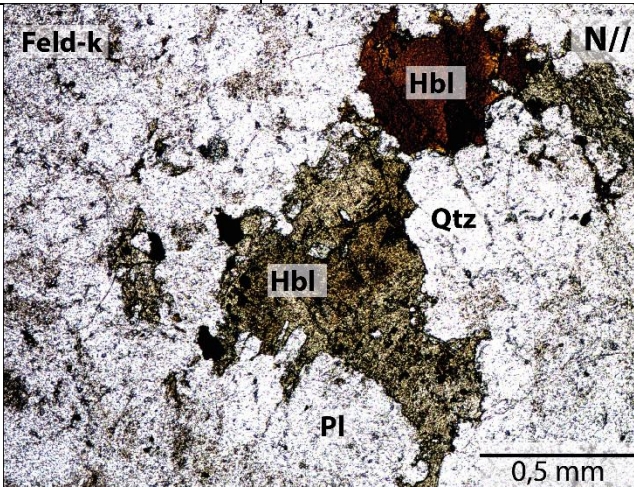



Muestra: PT35 – Cuarzodiorita de anfíbola (?)					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6131002N 368765E					
Textura: Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca subvolcánica correspondiente a un stock cuarzodiorítico porfírico, constituida por 70% de fenocristales de plagioclasa, pseudomorfos de anfíbola, clinopiroxeno y cuarzo en una masa fundamental (30%) conformada por microlitos de plagioclasa y escaso vidrio. La masa fundamental muestra una textura intersertal. Alterada moderadamente a arcillas, óxidos de hierro y calcita.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (70%)	Plagioclasa	30	Se observan 2 familias. La primera presenta cristales con tamaños de ~1 mm y la segunda con tamaños de 0,6 a 0,8 mm. Los cristales muestran hábito tabular subhedral a euhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas en pátinas y menor sericita. La mayoría de los cristales muestran desarrollo de macla polisintética y zonación.	Moderada
		Pseudomorfos de Anfíbola	15	Cristales pseudomorfos de 0,6 a 1,8 mm de tamaño, con hábito prismático euhedral a subhedral e integridad nula. Se presentan completamente reemplazados por óxidos de hierro, arcillas y pátinas de calcita. Todos los cristales presentan bordes de descomposición.	Intensa
		Clinopiroxeno	10	Cristales de ~0,4 mm de tamaño, con hábito prismático subhedral a anhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas.	Leve
		Cuarzo	10	Cristales de 0,2 a 0,4 mm de tamaño de hábito masivo e integridad media. Presentan alteración a arcillas en pátinas y bordes aserrados mostrando una textura consertal.	Leve
		Opacos	5		

Masa F. < 0,1 mm (30%)	Plagioclasa	27	Microlitos de tamaño <0,1 mm, de hábito tabular subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas y calcita subordinada. En conjunto con el vidrio se disponen formando una textura intersertal.	Moderada
	Vidrio	3	Alterado a arcillas.	Moderada
Accesorios	Apatito, circón			
Alteración	Arcillas (70%), óxidos de hierro (20%), calcita (10%)			
Observaciones	Los fenocristales se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.			
<div><div></div><div></div></div>				
<div><div></div><div></div></div>				

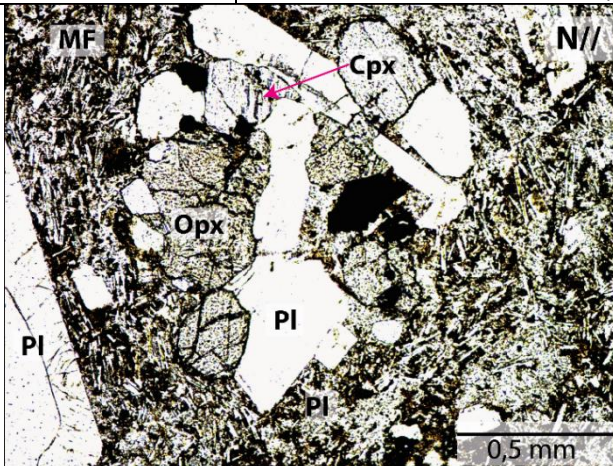
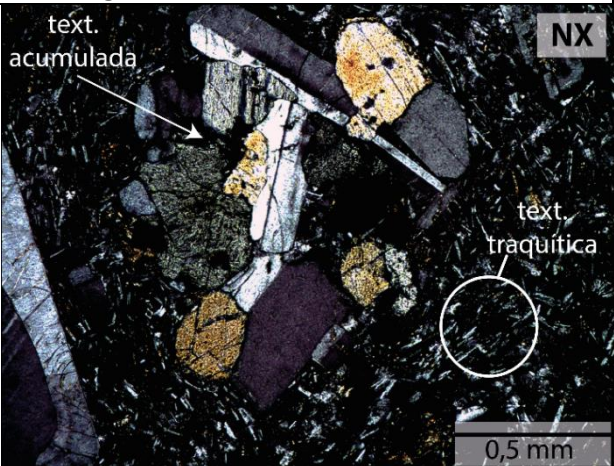
Muestra: MMT1 – Granodiorita de hornblenda					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6154612N 332502E					
Textura: Holocristalina, fanerítica inequigranular, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca plutónica correspondiente a un stock granodiorítico fanerítico, constituida por fenocristales de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, hornblenda, biotita y clinopiroxeno. Moderadamente alterada a arcillas, afectando preferencialmente a plagioclasas, feldespatos potásicos y hornblendas.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (100%)	Plagioclasa	35	Se observan 3 familias. La primera presenta cristales con tamaños de ~2,8 mm, la segunda con tamaños de ~1,4 mm, y la tercera con tamaños de 0,6 mm. Los cristales muestran hábito tabular euhedral a subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas en pátinas. La mayoría de los cristales muestran desarrollo de macla polisintética y zonación. Los cristales de las familias de mayor tamaño muestran textura poikilitica, incluyendo a cristales anhedrales de hornblenda.	Moderada
		Cuarzo	30	Cristales de 0,2 a 1,8 mm de tamaño, de hábito prismático subhedral a anhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas. Algunos cristales presentan una textura consertal. Se observa también textura poikilitica, donde los cristales más grandes de cuarzo incluyen a plagioclasas subhedrales de ~0,2 mm.	Leve



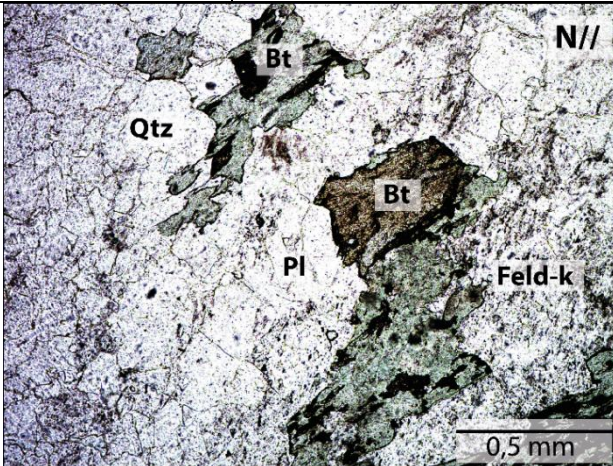
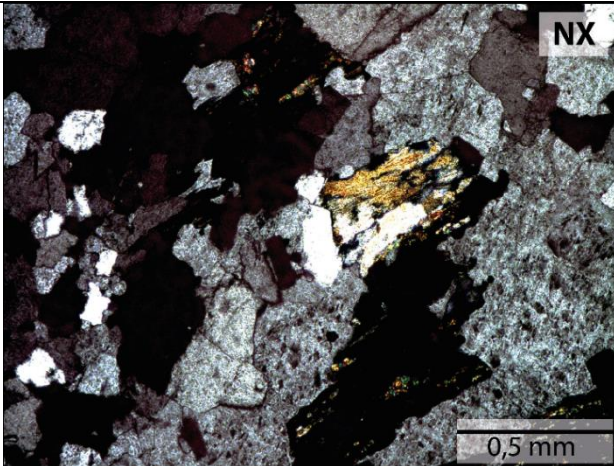
		Feldespatopotásico	15	Cristales de 0,8 a 1,2 mm de tamaño, de hábito prismático subhedral a euhedral e integridad baja. Presentan alteración a arcillas en pátinas. Algunos cristales presentan desarrollo de macla simple y zonación, y también se observan algunos individuos con textura poikilítica con cristales anhedrales de hornblenda en su interior.	Moderada
		Hornblenda	13	Cristales de 0,2 a 1,6 mm de tamaño, con hábito masivo e integridad baja. Se presentan alterados a arcillas. Los cristales de mayor tamaño muestran textura poikilítica incluyendo a cristales anhedrales de cuarzo.	Moderada
		Biotita	5	Cristales de 0,2 a 0,8 mm de tamaño, de hábito micáceo subhedral a anhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas. Se disponen rellenando intersticios entre cristales de plagioclasa y cuarzo.	Leve
		Opacos	2		
Accesorios		Circón, apatito			
Alteración		Arcillas (100%)			
Observaciones		Todos los cristales se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.			
<div><div></div><div></div></div>					

Muestra: MMT2 – Diorita de 2 piroxenos					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6165090N 320951E					
Textura: Hipocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca subvolcánica correspondiente a un stock diorítico porfírico, constituida por 45% de fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno en una masa fundamental (55%) conformada por microlitos de plagioclasa y vidrio. La masa fundamental muestra una textura intersertal. Alterada moderadamente a clorita y arcillas en forma de cúmulos afectando preferencialmente a la masa fundamental, además de opacos y óxidos de hierro afectando principalmente a los piroxenos.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (45%)	Plagioclasa	25	Se observan 2 familias, la primera con cristales de 1,4 a 2 mm y la segunda con tamaños de 0,4 a 0,8 mm. Todos los cristales presentan hábito tabular subhedral a euhedral e integridad media a alta. Presentan alteración a arcillas en pátinas. La mayoría de los cristales muestra desarrollo de macla polisintética y zonación. Los cristales de menor tamaño muestran textura subofítica, incluyendo parcialmente a cristales de piroxeno, y textura sieve.	Leve
		Ortopiroxeno	12	Cristales de 0,1 a 1,2 mm de tamaño, con hábito prismático subhedral e integridad baja. Presentan alteración a opacos, óxidos de hierro y arcillas. Los cristales presentan bordes de descomposición, y en algunos casos se observan opacos y óxidos de hierro en su interior.	Intensa
		Clinopiroxeno	6	Cristales de 0,1 a 0,6 mm de tamaño, con hábito prismático subhedral a anhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas y opacos. Algunos cristales muestran desarrollo de macla simple y polisintética.	Leve
		Opacos	2		



	Masa F. < 0,1 mm (55%)	Plagioclasa	45	Microlitos de tamaño <0,1 mm, de hábito tabular euhedral a subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas y clorita subordinada en pátinas. La mayoría de los cristales muestra desarrollo de macla polisintética. En conjunto con el vidrio se disponen formando una textura traquítica (intersertal).	Moderada
		Vidrio	10	Alterado a arcillas.	Leve
Accesorios		Apatito, circón			
Alteración		Clorita (70%), arcillas (20%), opacos (7%) y óxidos de hierro (3%)			
Observaciones		Los fenocristales se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.			
<div><div></div><div></div></div>					

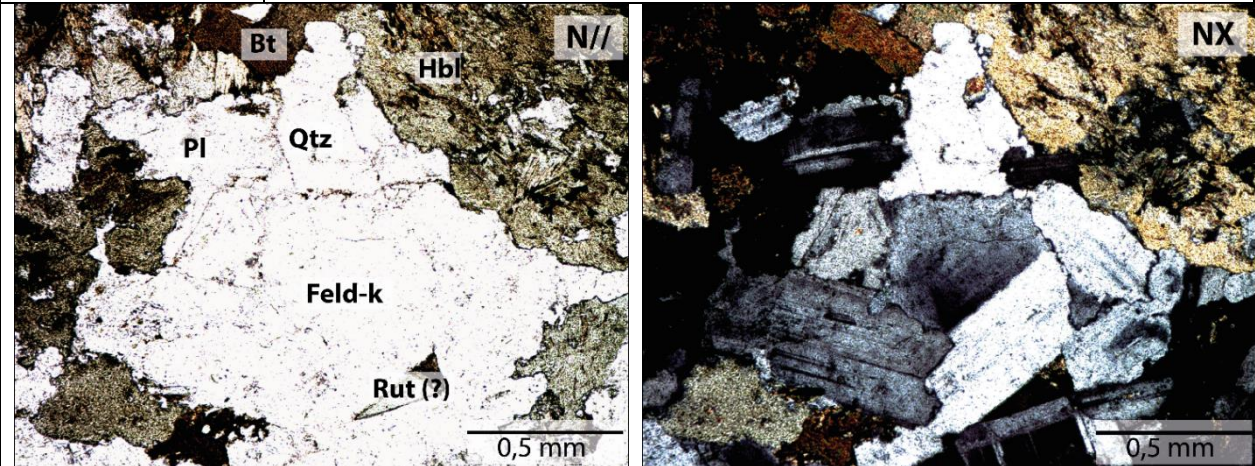
Muestra: PT37 – Granodiorita de biotita					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6119860N 357347E					
Textura: Holocristalina, fanerítica inequigranular, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca plutónica correspondiente a un stock granodiorítico fanerítico inequigranular, constituido por fenocristales de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita. Alterada moderadamente a arcillas, afectando principalmente a cristales de feldespato potásico y plagioclasa, y a clorita reemplazando completamente a los cristales de biotita. Se observan cristales de óxidos de hierro dispersos en el corte.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (100%)	Plagioclasa	45	Se observan 2 familias. La primera presenta cristales con tamaños de 2 a 3 mm, de hábito tabular euhedral e integridad media, y la segunda con tamaños de 0,8 a 1 mm, hábito tabular subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas en pátinas. La mayoría de los cristales muestran desarrollo de macla polisintética.	Moderada
		Cuarzo	25	Se observan 3 familias de ~6, ~0,8 y ~0,2 mm de tamaño. Todos los cristales son anhedrales con integridad moderada a alta. Los cristales de mayor tamaño de disponen encerrando a los cristales más pequeños desarrollando una textura poikilítica. Se presentan alterados por arcillas.	Leve
		Feldespato potásico	20	Cristales de 1,2 a 1,6 mm de tamaño, con hábito prismático subhedral a euhedral e integridad baja. Presentan alteración a arcillas. Algunos cristales muestran desarrollo de macla simple, y unos pocos individuos presentan zonación.	Moderada-Intensa
		Biotita	5	Cristales de 0,8 a 1,4 mm de tamaño, de hábito subhedral micáceo a fibroso e integridad baja. Algunos se presentan alterados por clorita.	Moderada

		Opacos	5	
Accesorios	Apatito, circón, rutilo (?)			
Alteración	Arcillas (80%), óxidos de hierro (10%), clorita (5%), epidota (5%)			
Observaciones	Los fenocristales se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.			
<div><div></div><div></div></div>				

Muestra: PT38 – Tonalita de hornblenda					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6120178N 352111E					
Textura: Holocristalina, fanerítica inequigranular, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca plutónica correspondiente a un stock tonalítico fanerítico inequigranular, constituida por fenocristales de plagioclasa, cuarzo, hornblenda y biotita. Alterada moderadamente a arcillas, clorita en forma de agregados fibrosos alterando a cristales de plagioclasa y máficos, y menor sericita alterando preferencialmente a cristales de biotita.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (100%)	Plagioclasa	65	Se observan al menos 3 familias con tamaños de ~3 mm, 1,6 mm y 0,8 mm respectivamente. Los cristales de las primeras dos familias presentan hábito tabular euhedral e integridad media-baja, mientras que los cristales más pequeños muestran hábito masivo e integridad moderada. Presentan alteración a arcillas en pátinas y menor sericita y clorita. La mayoría de los cristales muestran desarrollo de macla polisintética y en algunos casos de macla simple. La familia de tamaño intermedio presenta zonación.	Moderada
		Cuarzo	20	Cristales de 0,1 a 0,4 mm de tamaño, de hábito masivo e integridad alta. Presentan alteración a arcillas en pátinas. Todos los cristales poseen bordes aserrados mostrando una textura consertal.	Leve
		Hornblenda	10	Cristales de 1 a 1,6 mm de tamaño, con hábito masivo e integridad baja. Los cristales se presentan alterados por clorita en pátinas. Algunos cristales muestran textura poikilitica encerrando a cristales tabulares de plagioclasa.	Moderada

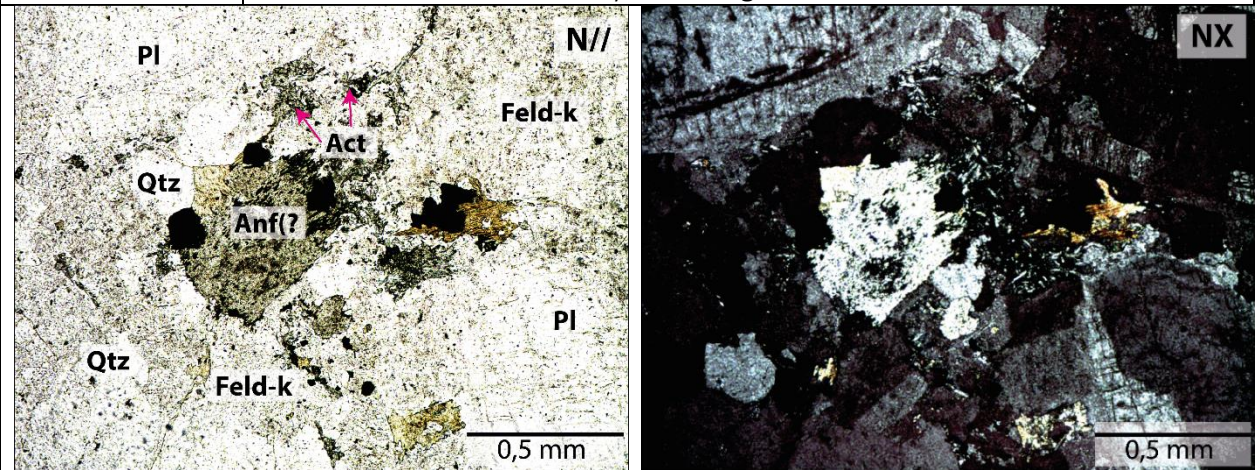


		Biotita	3	Cristales de 0,2 a 2 mm de tamaño, con hábito micáceo subhedral a anhedral e integridad media. Algunos cristales presentan alteración a sericita.	Leve
		Opacos	2		
Accesorios		Circón, titanita			
Alteración		Arcillas (79%), clorita (20%), sericita (1%)			
Observaciones		Los fenocristales se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.			



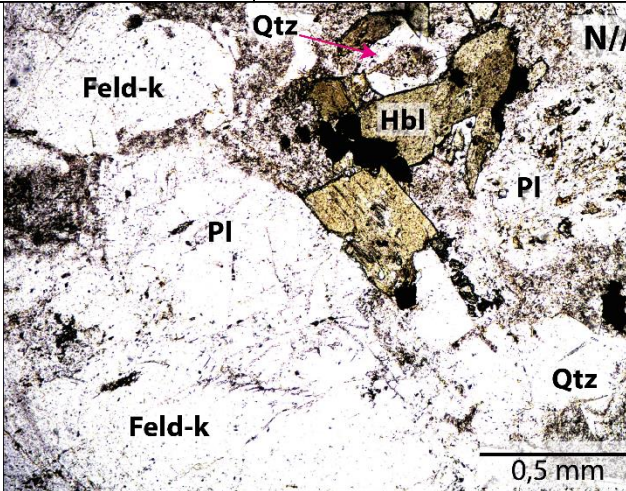
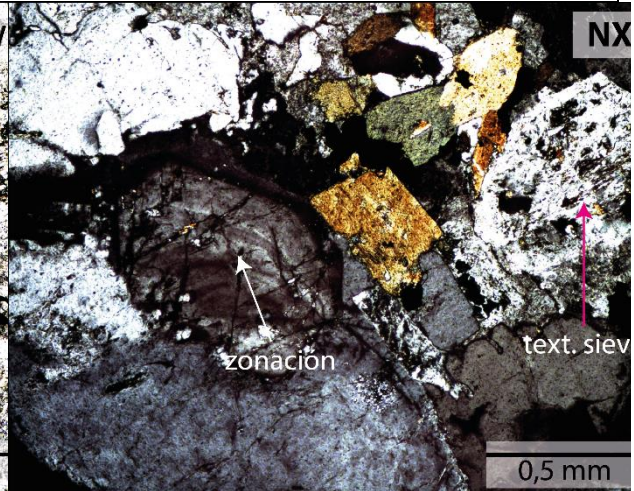
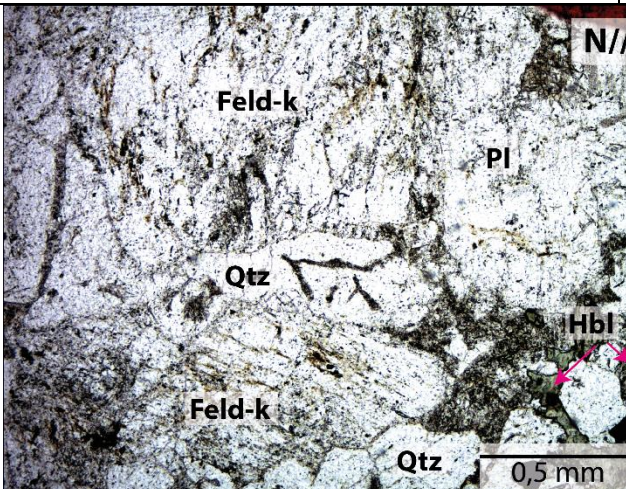



Muestra: PT39 – Granodiorita de hornblenda					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6132416N 328433E					
Textura: Holocristalina, fanerítica inequigranular, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca plutónica correspondiente a un stock granodiorítico fanerítico inequigranular, constituida por fenocristales de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y anfíbola (?). Alterada intensamente a arcillas en pátinas afectando principalmente a cristales de plagioclasa y feldespato potásico, actinolita en agregados fibrosos reemplazando completamente a fenocristales de hornblenda y menor clorita.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (100%)	Plagioclasa	40	Se observan 2 familias de cristales de ~0,8 y 1,6 mm. Los cristales presentan hábito tabular subhedral a euhedral e integridad baja. Presentan alteración a arcillas y menor epidota en pátinas. La mayoría de los cristales muestra desarrollo de macla polisintética y periclina, mientras que sólo los individuos de la familia de mayor tamaño presentan zonación. La mayoría de los cristales muestra desarrollo de textura sieve.	Intensa
		Cuarzo	32	Se observan cristales con tamaños desde 0,1 a 8 mm, de hábito masivo e integridad alta. Presentan alteración a arcillas en pátinas y los individuos de menor tamaño poseen bordes aserrados mostrando una textura consertal.	Leve
		Feldespato potásico	15	Cristales de 0,8 a 1,4 mm de tamaño, de hábito prismático euhedral e integridad baja. Se muestran bastante alterados a arcillas en pátinas.	Intensa
		Anfíbola(?)	10	Cristales de 0,3 a 1,2 mm de tamaño, con hábito prismático tabular subhedral a anhedral e integridad nula. Algunos cristales se presentan reemplazados por agregados fibrosos de actinolita y menor clorita.	Moderada
		Opacos	3		

Accesorios	Apatito, circón
Alteración	Arcillas (50%), actinolita (40%), clorita (10%)
Observaciones	Los fenocristales se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.
	

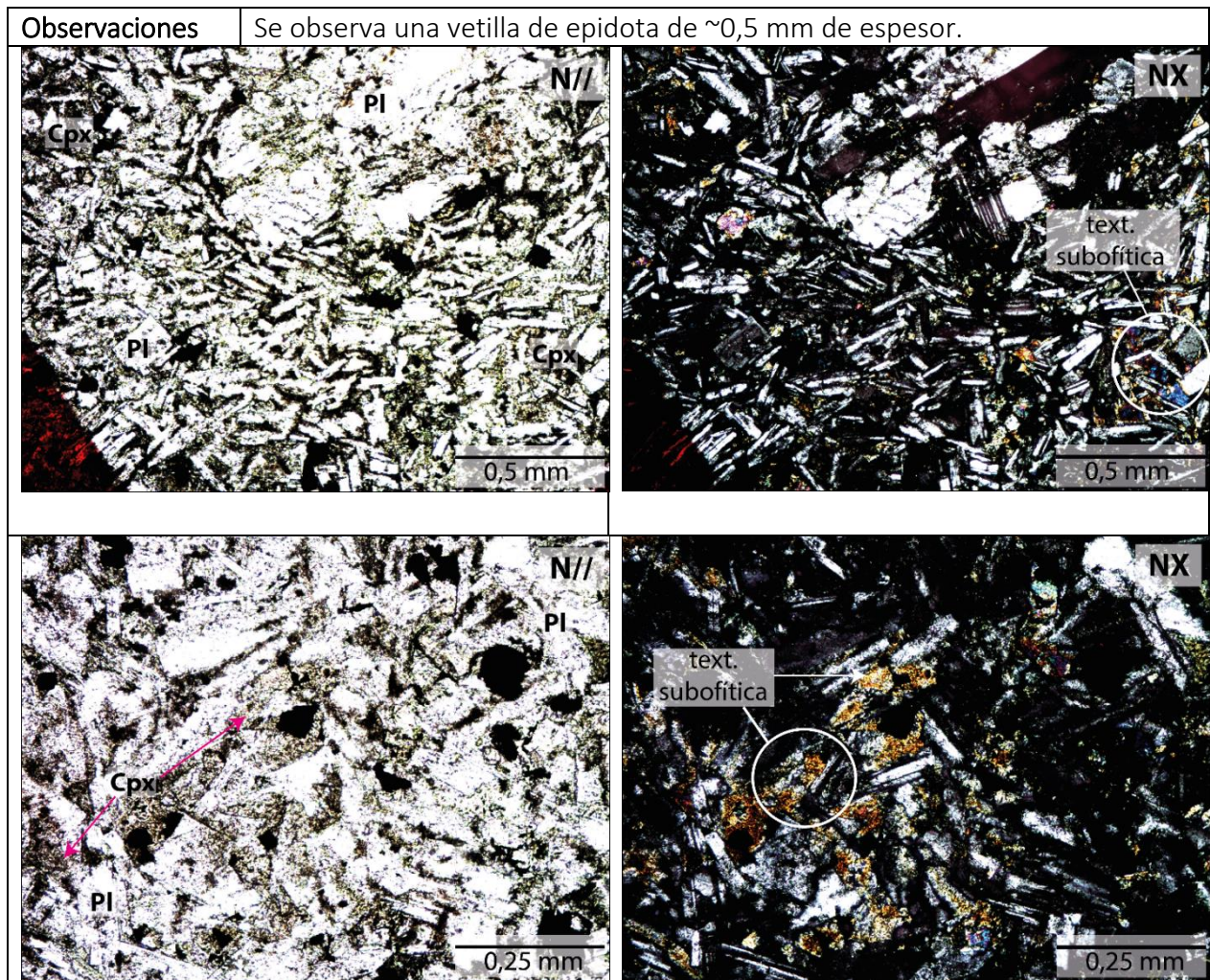
Muestra: PT40 – Granito de hornblenda					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6106681N 312205E					
Textura: Holocristalina, fanerítica inequigranular hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca plutónica correspondiente a un stock granítico fanerítico inequigranular, constituida por fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y hornblenda. Alterada moderadamente por agregados fibrosos de actinolita y clorita subordinada dispersos en la muestra, además de arcillas y epidota en pátinas.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (100%)	Cuarzo	40	Cristales de ~0,3 mm de tamaño de hábito masivo e integridad media. Presentan alteración a arcillas. Los cristales muestran desarrollo de textura consertal, mientras que unos pocos individuos muestran bordes de reabsorción. Se puede observar desarrollo de textura simplectítica (gráfica) entre algunos cristales de cuarzo y feldespato potásico.	Leve
		Plagioclasa	25	Cristales con tamaños de ~1,2 a 3 mm, de hábito tabular euhedral a subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas en pátinas. La mayoría de los cristales muestran desarrollo de macla polisintética y periclina, y algunos de menor tamaño presentan además zonación. La mayoría de los individuos muestra textura sieve.	Moderada
		Feldespato potásico	20	Cristales de 1,2 a 1,6 mm de tamaño, de hábito prismático subhedral e integridad baja. Presentan alteración a arcillas y menor epidota en pátinas. La mayoría de los cristales muestra desarrollo de macla simple, y en pocos casos de macla tartán. Algunos individuos muestran desarrollo de textura simplectítica (gráfica) en conjunto con cristales de cuarzo.	Intensa



		Hornblenda	13	Cristales de 0,2 a 1 mm de tamaño, con hábito prismático subhedral a anhedral e integridad moderada a baja. Se presentan alterados por agregados fibrosos de actinolita y clorita en pátinas.	Moderada
		Opacos	2		
Accesorios		Circón, rutilo, titanita			
Alteración		Actinolita (50%), arcillas (35%), clorita (10%), epidota (5%)			
Observaciones		Los fenocristales se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.			
					
					

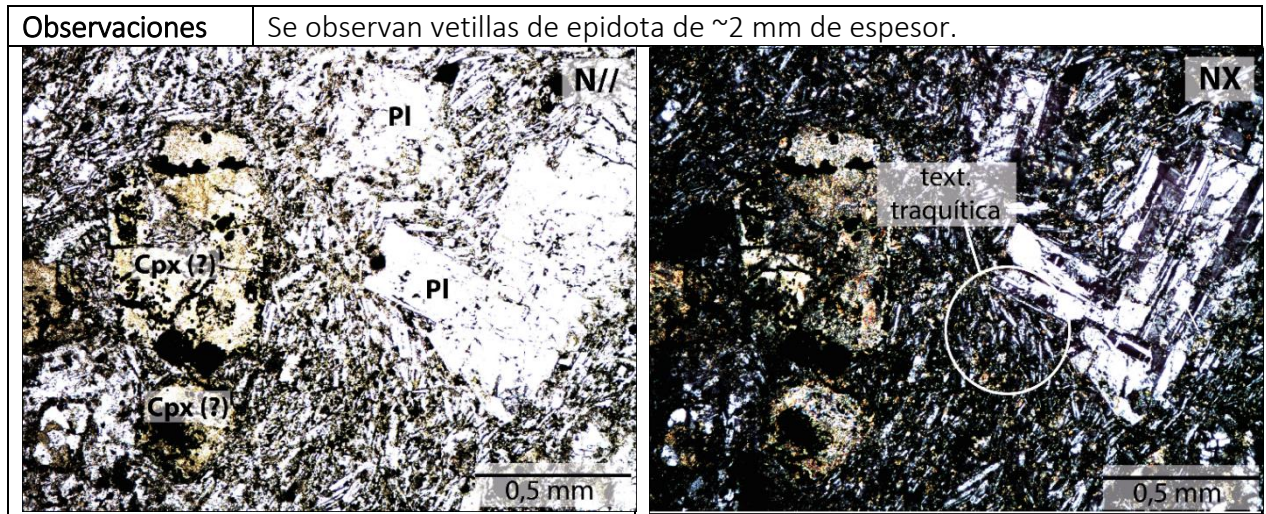
Muestra: PT42 – Andesita de clinopiroxeno					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6120406N 353730E					
Textura: Hipocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca volcánica correspondiente a una lava andesítica porfírica, constituida por 7% de fenocristales de plagioclasa y opacos inmersos en una masa fundamental (93%) conformada por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y menor vidrio. Alterada moderadamente a clorita, afectando principalmente a cristales de clinopiroxeno de la masa fundamental, y epidota y arcillas subordinadas. Éstas últimas alterando principalmente a los fenocristales de plagioclasa.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (7%)	Plagioclasa	5	Se observan cristales cuyo tamaño varía entre 0,2 a 1,2 mm, de hábito tabular subhedral, e integridad baja. Presentan alteración a arcillas en pátinas. La mayoría de los cristales muestra desarrollo de macla polisintética.	Moderada-Intensa
		Opacos	2		
	Masa F. < 0,2 mm (93%)	Plagioclasa	68	Microlitos de <0,2 mm de tamaño, de hábito tabular euhedral e integridad alta. Presentan alteración a arcillas. La mayoría de los cristales muestra desarrollo de macla polisintética. Algunos cristales presentan textura subofítica con cristales pequeños de clinopiroxeno.	Leve
		Clinopiroxeno	15	Microlitos de ~0,1 mm de tamaño, de forma subhedral y hábito prismático y masivo en algunos casos, con integridad media. Se presentan alterados por clorita, epidota y arcillas subordinadas.	Moderada
		Vidrio	10	Alterado a arcillas.	Leve
	Accesorios Apatito (?)				
Alteración		Clorita (70%), epidota (20%), arcillas (10%)			



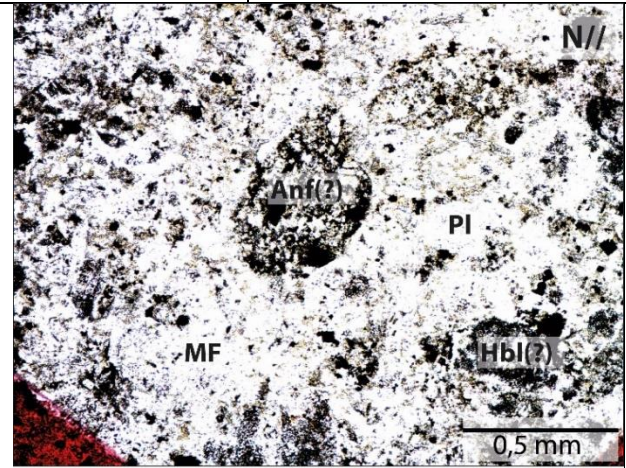
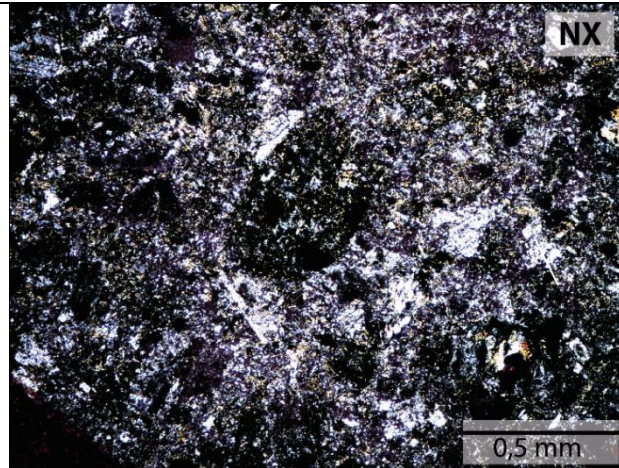


Muestra: PT43 – Andesita de clinopiroxeno (?)					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6120528N 353321E					
Textura: Hipocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca volcánica correspondiente a una lava andesítica porfírica, constituida por 22% de fenocristales de plagioclasa y pseudomorfos de clinopiroxeno inmersos en una masa fundamental (78%) conformada por microlitos de plagioclasa y menor vidrio, los que se disponen mostrando una textura traquítica. Alterada intensamente por epidota, clorita y arcillas en pátinas.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (22%)	Plagioclasa	15	Se observan cristales cuyo tamaño varía entre 0,4 a 1,4 mm, de hábito tabular subhedral e integridad baja. Presentan alteración a arcillas, sericita y menor epidota. Algunos pocos cristales se encuentran totalmente reemplazados por epidota. La mayoría de los cristales muestran desarrollo de macla polisintética y pocos de macla simple.	Intensa
		Pseudomorfos de Clinopiroxeno	5	Pseudomorfos de ~1 mm de tamaño, de hábito prismático subhedral a anhedral e integridad baja. Alterados por epidota en pátinas. Algunos cristales muestran desarrollo de macla simple.	Intensa
		Opacos	2		
	Masa F. < 0,1 mm (78%)	Plagioclasa	60	Microlitos de <0,1 mm de tamaño, de hábito tabular euhedral, e integridad media. Presentan alteración a arcillas. La mayoría de los cristales muestra desarrollo de macla polisintética. Se disponen mostrando una textura traquítica, inmersos en una masa vítrea (hialopílica).	Moderada
		Vidrio	18	Alterado a arcillas.	Moderada
Accesorios		Apatito (?)			
Alteración		Epidota (50%), clorita (30%), arcillas (20%)			

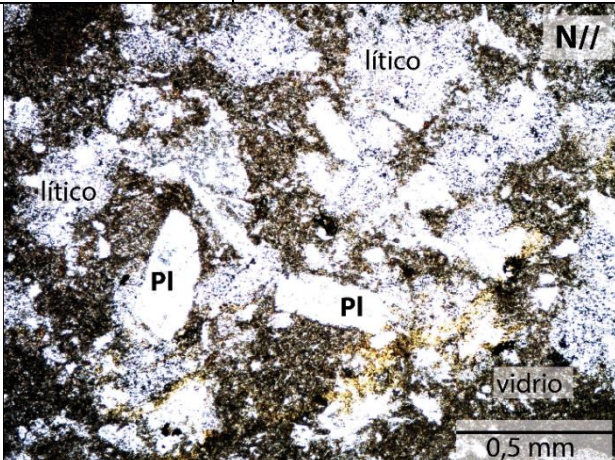





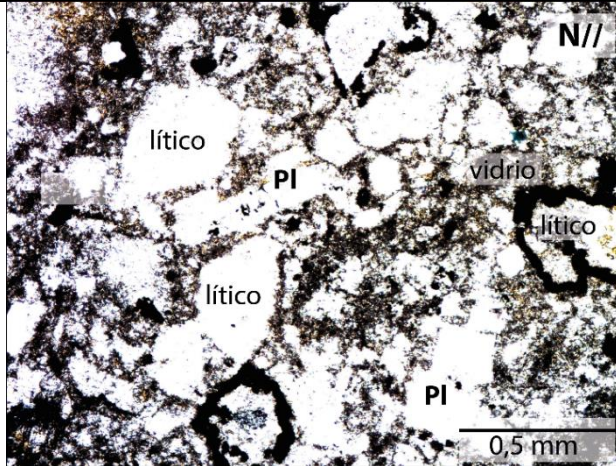
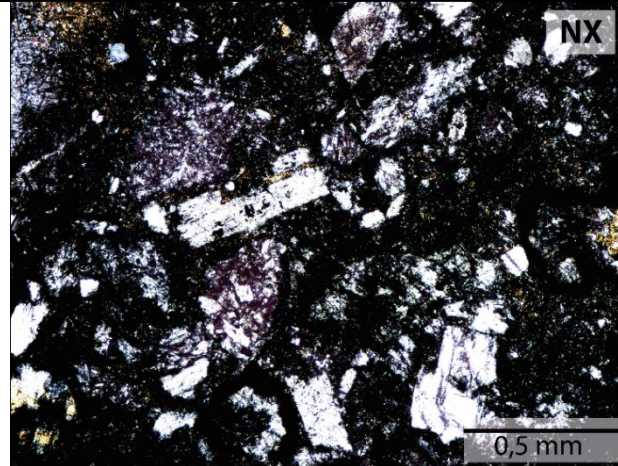
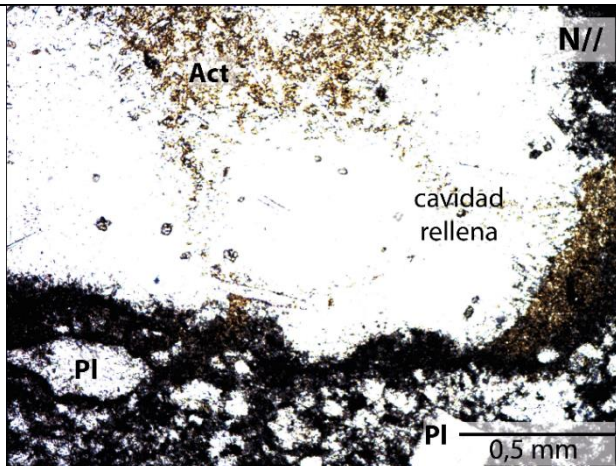
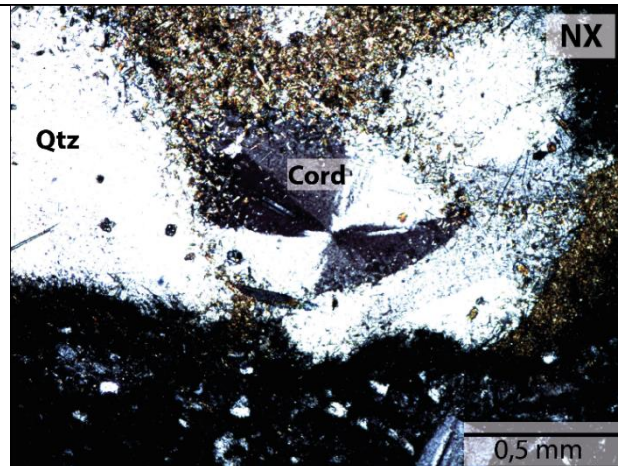
Muestra: PT44 – Andesita de anfíbola (?)					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6120492N 352795E					
Textura: Hipocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca volcánica correspondiente a una lava andesítica porfírica, constituida por 42% de fenocristales de plagioclasa y pseudomorfos de anfíbola inmersos en una masa fundamental (58%) conformada por microlitos de plagioclasa y vidrio. Alterada intensamente a arcillas, clorita, y menor epidota y opacos. Estos últimos afectando principalmente a los cristales de anfíbola.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (42%)	Plagioclasa	30	Cristales cuyo tamaño varía entre 0,2 a 0,8 mm, de hábito tabular subhedral e integridad baja. Presentan alteración a arcillas, clorita y epidota. Algunos cristales muestran desarrollo de macla polisintética y textura sieve.	Intensa
		Pseudomorfos de Anfíbola	10	Pseudomorfos de ~0,6 a 1 mm de tamaño, de hábito prismático subhedral e integridad nula. Reemplazados completamente por opacos, arcillas, clorita y epidota.	Intensa
		Opacos	2		
	Masa F. < 0,2 mm (58%)	Plagioclasa	30	Microlitos de <0,2 mm de tamaño, de hábito tabular subhedral e integridad baja. Presentan alteración a arcillas y clorita subordinada.	Intensa
		Vidrio	28	Alterado a arcillas y clorita en pátinas.	Intensa
Accesorios		Apatito			
Alteración		Arcillas (50%), clorita (30%), epidota (10%), opacos (10%)			

Observaciones	Roca alterada intensamente, por lo que no es posible determinar más características.
	



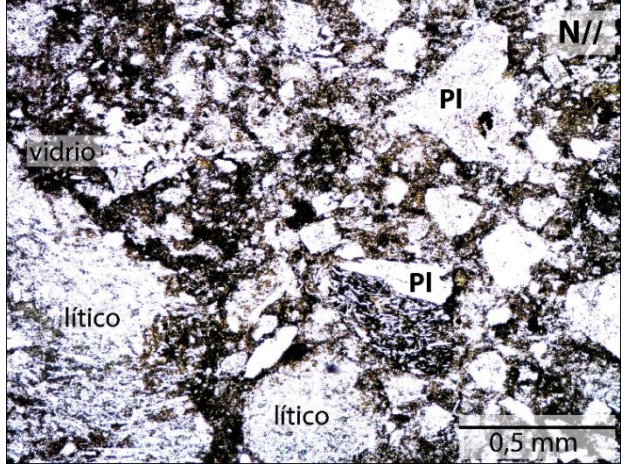
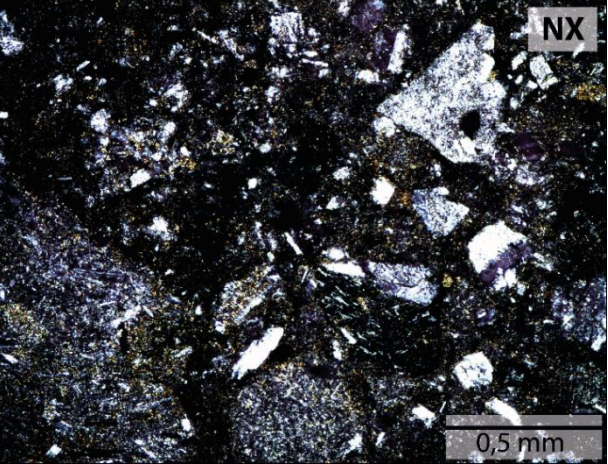
Muestra: PT47 – Toba de ceniza vítrea andesítica				
Coordenadas UTM (WGS 84): 6120308N 349724E				
Textura: Fragmentada, piroclástica				
Descripción microscópica general: Roca piroclástica correspondiente a una toba vítrea de composición andesítica, constituida por 60% de piroclastos con cristales de plagioclasa y líticos inmersos en una matriz vítrea. La mayoría de los cristales se presentan fragmentados. Se presenta intensamente alterada a arcillas en pátinas y cúmulos de epidota afectando principalmente a los líticos y la matriz.				
Características	Mineral	%	Observaciones	Alteración
Piroclastos (60%)	Cristales	25	Se observan cristales de plagioclasa de 0,1 a 0,4 mm de tamaño, de hábito tabular subhedral a anhedral e integridad baja. Presentan alteración a arcillas. Algunos cristales muestran desarrollo de macla polisintética.	Leve
	Líticos	35	Fragmentos redondeados y semiesféricos de ~0,2 a 1 mm de tamaño, de composición aparentemente andesítica. Algunos presentan textura afanítica (microlitos de plagioclasa y vidrio) y presentan alteración a arcillas y epidota en pátinas.	Intensa
Matriz (40%) < 0,1 mm	Vidrio	40	Alterado a arcillas y menor epidota en pátinas.	Intensa
Accesorios	No se observan			
Alteración	Arcillas (70%), epidota (30%)			
Observaciones	Los piroclastos se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.			
<div><div><p>lítico</p><p>lítico</p><p>Pl</p><p>Pl</p><p>vidrio</p><p>0,5 mm</p><p>N//</p></div><div><p>NX</p><p>0,5 mm</p></div></div>				

<b>Muestra: PT48 – Toba de ceniza lítica andesítica</b>				
<b>Coordenadas UTM (WGS 84):</b> 6120308N 349724E				
<b>Textura:</b> Fragmentada, piroclástica				
<b>Descripción microscópica general:</b> Roca piroclástica correspondiente a una toba lítica de composición andesítica, constituida por 60% de piroclastos con cristales de plagioclasa y líticos inmersos en una matriz vítrea. La mayoría de los cristales están fragmentados. Se presenta intensamente alterada a arcillas y actinolita en agregados fibrosos, epidota y cordierita afectando principalmente a líticos.				
<b>Características</b>	<b>Mineral</b>	<b>%</b>	<b>Observaciones</b>	<b>Alteración</b>
Piroclastos (60%)	Cristales	15	Se observan cristales de plagioclasa (15%) de 0,1 a 0,8 mm de tamaño, de hábito tabular subhedral e integridad baja. Presentan alteración a arcillas. Algunos cristales muestran desarrollo de macla polisintética.	Moderada
	Líticos	45	Se observa una familia de fragmentos de 0,2 a 1,6 mm de tamaño, subangulosos y con baja esfericidad. La mayoría muestra textura porfírica con fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz vítrea, con una composición aparentemente andesítica. Presentan alteración a actinolita en agregados fibrosos, arcillas, y menor epidota.	Intensa
<b>Matriz (40%) &lt; 0,1 mm</b>	Vidrio	40	Alterado a arcillas.	Intensa
<b>Accesorios</b>	No se observan			
<b>Alteración</b>	Actinolita (50%), arcillas (40%), epidota (4%), cordierita (2%), turmalina (2%), biotita (2%)			

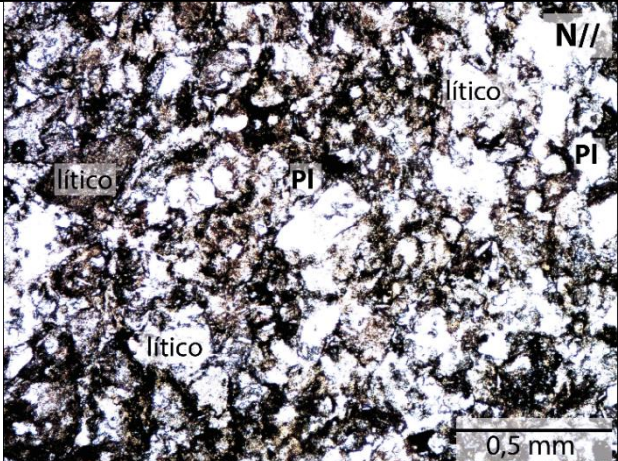
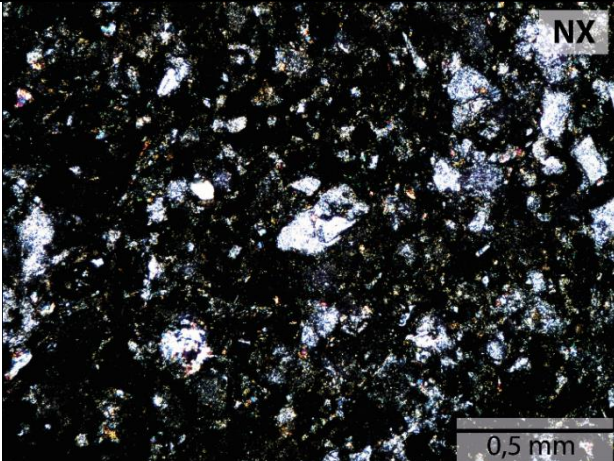
Observaciones	Se observan cavidades rellenas por arcillas y actinolita y en otros casos rellenas por cordierita y actinolita.		
			
			



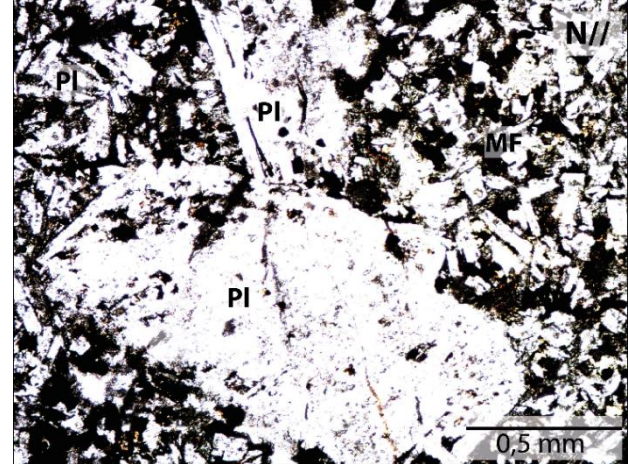
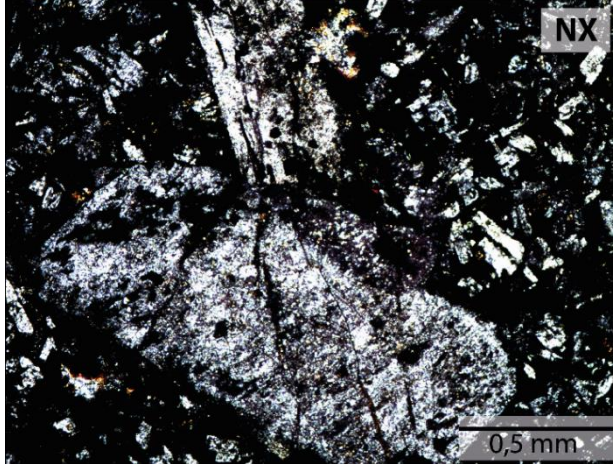
Muestra: PT49 – Toba de lapilli vítrea andesítica				
Coordenadas UTM (WGS 84): 6120308N 349724E				
Textura: Fragmentada, piroclástica				
Descripción microscópica general: Roca piroclástica correspondiente a una toba vítrea de composición andesítica, constituida por 50% de piroclastos con cristales de plagioclasa y líticos inmersos en una matriz vítrea. La mayoría de los cristales se presentan fragmentados. Se presenta intensamente alterada a clorita y arcillas, mientras que se observan agregados fibrosos de actinolita y biotita secundaria afectando principalmente a fragmentos líticos y matriz.				
Características	Mineral	%	Observaciones	Alteración
Piroclastos (50%)	Cristales	20	Se observan cristales de plagioclasa (20%), de 0,1 a 4 mm de tamaño, hábito tabular subhedral e integridad baja. Presentan alteración a arcillas, sericita y clorita en pátinas. Algunos cristales muestran desarrollo de macla polisintética.	Moderada-Intensa
	Líticos	30	Se observan fragmentos volcánicos de composición aparentemente andesítica de 0,3 a 7 mm de tamaño, medianamente redondeados y esfericidad baja. Presentan alteración a clorita, arcillas y agregados de actinolita en menor proporción.	Moderada-Intensa
Matriz (50%) < 0,1 mm	Vidrio	50	Alterado a arcillas, clorita y con presencia de agregados fibrosos de actinolita y menor biotita secundaria.	Intensa
Accesorios	No se observan			
Alteración	Arcillas (40%), clorita (35%), actinolita (20%), biotita (5%)			

Observaciones	Los piroclastos se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.
	



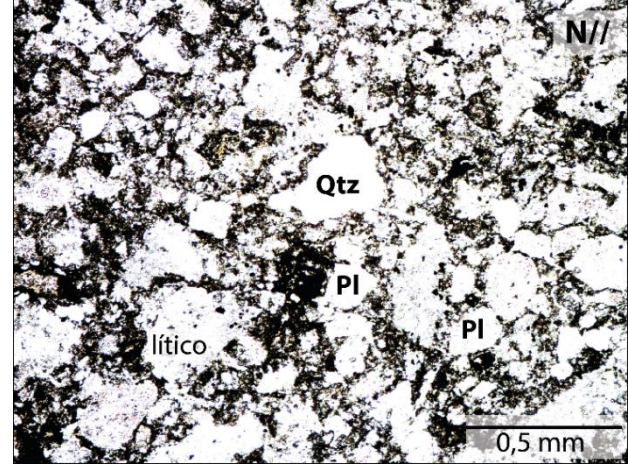
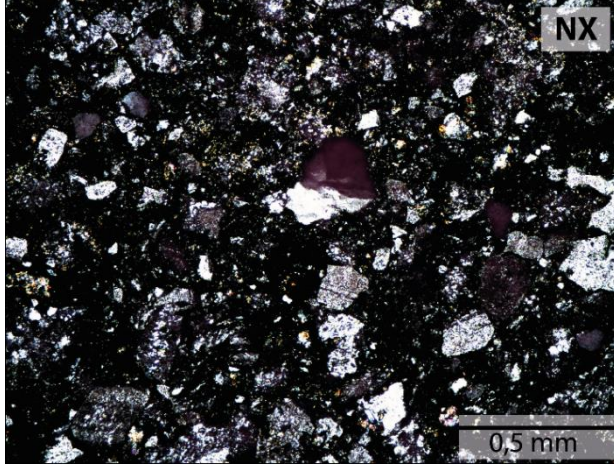
Muestra: PT52 – Toba de lapilli lítica andesítica				
Coordenadas UTM (WGS 84): 6120730N 349062E				
Textura: Fragmentada, piroclástica				
Descripción microscópica general: Roca piroclástica correspondiente a una toba vítrea de composición andesítica, constituida por 60% de piroclastos con cristales de plagioclasa y líticos inmersos en una matriz vítrea. La mayoría de los cristales se presentan fragmentados. Se presenta moderadamente alterada a arcillas y epidota sin distribución preferencial dentro del corte.				
Características	Mineral	%	Observaciones	Alteración
Piroclastos (60%)	Cristales	20	Se observan cristales de plagioclasa (20%), de 0,1 a 1,2 mm de tamaño, hábito tabular subhedral e integridad baja. Presentan alteración a arcillas. La mayoría de los cristales muestra desarrollo de macla polisintética.	Moderada
	Líticos	40	Se observan fragmentos volcánicos de composición aparentemente andesítica, de 0,1 a 2,4 mm de tamaño, levemente redondeados y esfericidad baja. Presentan alteración arcillas y menor epidota.	Moderada-Intensa
Matriz (40%) < 0,1 mm	Vidrio	40	Alterado a arcillas y epidota.	Moderada
Accesorios	No se observan			
Alteración	Arcillas (70%), epidota (30%)			
Observaciones	Los piroclastos se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.			
<div><div></div><div></div></div>				

Muestra: PT53 – Andesita					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6120839N 347715E					
Textura: Hipocristalina, porfírica, hipidiomórfica, amigdaloidal					
Descripción microscópica general: Roca volcánica correspondiente a una lava andesítica porfírica, constituida por 32% de fenocristales de plagioclasa y opacos inmersos en una masa fundamental (63%) conformada por microlitos de plagioclasa y vidrio. Alterada intensamente a arcillas, clorita, y menor epidota. La roca presenta una textura amigdaloidal.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (37%)	Plagioclasa	35	Se distinguen 3 familias con tamaños de ~5 mm, 1,6 a 2,4 mm y de 0,6 mm. Los cristales son de hábito tabular subhedral a euhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas, sericita y epidota en pátinas. La mayoría muestra desarrollo de macla polisintética y textura sieve, mientras que en pocos casos se observa macla simple.	Intensa
		Opacos	2		
	Masa F. < 0,2 mm (63%)	Plagioclasa	45	Microlitos de <0,2 mm de tamaño, de hábito tabular euhedral a subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas y clorita subordinada.	Moderada
		Vidrio	18	Alterado a arcillas, clorita y epidota en pátinas.	Moderada
Accesorios		No se observan			
Alteración		Arcillas (60%), clorita (20%), epidota (10%)			

Observaciones	La roca presenta amígdalas de epidota, cuarzo, adularia, clorita, calcita y arcillas.
	

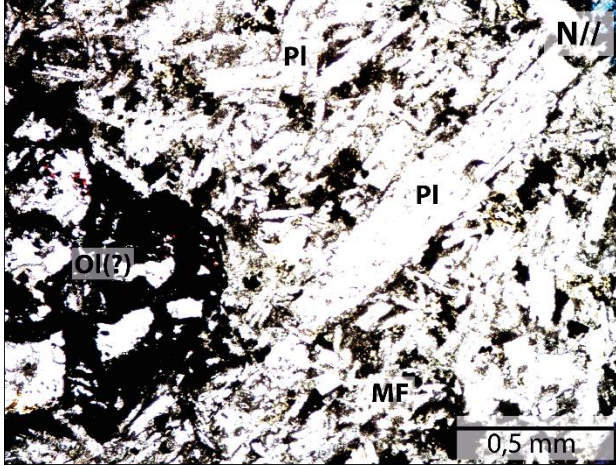
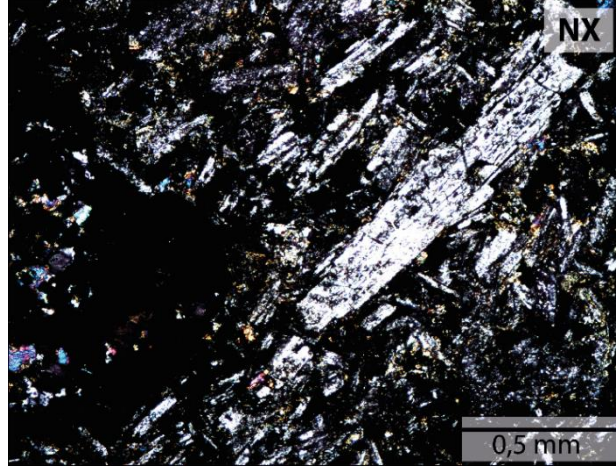
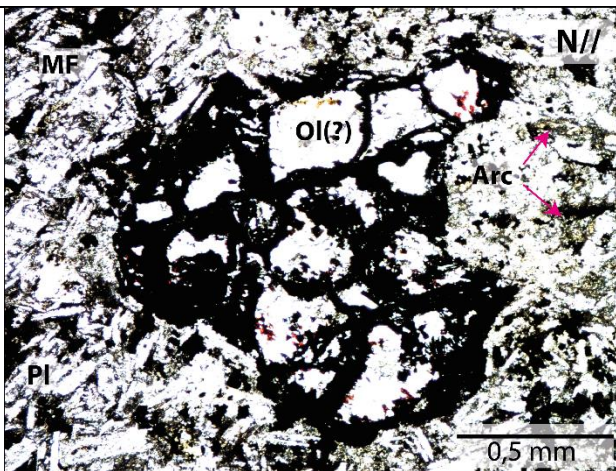
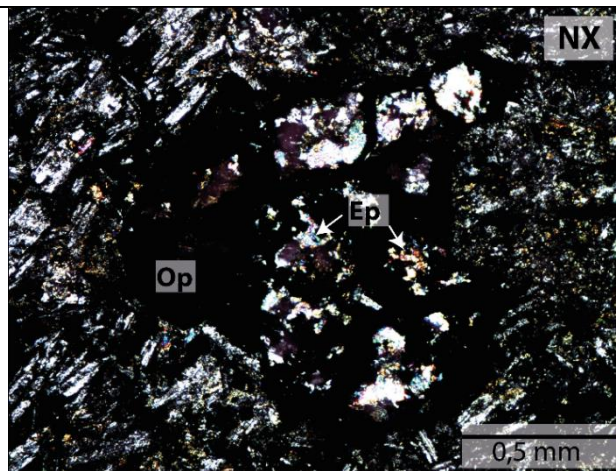
Muestra: PT56 – Toba de lapilli lítica andesítica				
Coordenadas UTM (WGS 84): 6119938N 353498E				
Textura: Fragmentada, piroclástica				
<b>Descripción microscópica general:</b> Roca piroclástica correspondiente a una toba lítica de composición andesítica, constituida por 63% de piroclastos con cristales de plagioclasa y cuarzo, y líticos inmersos en una matriz vítrea. La mayoría de los cristales se presentan fragmentados. Se presenta intensamente alterada a arcillas y epidota en cúmulos, estas últimas afectando preferencialmente a fragmentos líticos y a la matriz.				
Características	Mineral	%	Observaciones	Alteración
Piroclastos (63%)	Cristales	23	Se observan cristales de plagioclasa (20%) y de cuarzo (5%). Los cristales de plagioclasa son de 0,1 a 1,4 mm de tamaño, con hábito tabular subhedral a anhedral e integridad baja. Muestran desarrollo de macla polisintética. Los cristales de cuarzo son de ~0,2 mm de tamaño, con hábito masivo e integridad baja. Todos los cristales presentan alteración a arcillas, mientras que se observó epidota alterando preferencialmente a plagioclasas.	Moderada-Intensa
	Líticos	40	Se observan fragmentos volcánicos lávicos y tobáceos de composición aparentemente andesítica de 0,1 a 8 mm de tamaño, levemente redondeados y con esfericidad baja. Presentan alteración arcillas y menor epidota.	Intensa
Matriz (37%) < 0,1 mm	Vidrio	37	Alterado a arcillas y epidota.	Moderada-Intensa
Accesorios	No se observan			
Alteración	Arcillas (80%), epidota (20%)			



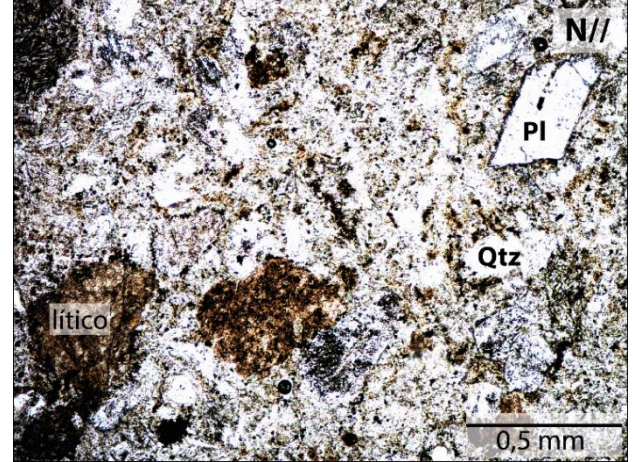

Observaciones	Los piroclastos se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.
 <p>N//</p> <p>Qtz</p> <p>Pl</p> <p>Pl</p> <p>lítico</p> <p>0,5 mm</p>	 <p>NX</p> <p>0,5 mm</p>



Muestra: PT58 – Basalto de olivino (?)					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6120235N 353617E					
Textura: Hipocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca volcánica correspondiente a una lava basáltica porfírica, constituida por 45% de fenocristales de plagioclasa y pseudomorfos de olivino inmersos en una masa fundamental (55%) conformada por microlitos de plagioclasa y vidrio. Alterada intensamente a arcillas, epidota, clorita, opacos y óxidos de hierro. Los dos últimos constituyen preferencialmente la alteración de los pseudomorfos de olivino.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (45%)	Plagioclasa	30	Se distinguen 3 familias con tamaños de ~2 a 2,8 mm, de 1,2 mm y de 0,4 mm. Los cristales son de hábito tabular subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas y epidota en pátinas. La mayoría muestra desarrollo de macla polisintética.	Intensa
		Pseudomorfos de Olivino	5	Pseudomorfos de ~1,2 mm de tamaño, de hábito prismático poligonal subhedral e integridad nula. Cristales reemplazados completamente por opacos, clorita, óxidos de hierro y epidota.	Intensa
		Opacos	10		
	Masa F. < 0,2 mm (55%)	Plagioclasa	35	Microlitos de <0,2 mm de tamaño, de hábito tabular euhedral a subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas, clorita y epidota subordinada.	Intensa
		Vidrio	20	Alterado a arcillas.	Intensa
Accesorios		No se observan			
Alteración		Arcillas (35%), epidota (30%), clorita (20%), opacos (10%), óxidos de hierro (5%).			

Observaciones	En el corte se observan dos vetillas, la primera de cuarzo y epidota de ~0,2 mm de espesor, y la segunda compuesta por opacos de ~1,5 mm de espesor.
 <p>Micrograph N// showing mineral textures. Labels: PI, OI(?), MF. Scale bar: 0,5 mm.</p>	 <p>Micrograph NX showing mineral textures. Scale bar: 0,5 mm.</p>
 <p>Micrograph N// showing mineral textures. Labels: MF, OI(?), Arc, PI. Scale bar: 0,5 mm.</p>	 <p>Micrograph NX showing mineral textures. Labels: Op, Ep. Scale bar: 0,5 mm.</p>

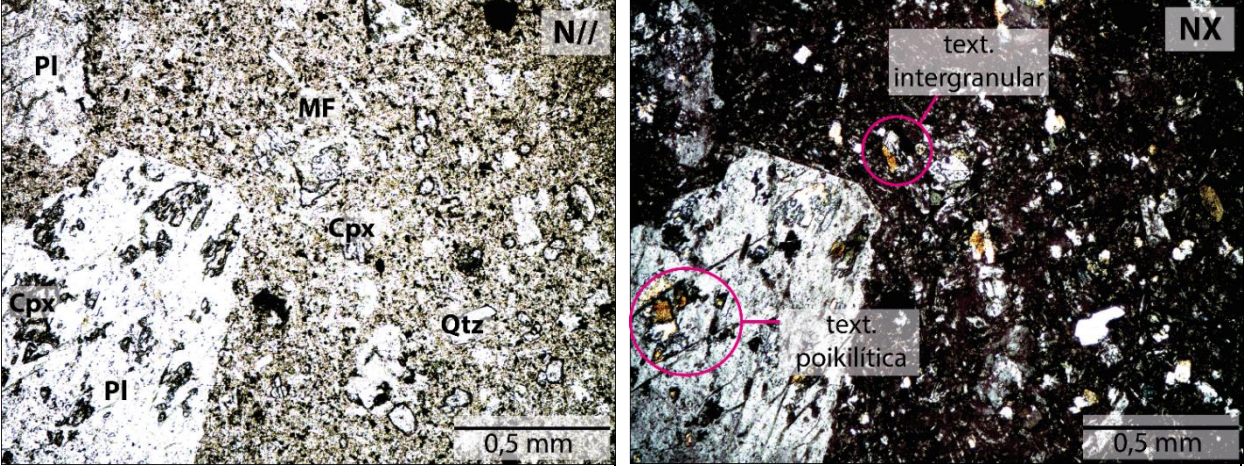
Muestra: PT61 – Toba de ceniza lítica dacítica				
Coordenadas UTM (WGS 84): 6119676N 343267E				
Textura: Fragmentada, piroclástica				
<b>Descripción microscópica general:</b> Roca piroclástica correspondiente a una toba lítica dacítica, constituida por 60% de piroclastos con cristales de plagioclasa y cuarzo, y líticos inmersos en una matriz vítrea. La mayoría de los cristales se presentan fragmentados. Se presenta moderadamente alterada a arcillas, calcita y clorita en cúmulos, estas últimas afectando principalmente a fragmentos líticos y a la matriz.				
Características	Mineral	%	Observaciones	Alteración
Piroclastos (60%)	Cristales	25	Se observan cristales de plagioclasa (20%) y de cuarzo (5%). Los cristales de plagioclasa son de 0,2 a 1 mm de tamaño, con hábito tabular subhedral a anhedral e integridad media. Algunos cristales muestran desarrollo de macla polisintética. Los cristales de cuarzo son de 0,2 a 0,4 mm de tamaño, con hábito masivo e integridad media. Todos los cristales presentan alteración a arcillas, mientras que se observó calcita en pátinas alterando preferencialmente a plagioclasas.	Moderada
	Líticos	35	Se observan distintos tipos de fragmentos volcánicos de 0,2 a 0,8 mm de tamaño, subredondeados y con esfericidad baja. Se observan fragmentos completamente alterados por arcillas y carbonato, mientras que otros presentan alteración moderada a arcillas, calcita y clorita.	Intensa
Matriz (40%) < 0,1 mm	Vidrio	40	Alterado a arcillas, y cúmulos de calcita y clorita-esmectita.	Moderada
Accesorios	No se observan			
Alteración	Arcillas (50%), calcita (40%), clorita (10%)			

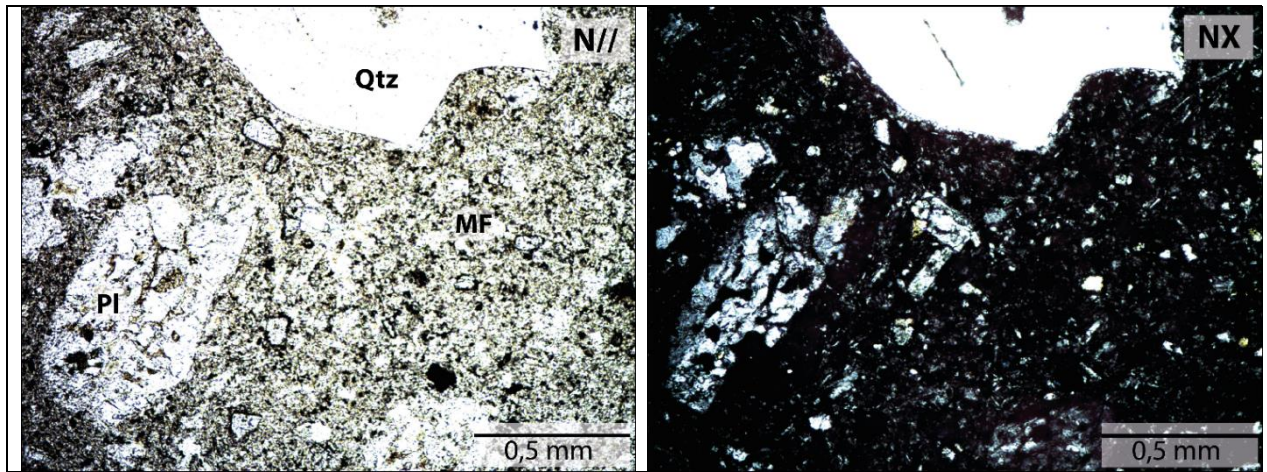
Observaciones	Los piroclastos se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.
	



Muestra: PT62 – Dacita de clinopiroxeno					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6119681N 342974E					
Textura: Hipocristalina, porfírica, hipidiomórfica, acumulada					
Descripción microscópica general: Roca volcánica correspondiente a una lava andesítica porfírica, constituida por 42% de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y menor cuarzo inmersos en una masa fundamental (58%) conformada por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y vidrio. Alterada moderadamente a arcillas, clorita, calcita en pátinas y menor epidota afectando principalmente a la masa fundamental.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (42%)	Plagioclasa	25	Se observan 2 familias de cristales de 1,8 a 2,4 mm y de 0,2 a 0,6 mm de tamaño. Todos los cristales presentan hábito tabular subhedral e integridad media. Los cristales de mayor tamaño presentan alteración intensa a arcillas y textura sieve, mientras que los más pequeños se muestran menos alterados. En algunos casos se observa textura poikilitica, con cristales anhedrales de clinopiroxeno al interior de fenocristales de plagioclasa. La mayoría muestra desarrollo de macla polisintética.	Moderada-Intensa
		Clinopiroxeno	12	Cristales de 0,2 a 0,4 mm de tamaño, de hábito prismático tabular subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas. Algunos cristales muestran desarrollo de macla simple.	Moderada
		Cuarzo	3	Cristales de 0,2 a 1 mm de tamaño, de hábito prismático anhedral e integridad alta. Presentan alteración a arcillas y embahiamiento en algunos casos.	Leve
		Opacos	2		

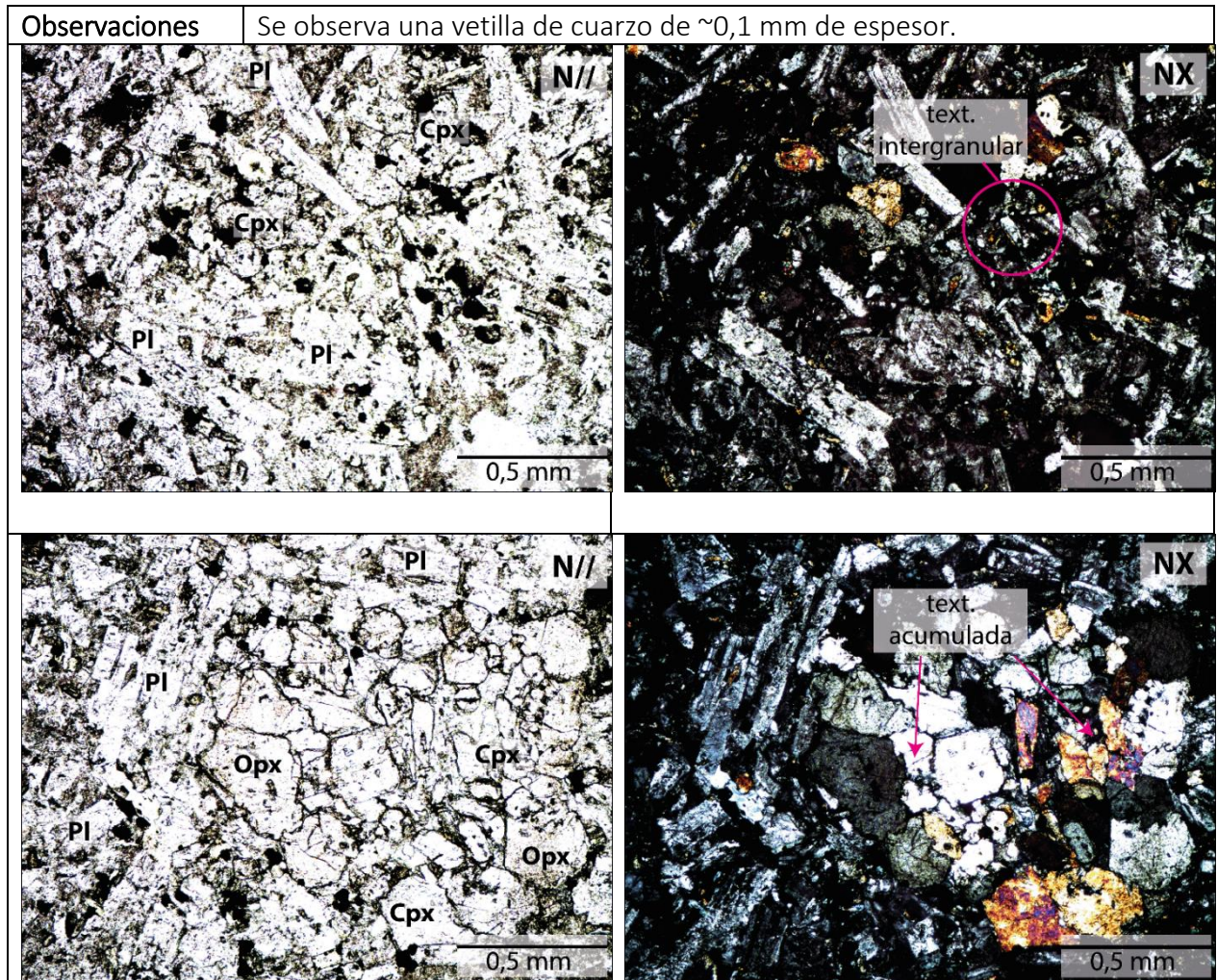


	Masa F. < 0,2 mm (58%)	Plagioclasa	30	Microlitos de <0,2 mm de tamaño, de hábito tabular euhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas y clorita subordinada en pátinas. La mayoría de los cristales muestra desarrollo de macla polisintética.	Moderada-Intensa
		Vidrio	18	Alterado a arcillas y calcita subordinada.	Moderada
		Clinopiroxeno	10	Cristales de <0,2 mm de tamaño, de hábito prismático subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas, clorita y epidota subordinada. Junto a los microlitos de plagioclasa muestran desarrollo de textura intergranular.	Moderada
Accesorios		Apatito (?)			
Alteración		Arcillas (50%), clorita (30%), calcita (15%), epidota (5%)			
Observaciones		Se observa un fragmento lítico volcánico con microlitos de plagioclasa inmersos en una masa fundamental vítrea, mostrando textura intersertal.			
					



Muestra: PT63 – Diorita de 2 piroxenos					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6116831N 342525E					
Textura: Holocristalina, fanerítica, inequigranular hipidiomórfica, acumulada					
Descripción microscópica general: Roca plutónica correspondiente a un stock diorítico fanerítico inequigranular, constituida por fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Alterada intensamente por arcillas, clorita, epidota y menor calcita. Estos últimos dispuestos en forma de cúmulos dentro del corte.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (100%)	Plagioclasa	78	Se distinguen 3 familias de cristales de ~0,8 mm, de 0,4 mm y de 0,1 mm de tamaño, de integridad media. Los cristales de las 2 familias de mayor tamaño muestran hábito tabular euhedral, mientras que los más pequeños son subhedrales. Presentan alteración a arcillas, clorita en pátinas y menor epidota. La mayoría de los cristales muestran desarrollo de macla polisintética y textura sieve.	Intensa
		Clinopiroxeno	15	Cristales de 0,04 a 0,6 mm de tamaño, de hábito masivo e integridad media. Presentan alteración a opacos, arcillas y menor clorita. En conjunto con los cristales de plagioclasa muestran textura intergranular.	Moderada
		Ortopiroxeno	5	Cristales de ~0,4 mm de tamaño, de hábito masivo e integridad media. Presentan alteración a arcillas. En conjunto a algunos cristales de clinopiroxeno se disponen mostrando una textura acumulada.	Moderada
		Opacos	2		
Accesorios		Apatito			
Alteración		Arcillas (55%), clorita (30%), epidota (10%), calcita (5%)			

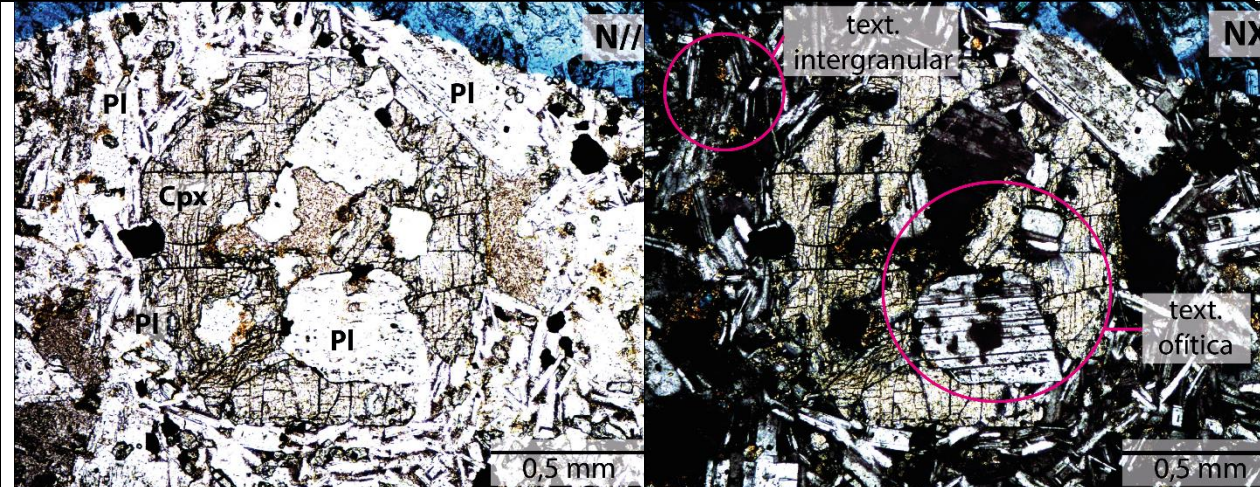




Muestra: PT65 – Diorita de clinopiroxeno					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6115074N 341335E					
Textura: Holocristalina, porfírica, hipidiomórfica, acumulada, ofítica, intergranular					
Descripción microscópica general: Roca subvolcánica correspondiente a un dique diorítico porfírico, constituida por 42% de fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno, inmersos en una masa fundamental (58%) conformada por microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno. Alterada intensamente a arcillas, afectando principalmente a fenocristales y microlitos de plagioclasa. Los fenocristales de plagioclasa de mayor tamaño se disponen mostrando una textura acumulada.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (30%)	Plagioclasa	23	Se observan 2 familias de cristales de 1,6 a 2 mm y 0,4 a 0,6 mm de tamaño. Todos los cristales tienen hábito tabular euhedral e integridad media a baja. Los cristales presentan alteración a arcillas y sericita subordinada. La mayoría muestra desarrollo de macla polisintética y periclina en pocos casos. Algunos cristales muestran zonación oscilatoria y la mayoría presenta textura sieve. Se observa una textura acumulada con cristales de plagioclasa de la familia de mayor tamaño.	Intensa
		Clinopiroxeno	5	Cristales de 0,1 a 0,4 mm de tamaño, de hábito prismático subhedral e integridad media. En algunos casos se observó textura ofítica y subofítica entre cristales de euhedrales de clinopiroxeno y plagioclasa. Presentan alteración a arcillas.	Moderada
		Opacos	2		
	Masa F. < 0,1 mm (70%)	Plagioclasa	60	Microlitos de <0,1 mm de tamaño, de hábito tabular euhedral e integridad alta. Presentan alteración a arcillas en pátinas. La mayoría de los cristales muestra desarrollo de macla polisintética.	Intensa



		Clinopiroxeno	10	Cristales de <0,1 mm de tamaño, de hábito masivo e integridad alta. Presentan alteración a arcillas. En conjunto con microlitos de plagioclasa muestran desarrollo de textura intergranular.	Moderada
Accesorios		Apatito (?)			
Alteración		Arcillas (90%), sericita (10%)			
Observaciones		En algunos sectores del corte se observan cúmulos de plagioclasas de ~2 mm de tamaño.			

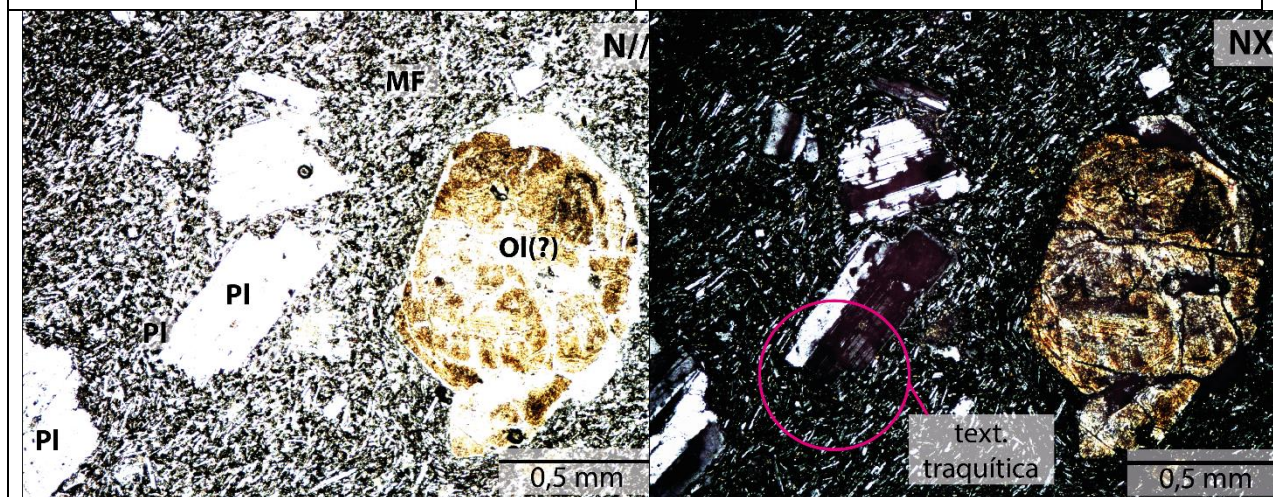
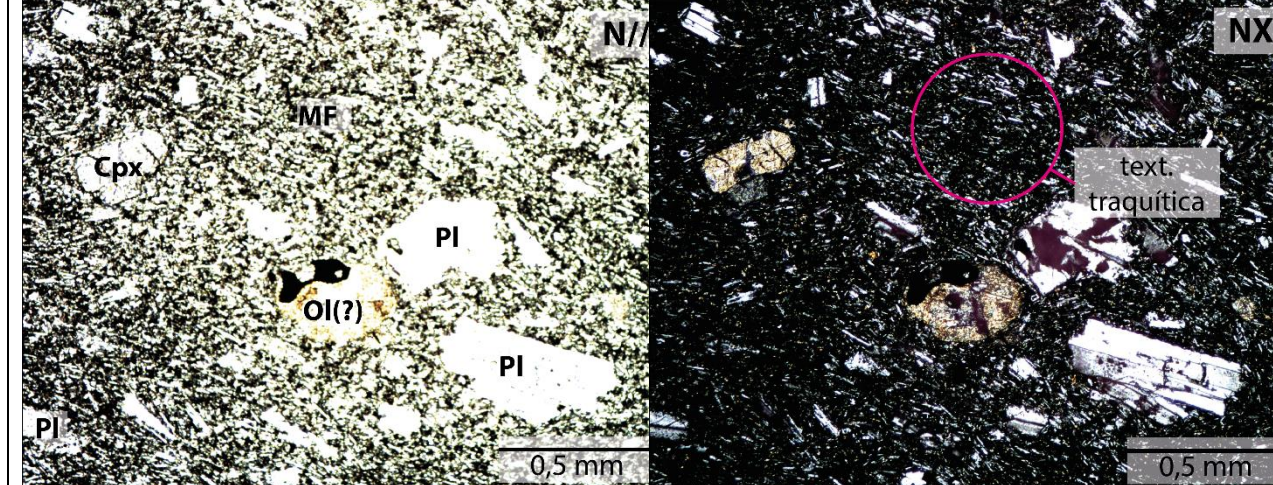


The figure consists of two photomicrographs of a rock sample. The left image, labeled 'N//', shows a complex texture with plagioclase (Pl) and clinopyroxene (Cpx) crystals. The right image, labeled 'NX', shows a similar texture with labels for 'text. intergranular' and 'text. ofítica'. Both images include a 0,5 mm scale bar.

Muestra: PT66 – Basalto de olivino					
Coordenadas UTM (WGS 84): 6115560N 339401E					
Textura: Hipocristalina, porfírica, hipidiomórfica					
Descripción microscópica general: Roca volcánica correspondiente a una lava basáltica porfírica, constituida por 22% de fenocristales de plagioclasa, pseudomorfos de olivino y clinopiroxeno inmersos en una masa fundamental (78%) conformada por microlitos de plagioclasa y vidrio. Los microlitos de plagioclasa de la masa fundamental se disponen mostrando una textura traquítica. Alterada moderadamente a arcillas y opacos. Estos últimos afectando exclusivamente a los cristales de olivino.					
Características		Mineral	%	Observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales (22%)	Plagioclasa	12	Se observan 2 familias de cristales de 0,6 a 1 mm y de 0,1 a 0,3 mm de tamaño, de hábito tabular subhedral e integridad media. Presentan alteración a arcillas. La mayoría de los cristales muestran desarrollo de macla polisintética y algunos de macla simple.	Leve
		Pseudomorfos de Olivino	5	Pseudomorfos de ~0,4 mm de tamaño, de hábito prismático poligonal subhedral a euhedral e integridad nula. Cristales reemplazados completamente por arcillas y opacos.	Intensa
		Clinopiroxeno	3	Cristales de 0,1 a 0,3 mm de tamaño, de hábito prismático subhedral e integridad alta. Alterados a arcillas.	Leve
		Opacos	2		
	Masa F. < 0,1 mm (78%)	Plagioclasa	60	Microlitos de <0,1 mm de tamaño, de hábito tabular euhedral e integridad alta. Presentan alteración a arcillas. La mayoría de los cristales muestra desarrollo de macla polisintética. En conjunto se disponen mostrando textura traquítica (hialopilítica) inmersos en una masa vítrea.	Moderada
		Vidrio	18	Alterado a arcillas.	Moderada
Accesorios		Apatito			
Alteración		Arcillas (90%), opacos (10%)			



Observaciones	Los cristales se distribuyen homogéneamente dentro de la muestra.
---------------	---



## **ANEXO B**

Determinaciones radiométricas U-Pb en circón

## B.1. Procedimientos analíticos

Las determinaciones radiométricas U-Pb SHRIMP en cristales individuales de circón se realizaron en los laboratorios del Research School of Earth Sciences – Australian National University (ANU), Canberra, Australia. Dicho trabajo fue llevado a cabo por la autora de este estudio en una estadía corta de investigación, realizada durante Octubre del 2016, bajo la tutela del Prof. C. Mark Fanning, investigador de la unidad académica mencionada. Se analizaron con esta metodología un total de 9 muestras. De ellas, 6 fueron recolectadas por la autora de este estudio en las múltiples campañas de terreno descritas en el texto principal. Las 3 muestras adicionales pertenecen a afloramientos de interés de esta investigación, dentro del área de estudio, y pertenecen a la memoria de título de Hevia (2014) y al Dr. Marcelo Farías.

Preliminarmente, la metodología utilizada comienza con la selección y ubicación de cristales de circón en una cinta de doble faz, montada en resina epóxica junto con chips de los circones estándar Temora II y FC1 (*Duluth Gabbro*). Cada montaje tiene ~25 mm de diámetro. Los montajes fueron pulidos sobre la cara en donde se encontraban los cristales de circón. Tras el pulido se realizó la caracterización visual de las muestras a partir de la elaboración de mapas de cada montaje bajo luz reflejada y transmitida, junto a la toma de imágenes de CL mediante SEM. Esto último con el objetivo de estudiar la morfología y estructura interna de los cristales seccionados y para asegurar que el punto analizado de ~20  $\mu\text{m}$  corresponda completamente a un componente de edad única. Ello cumple dos funciones: (i) asistir en la selección de granos que serán analizados y (ii) asistir en la interpretación de los posteriores resultados radiométricos. Tras la toma de imágenes, los montajes son metalizados con oro para evitar la carga eléctrica de la muestra durante el análisis SHRIMP.

Las determinaciones radiométricas de los circones seleccionados se realizaron de forma alternada con los circones estándar mediante el equipo SHRIMP II. El dominio analizado tiene un diámetro de 20  $\mu\text{m}$  y una profundidad de 3  $\mu\text{m}$ . Cada análisis consiste en 6 escaneos, con un análisis de un circón estándar Temora por cada 3 análisis desconocidos. En general, se realizan al menos 22 puntos por muestra. Los datos fueron reducidos mediante el SQUID Excel Macro de Ludwig (2001). Las razones Pb/U fueron normalizadas con respecto al valor de 0,0668 del circón Temora, equivalente a una edad de 417 Ma (Black *et al.*, 2003). Las incertezas en la calibración U-Pb fueron 0,30% y 0,33% para las sesiones de SHRIMP II respectivas. Las incertezas fueron agregadas en cuadratura, siguiendo los cálculos de edad mediante promedios ponderados (*weighted mean*). Las incertezas dadas para los análisis individuales (razones y edades) están al nivel de  $1\sigma$ . Los diagramas de concordia (Tera & Wasserburg, 1972), los de densidad de probabilidad y de promedios ponderados para las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  calculadas se realizaron con el software ISOPLOT/EX (Ludwig, 2003), el último reportado con límites de confianza de un 95%.

Se realizaron 2 determinaciones radiométricas U-Pb mediante LA-ICP-MS en los Laboratorios de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM a cargo del Dr. Luigi Solari. La técnica consiste en la selección de cristales individuales de circón para luego montarlos en resina epóxica y realizar el pulido del montaje. Los análisis se realizaron mediante LA-ICP-MS empleando el equipo Thermo ICap Qc quadropole



ICPMS acoplado con un láser excimer Resolution M050. Las concentraciones de U y Th fueron calculadas empleando los circones estándar 915000 ( $1065,4 \pm 0,6$  Ma; Wiedenbeck *et al.* 1995) y Plešovice ( $337,13 \pm 0,37$  Ma; Sláma *et al.* 2008), de acuerdo a Paton *et al.* (2010). Las razones isotópicas, edades y errores fueron calculados según Petrus & Kamber (2012). En la tabla de resultados las determinaciones analíticas son reportadas con incertezas de  $2\sigma$ , las que fueron propagadas de acuerdo a Paton *et al.* (2010). El dominio analizado tiene un diámetro de  $23\ \mu\text{m}$ , para una profundidad de 12 a  $25\ \mu\text{m}$ , usando el protocolo modificado de Solari *et al.* (2010). De forma general, se realizaron entre 30 y 40 puntos por muestra. Los puntos fueron seleccionados después del estudio de las muestras mediante luz transmitida e imágenes de CL. Para cada punto también se midió un set de elementos traza para monitorear posibles inclusiones en los cristales de circón, usando el vidrio NIST-SRM 610 como estándar y  $^{29}\text{Si}$  como un estándar interno (15,323% del valor estequiométrico asumido). Los diagramas de concordia, de densidad de probabilidad y de promedios ponderados de las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  calculadas fueron realizados usando el software ISOPLOT/EX 4.15 (Ludwig, 2008).

## B.2. Análisis U-Pb en circón mediante SHRIMP

**Tabla B- 1** – Resultados de los análisis isotópicos de U, Th, Pb y edades U-Pb puntuales por muestra realizados en este trabajo mediante SHRIMP. Los puntos ó granos no considerados en el cálculo de la edad son señalizados con un (\*).

No considerados en el cálculo de la edad son señalizados con un (*)							Total				Radiogénico		Edad (Ma)	
Spot/Grano	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	f <sub>206</sub> %	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	± 1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 1σ
Muestra PT 4 – Stock La Confluencia														
1,1	111	43	0,39	0,20	0,006530	<0.01	476,1	13,0	0,0463	0,0082	0,00210	0,00006	13,5	0,4
2,1	328	284	0,87	0,60	-	0,19	470,3	8,8	0,0478	0,0045	0,00212	0,00004	13,7	0,3
3,1	149	97	0,65	0,27	0,005071	0,57	473,8	11,7	0,0508	0,0073	0,00210	0,00006	13,5	0,4
5,1	137	110	0,80	0,25	0,001532	0,28	463,9	11,0	0,0485	0,0063	0,00215	0,00005	13,8	0,3
6,1	225	154	0,68	0,39	-	<0.01	496,5	10,3	0,0413	0,0057	0,00203	0,00004	13,1	0,3
7,1	91	38	0,42	0,17	0,005724	0,24	452,6	12,9	0,0482	0,0090	0,00220	0,00007	14,2	0,4
8,1	319	278	0,87	0,58	0,008663	0,58	479,3	8,7	0,0509	0,0038	0,00207	0,00004	13,4	0,3
9,1	574	475	0,83	1,00	-	1,03	497,0	7,7	0,0545	0,0030	0,00199	0,00003	12,8	0,2
10,1	304	222	0,73	0,53	-	<0.01	497,9	9,4	0,0439	0,0041	0,00201	0,00004	13,0	0,3
11,1	775	599	0,77	1,39	0,003491	0,08	482,8	6,8	0,0469	0,0023	0,00207	0,00003	13,3	0,2
12,1	157	76	0,48	0,29	0,009802	0,66	463,9	11,0	0,0515	0,0058	0,00214	0,00005	13,8	0,3
13,1	296	168	0,57	0,53	0,004842	0,35	481,9	9,2	0,0491	0,0040	0,00207	0,00004	13,3	0,3
14,1	149	123	0,83	0,27	0,005644	1,29	467,8	11,5	0,0565	0,0066	0,00211	0,00005	13,6	0,4
15,1	100	43	0,43	0,17	0,005463	0,91	499,1	16,4	0,0535	0,0105	0,00199	0,00007	12,8	0,5
16,1	85	53	0,63	0,15	0,009130	3,38	493,9	15,9	0,0730	0,0103	0,00196	0,00007	12,6	0,4
17,1	95	45	0,47	0,17	0,004181	<0.01	487,0	14,9	0,0422	0,0092	0,00206	0,00007	13,3	0,4
18,1	2159	1419	0,66	3,84	-	0,29	486,8	5,7	0,0486	0,0014	0,00205	0,00002	13,2	0,2
19,1	219	190	0,87	0,39	-	0,99	480,9	10,3	0,0541	0,0055	0,00206	0,00005	13,3	0,3
20,1	169	87	0,52	0,30	-	1,68	482,4	11,5	0,0596	0,0061	0,00204	0,00005	13,1	0,3
21,1	192	154	0,80	0,35	-	0,41	467,3	9,9	0,0495	0,0057	0,00213	0,00005	13,7	0,3
22,1	151	89	0,59	0,27	0,016266	3,16	477,9	12,1	0,0712	0,0069	0,00203	0,00005	13,0	0,4
PT 4: Granito de hornblenda. Edad U-Pb de promedio ponderado ( <i>weighted average</i> ) = 13,29 ± 0,16 Ma. MSWD = 1,3 para 21 de 21 granos.														

## B.3

Spot/Grano	U	Th	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	f <sub>206</sub> %	Total				Radiogénico		Edad (Ma)	
	(ppm)	(ppm)					<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	± 1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 1σ
Muestra PT 18 – Stock El Azufre														
1,1	161	115	0,72	0,11	0,010581	4,14	1206	47	0,0788	0,0135	0,00079	0,00003	5,12	0,22
2,1	177	148	0,84	0,13	0,042124	4,03	1153	41	0,0780	0,0119	0,00083	0,00003	5,36	0,21
2,2	197	217	1,10	0,15	0,032261	7,56	1118	39	0,1059	0,0126	0,00083	0,00003	5,33	0,21
3,1	127	127	1,00	0,09	-	<0.01	1243	56	0,0348	0,0149	0,00082	0,00004	5,26	0,26
4,1	110	83	0,76	0,08	-	8,76	1169	51	0,1153	0,0195	0,00078	0,00004	5,03	0,26
5,1	90	75	0,84	0,06	0,077148	5,27	1241	60	0,0878	0,0181	0,00076	0,00004	4,92	0,27
6,1	233	154	0,66	0,16	0,003835	2,25	1281	40	0,0639	0,0092	0,00076	0,00003	4,92	0,16
6,2	168	182	1,08	0,11	-	2,38	1287	47	0,0649	0,0124	0,00076	0,00003	4,89	0,19
7,1	205	141	0,69	0,14	0,024788	<0.01	1238	41	0,0402	0,0111	0,00081	0,00003	5,25	0,19
8,1	137	96	0,70	0,09	-	2,20	1248	52	0,0635	0,0163	0,00078	0,00004	5,05	0,24
9,1	248	180	0,72	0,18	-	0,45	1186	33	0,0497	0,0081	0,00084	0,00002	5,41	0,16
10,1	182	125	0,69	0,12	0,047031	4,16	1293	44	0,0790	0,0115	0,00074	0,00003	4,78	0,18
11,1	190	149	0,78	0,13	-	<0.01	1272	47	0,0241	0,0116	0,00081	0,00003	5,21	0,20
12,1	577	316	0,55	0,38	-	0,26	1294	27	0,0482	0,0055	0,00077	0,00002	4,97	0,11
13,1	254	174	0,68	0,17	0,003800	1,43	1278	40	0,0574	0,0098	0,00077	0,00003	4,97	0,17
14,1	175	170	0,98	0,13	0,027140	4,38	1189	42	0,0807	0,0120	0,00080	0,00003	5,18	0,20
15,1	127	95	0,75	0,09	0,046016	3,38	1211	50	0,0729	0,0156	0,00080	0,00004	5,14	0,24
16,1	208	161	0,78	0,15	0,014376	7,12	1178	37	0,1024	0,0106	0,00079	0,00003	5,08	0,18
17,1	217	151	0,70	0,15	0,012925	3,01	1244	40	0,0699	0,0115	0,00078	0,00003	5,02	0,18
18,1	154	166	1,08	0,11	0,029270	3,31	1249	48	0,0723	0,0144	0,00077	0,00003	4,99	0,21
19,1	2446	154	0,06	1,70	0,001555	0,35	1237	17	0,0489	0,0021	0,00081	0,00001	5,19	0,07
20,1	166	112	0,68	0,12	0,032172	2,09	1167	42	0,0626	0,0118	0,00084	0,00003	5,41	0,21
21,1	182	131	0,72	0,12	0,011367	0,76	1259	45	0,0521	0,0133	0,00079	0,00003	5,08	0,20
22,1	134	105	0,78	0,11	-	6,41	1098	41	0,0968	0,0159	0,00085	0,00004	5,49	0,24
PT 18: Granito de biotita. Edad U-Pb de promedio ponderado ( <i>weighted average</i> ) = 5,12 ± 0,07 Ma. MSWD = 0,99 para 24 de 24 puntos														

Spot/Grano	U	Th	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	f <sup>206</sup> %	Total				Radiogénico		Edad (Ma)	
	(ppm)	(ppm)					<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	± 1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 1σ
Muestra MMT 1 – Stock Granitoides El Chueco														
1,1	79	63	0,79	0,21	0,030785	0,68	315,4	9,7	0,0518	0,0091	0,00315	0,00010	20,3	0,7
2,1	90	69	0,77	0,24	0,002184	1,73	325,3	9,4	0,0601	0,0081	0,00302	0,00009	19,4	0,6
3,1	205	178	0,87	0,53	0,007674	0,26	332,4	6,1	0,0484	0,0037	0,00300	0,00006	19,3	0,4
4,1	121	58	0,49	0,31	0,002358	1,55	337,0	7,7	0,0587	0,0058	0,00292	0,00007	18,8	0,5
5,1	57	38	0,66	0,15	0,016696	0,44	322,1	10,0	0,0499	0,0097	0,00309	0,00010	19,9	0,7
6,1	52	26	0,49	0,13	-	<0.01	348,5	11,9	0,0367	0,0105	0,00290	0,00011	18,7	0,7
7,1	202	139	0,69	0,53	-	0,23	327,9	6,1	0,0483	0,0037	0,00304	0,00006	19,6	0,4
8,1	87	64	0,73	0,22	0,018690	<0.01	342,0	9,0	0,0433	0,0066	0,00294	0,00008	18,9	0,5
9,1	49	26	0,53	0,13	-	<0.01	328,7	11,3	0,0406	0,0098	0,00307	0,00011	19,7	0,7
10,1	163	125	0,77	0,41	-	1,80	341,7	8,7	0,0606	0,0069	0,00287	0,00008	18,5	0,5
11,1	75	58	0,77	0,20	-	1,68	328,9	9,1	0,0597	0,0076	0,00299	0,00009	19,2	0,6
12,1	374	398	1,06	0,99	0,003001	0,28	324,1	4,9	0,0487	0,0026	0,00308	0,00005	19,8	0,3
13,1	200	172	0,86	0,53	0,008864	1,29	324,4	6,1	0,0567	0,0040	0,00304	0,00006	19,6	0,4
14,1	183	148	0,81	0,48	0,013507	0,89	330,8	6,4	0,0535	0,0041	0,00300	0,00006	19,3	0,4
15,1	125	94	0,75	0,33	0,000051	1,88	327,1	7,5	0,0613	0,0057	0,00300	0,00007	19,3	0,5
16,1	112	85	0,76	0,29	0,000872	0,26	329,2	7,8	0,0485	0,0062	0,00303	0,00008	19,5	0,5
17,1	142	115	0,81	0,37	0,017490	<0.01	325,7	7,5	0,0419	0,0051	0,00309	0,00007	19,9	0,5
18,1	79	39	0,49	0,21	-	0,30	316,7	8,7	0,0488	0,0078	0,00315	0,00009	20,3	0,6
19,1	57	22	0,39	0,15	0,015754	2,85	323,9	10,3	0,0689	0,0097	0,00300	0,00010	19,3	0,7
20,1	180	140	0,78	0,48	0,001022	<0.01	319,9	6,0	0,0389	0,0042	0,00316	0,00006	20,3	0,4
21,1	44	18	0,40	0,12	-	1,62	330,9	12,2	0,0593	0,0126	0,00297	0,00012	19,1	0,8
22,1	74	49	0,66	0,18	0,039784	<0.01	345,2	11,3	0,0372	0,0092	0,00293	0,00010	18,9	0,7
MMT 1: Granodiorita de hornblenda. Edad U-Pb de promedio ponderado ( <i>weighted average</i> ) = 19,48 ± 0,21 Ma. MSWD = 0,98 para 22 de 22 granos.														

Spot/Grano	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	f <sup>206</sup> %	Total				Radiogénico		Edad (Ma)	
							<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	± 1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 1σ
Muestra PT 37 – Stock Leyton														
1,1	1098	801	0,73	1,18	-	<0.01	799,5	12,1	0,0413	0,0028	0,00126	0,00002	8,11	0,13
2,1	885	637	0,72	0,97	0,002999	0,74	782,9	12,0	0,0520	0,0040	0,00127	0,00002	8,17	0,13
3,1	267	323	1,21	0,29	-	0,36	801,3	19,1	0,0490	0,0061	0,00124	0,00003	8,01	0,20
4,1	995	688	0,69	1,05	0,000243	0,36	810,9	12,3	0,0490	0,0034	0,00123	0,00002	7,92	0,12
5,1	541	331	0,61	0,60	0,001562	1,68	775,6	13,9	0,0595	0,0051	0,00127	0,00002	8,17	0,16
6,1	1058	852	0,81	1,15	0,003072	0,56	790,1	11,5	0,0506	0,0025	0,00126	0,00002	8,11	0,12
7,1	1905	2130	1,12	2,07	0,000541	0,11	789,7	10,0	0,0471	0,0018	0,00127	0,00002	8,15	0,11
8,1	1252	2689	2,15	1,36	-	0,27	790,0	10,9	0,0484	0,0022	0,00126	0,00002	8,13	0,11
9,1	582	415	0,71	0,62	-	0,64	801,2	14,0	0,0513	0,0036	0,00124	0,00002	7,99	0,14
10,1	856	457	0,53	0,93	0,000097	0,15	792,6	12,2	0,0474	0,0027	0,00126	0,00002	8,12	0,13
11,1	448	261	0,58	0,48	0,001331	0,20	799,9	15,6	0,0478	0,0042	0,00125	0,00003	8,04	0,16
12,1	1235	1103	0,89	1,35	0,001872	0,93	788,8	11,1	0,0536	0,0024	0,00126	0,00002	8,09	0,12
13,1	543	340	0,63	0,59	-	0,74	796,7	14,3	0,0520	0,0040	0,00125	0,00002	8,03	0,15
14,1	652	318	0,49	0,70	0,003887	<0.01	803,3	13,5	0,0459	0,0033	0,00125	0,00002	8,02	0,14
15,1*	642	780	1,21	0,66	0,003819	0,73	837,3	14,3	0,0519	0,0038	0,00119	0,00002	7,64	0,14
16,1	843	643	0,76	0,88	-	0,16	824,1	12,8	0,0474	0,0029	0,00121	0,00002	7,81	0,12
17,1	459	335	0,73	0,50	0,004286	0,63	789,7	14,7	0,0512	0,0039	0,00126	0,00002	8,11	0,16
18,1	436	348	0,80	0,47	-	0,44	792,3	16,9	0,0497	0,0043	0,00126	0,00003	8,10	0,18
19,1	712	699	0,98	0,77	-	0,22	788,5	12,2	0,0479	0,0030	0,00127	0,00002	8,15	0,13
20,1	414	243	0,59	0,43	0,004488	0,49	819,5	16,1	0,0500	0,0044	0,00121	0,00002	7,82	0,16
21,1	1460	1427	0,98	1,58	0,003542	0,73	795,9	10,5	0,0520	0,0020	0,00125	0,00002	8,03	0,11
22,1	572	644	1,13	0,62	0,000052	0,22	793,4	13,8	0,0479	0,0033	0,00126	0,00002	8,10	0,15
PT 37: Granodiorita de hornblenda. Edad U-Pb por promedio ponderado ( <i>weighted average</i> ) = 8,06 ± 0,06 Ma. MSWD = 0,59 para 21 de 22 granos.														



Spot/Grano	U	Th	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	f <sup>206</sup> %	Total				Radiogénico		Edad (Ma)	
	(ppm)	(ppm)					<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	± 1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 1σ
Muestra PT 38 – Stock Los Cipreses														
1,1*	639	826	1,29	1,4	0,030689	31,58	403,6	30,6	0,2958	0,0676	0,00170	0,00025	10,9	1,6
1,2	838	1346	1,61	1,0	0,001277	<0.01	701,6	10,6	0,0445	0,0026	0,00143	0,00002	9,2	0,1
2,1	584	839	1,44	0,7	0,000047	0,08	716,7	12,2	0,0469	0,0033	0,00139	0,00002	9,0	0,2
3,1	539	1077	2,00	0,7	-	<0.01	703,0	12,2	0,0448	0,0037	0,00143	0,00003	9,2	0,2
4,1	666	1135	1,71	0,8	-	1,88	684,0	11,0	0,0611	0,0034	0,00143	0,00002	9,2	0,2
5,1*	194	98	0,51	0,5	-	0,47	315,7	6,0	0,0502	0,0039	0,00315	0,00006	20,3	0,4
6,1	162	96	0,59	0,2	-	<0.01	751,6	22,9	0,0458	0,0094	0,00133	0,00004	8,6	0,3
7,1	1343	233	0,17	1,6	0,000381	0,39	715,0	9,6	0,0493	0,0021	0,00139	0,00002	9,0	0,1
8,1	473	703	1,49	0,6	0,001323	0,99	718,3	14,3	0,0540	0,0039	0,00138	0,00003	8,9	0,2
9,1	159	159	1,00	0,2	-	1,50	670,6	18,5	0,0581	0,0076	0,00147	0,00004	9,5	0,3
PT 38: Tonalita de hornblenda. Edad U-Pb de promedio ponderado (weighted average) = 9,07 ± 0,16 Ma. MSWD = 1,4 para 8 de 10 granos.														

**Muestra PT 64 – Formación Corona del Fraile**

1,1	319	185	0,58	0,44	0,003652	1,39	628,3	13,4	0,0572	0,0049	0,00157	0,00003	10,11	0,22
2,1	113	75	0,66	0,18	0,024871	8,92	554,5	15,6	0,1167	0,0112	0,00164	0,00005	10,58	0,34
3,1	255	180	0,70	0,34	0,015769	0,87	637,1	14,0	0,0531	0,0051	0,00156	0,00004	10,02	0,23
4,1	503	675	1,34	0,68	0,001454	2,10	634,4	10,8	0,0628	0,0053	0,00154	0,00003	9,94	0,18
5,1	713	801	1,12	0,98	0,001747	2,46	626,9	9,5	0,0657	0,0041	0,00156	0,00003	10,02	0,16
6,1	237	180	0,76	0,33	0,006036	1,21	622,7	13,8	0,0558	0,0055	0,00159	0,00004	10,22	0,24
7,1	323	209	0,65	0,46	-	0,94	606,8	11,7	0,0536	0,0043	0,00163	0,00003	10,52	0,21
8,1	333	253	0,76	0,46	0,006471	3,51	623,5	12,1	0,0740	0,0052	0,00155	0,00003	9,97	0,20
9,1	140	96	0,69	0,18	0,017402	3,40	652,2	18,3	0,0731	0,0079	0,00148	0,00004	9,54	0,28
10,1	310	255	0,82	0,42	-	0,77	628,6	12,7	0,0524	0,0087	0,00158	0,00004	10,17	0,23

Spot/Grano	U	Th	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	f <sup>206</sup> %	Total				Radiogénico		Edad (Ma)	
	(ppm)	(ppm)					<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	± 1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 1σ
Muestra PT 64 – Formación Corona del Fraile (continuación)														
11,1	356	282	0,79	0,48	0,002478	0,50	640,4	12,5	0,0501	0,0046	0,00155	0,00003	10,01	0,20
12,1	183	103	0,56	0,24	0,005817	1,02	651,1	16,9	0,0543	0,0076	0,00152	0,00004	9,79	0,27
13,1	240	187	0,78	0,32	0,006572	<0.01	643,0	14,7	0,0440	0,0061	0,00156	0,00004	10,05	0,24
14,1	325	201	0,62	0,46	0,004735	1,28	623,3	11,7	0,0563	0,0044	0,00158	0,00003	10,20	0,20
15,1	445	576	1,29	0,61	0,009428	0,64	628,4	11,2	0,0513	0,0037	0,00158	0,00003	10,19	0,19
16,1*	332	195	0,59	0,70	0,013651	36,94	410,0	7,5	0,3381	0,0164	0,00154	0,00006	9,91	0,39
17,1	1114	1064	0,96	1,52	0,000182	0,05	630,9	8,6	0,0467	0,0021	0,00158	0,00002	10,20	0,14
18,1	193	122	0,63	0,25	0,014719	1,37	650,7	16,4	0,0571	0,0067	0,00152	0,00004	9,76	0,26
19,1	233	228	0,98	0,31	0,002306	1,03	635,8	14,2	0,0544	0,0054	0,00156	0,00004	10,03	0,23
20,1	153	124	0,81	0,20	0,016087	0,87	647,7	18,4	0,0531	0,0083	0,00153	0,00005	9,86	0,30
21,1*	294	203	0,69	1,66	0,039507	78,11	152,1	2,3	0,6635	0,0096	0,00144	0,00013	9,27	0,82
22,1	425	360	0,85	0,56	0,003587	0,57	650,8	11,8	0,0507	0,0050	0,00153	0,00003	9,84	0,19
23,1	499	414	0,83	0,67	0,002304	0,88	643,6	11,1	0,0532	0,0036	0,00154	0,00003	9,92	0,18
24,1	296	215	0,73	0,40	-	<0.01	635,9	13,0	0,0419	0,0046	0,00158	0,00003	10,19	0,22
PT 64: Toba vítrea de lapilli. Edad U-Pb de promedio ponderado ( <i>weighted average</i> ) = 10,06 ± 0,09 Ma. MSWD = 0,9 para 22 de 24 granos.														

**Muestra AH-B-1 – Formación Corona del Fraile**

1,1	458	644	1,40	1,06	0,007803	1,27	371,9	5,9	0,0564	0,0029	0,00266	0,00004	17,1	0,3
2,1	141	112	0,79	0,33	-	<0.01	364,6	9,2	0,0449	0,0066	0,00275	0,00007	17,7	0,5
3,1	474	940	1,98	1,10	0,001611	0,51	369,0	5,5	0,0504	0,0026	0,00270	0,00004	17,4	0,3
4,1	634	382	0,60	1,44	0,000428	0,09	379,2	5,3	0,0471	0,0023	0,00263	0,00004	17,0	0,2
5,1*	120	32	0,27	6,35	0,000286	0,10	16,21	0,20	0,0551	0,0010	0,06164	0,00076	385,6	4,6
6,1	496	901	1,82	1,15	0,001117	0,41	370,6	5,5	0,0496	0,0031	0,00269	0,00004	17,3	0,3
7,1	355	193	0,54	0,82	0,004024	1,45	373,7	6,2	0,0578	0,0033	0,00264	0,00005	17,0	0,3
8,1	37	13	0,34	0,08	-	<0.01	404,9	19,0	0,0279	0,0131	0,00253	0,00013	16,3	0,8
9,1	450	237	0,53	1,03	0,001445	0,47	373,6	5,7	0,0501	0,0027	0,00266	0,00004	17,2	0,3

Spot/Grano	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	f <sup>206</sup> %	Total				Radiogénico		Edad (Ma)	
							<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	± 1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 1σ
Muestra AH-B-1 – Formación Corona del Fraile (continuación)														
10,1	43	29	0,67	0,10	0,009945	5,48	372,4	14,3	0,0897	0,0135	0,00254	0,00011	16,3	0,7
11,1	282	122	0,43	0,64	0,002537	0,50	377,7	6,7	0,0503	0,0038	0,00263	0,00005	17,0	0,3
12,1*	194	177	0,91	0,46	-	<0.01	357,8	6,7	0,0439	0,0042	0,00280	0,00005	18,0	0,4
13,1	332	510	1,54	0,76	-	0,74	375,1	6,2	0,0522	0,0033	0,00265	0,00005	17,0	0,3
14,1	340	344	1,01	0,78	-	<0.01	373,1	6,3	0,0457	0,0031	0,00268	0,00005	17,3	0,3
15,1*	520	546	1,05	38,34	-	<0.01	11,65	0,12	0,0579	0,0004	0,08581	0,00092	530,7	5,4
16,1	536	340	0,63	1,22	-	0,40	376,5	5,5	0,0495	0,0025	0,00265	0,00004	17,0	0,3
16,2	359	223	0,62	0,79	-	0,70	389,3	6,6	0,0519	0,0033	0,00255	0,00004	16,4	0,3
17,1*	53	27	0,51	0,11	-	1,69	400,9	14,3	0,0597	0,0140	0,00245	0,00010	15,8	0,6
18,1	229	263	1,15	0,53	0,011011	0,78	373,9	7,1	0,0526	0,0042	0,00265	0,00005	17,1	0,3
19,1	205	178	0,87	0,46	0,003086	2,13	379,1	7,6	0,0632	0,0048	0,00258	0,00005	16,6	0,3
20,1	354	438	1,24	0,81	0,001383	1,56	373,9	6,2	0,0587	0,0048	0,00263	0,00005	17,0	0,3
21,1	535	421	0,79	1,22	0,004037	0,40	376,5	5,5	0,0496	0,0026	0,00265	0,00004	17,0	0,3
22,1	567	323	0,57	1,29	0,002370	<0.01	376,7	5,5	0,0462	0,0024	0,00266	0,00004	17,1	0,3
22,2	310	172	0,56	0,70	0,007585	1,15	381,6	6,6	0,0554	0,0034	0,00259	0,00005	16,7	0,3
23,1	116	78	0,67	0,26	-	<0.01	386,8	9,6	0,0389	0,0063	0,00261	0,00007	16,8	0,4
24,1	482	609	1,26	1,08	0,004370	<0.01	384,4	5,7	0,0449	0,0025	0,00261	0,00004	16,8	0,3
25,1	678	511	0,75	1,56	0,002579	0,01	372,2	5,0	0,0465	0,0020	0,00269	0,00004	17,3	0,2
26,1	303	247	0,81	0,69	-	<0.01	375,4	6,3	0,0440	0,0030	0,00267	0,00005	17,2	0,3
27,1	296	281	0,95	0,67	0,000802	0,78	379,0	6,5	0,0526	0,0034	0,00262	0,00005	16,9	0,3
28,1	447	633	1,42	1,00	-	0,19	383,7	5,8	0,0479	0,0033	0,00260	0,00004	16,7	0,3
AH-B-1: Toba cristalina (Hevia, 2014). Edad U-Pb de promedio ponderado (weighted average) grupo dominante = 17,01 ± 0,12 Ma. MSWD = 0,76 para 26 de 30 granos.														

Spot/Grano	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	f <sub>206</sub> %	Total				Radiogénico		Edad (Ma)	
							<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	± 1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 1σ
Muestra RC-06 – Stock El Colorado														
1,1	374	327	0,88	0,52	0,003962	0,44	615,9	12,4	0,0497	0,0047	0,00162	0,00003	10,4	0,2
2,1	344	330	0,96	0,48	0,002530	0,69	616,0	12,6	0,0517	0,0045	0,00161	0,00003	10,4	0,2
3,1	250	240	0,96	0,35	0,012381	1,90	615,0	14,6	0,0612	0,0059	0,00160	0,00004	10,3	0,3
4,1	323	296	0,92	0,44	0,012575	0,25	633,4	12,9	0,0482	0,0047	0,00157	0,00003	10,1	0,2
5,1	462	219	0,47	0,63	0,001793	0,13	628,9	11,3	0,0472	0,0037	0,00159	0,00003	10,2	0,2
6,1	511	463	0,91	0,72	0,003289	0,02	608,0	10,2	0,0464	0,0032	0,00164	0,00003	10,6	0,2
7,1	647	528	0,82	0,88	-	0,38	629,3	9,9	0,0492	0,0029	0,00158	0,00003	10,2	0,2
8,1	295	202	0,68	0,41	0,020921	2,72	623,4	12,7	0,0677	0,0047	0,00156	0,00003	10,1	0,2
9,1	283	194	0,69	0,39	-	1,84	618,4	12,8	0,0608	0,0051	0,00159	0,00003	10,2	0,2
10,1	421	395	0,94	0,60	0,005612	2,48	599,1	10,6	0,0658	0,0040	0,00163	0,00003	10,5	0,2
11,1	173	86	0,50	0,24	-	0,64	624,0	16,1	0,0513	0,0075	0,00159	0,00004	10,3	0,3
12,1	254	230	0,90	0,36	-	<0.01	612,4	14,3	0,0443	0,0061	0,00164	0,00004	10,5	0,3
13,1	332	172	0,52	0,48	0,005275	0,56	597,5	12,3	0,0507	0,0047	0,00166	0,00004	10,7	0,2
14,1	382	192	0,50	0,51	0,000698	0,41	640,7	12,8	0,0495	0,0045	0,00155	0,00003	10,0	0,2
15,1	372	322	0,87	0,52	0,000294	0,90	617,0	12,6	0,0534	0,0049	0,00161	0,00003	10,3	0,2
16,1	244	224	0,92	0,35	0,021980	2,32	596,8	14,1	0,0645	0,0062	0,00164	0,00004	10,5	0,3
17,1	232	202	0,87	0,34	0,006126	1,89	584,3	14,4	0,0612	0,0060	0,00168	0,00004	10,8	0,3
18,1	399	411	1,03	0,56	0,004413	1,76	613,8	12,5	0,0602	0,0049	0,00160	0,00003	10,3	0,2
19,1	617	772	1,25	0,84	0,000347	0,37	633,8	10,7	0,0492	0,0034	0,00157	0,00003	10,1	0,2
20,1	488	369	0,76	0,68	0,006232	0,98	613,8	10,9	0,0540	0,0035	0,00161	0,00003	10,4	0,2
21,1	425	336	0,79	0,61	-	0,16	596,9	10,9	0,0475	0,0040	0,00167	0,00003	10,8	0,2
22,1	690	512	0,74	0,97	0,000964	0,52	608,8	9,8	0,0504	0,0031	0,00163	0,00003	10,5	0,2
RC-06: Unidad intrusiva de composición ácida colectada por el Dr. Marcelo Farías. Edad U-Pb de promedio ponderado ( <i>weighted average</i> ) = 10,37 ± 0,09 Ma MSWD = 1,09 para 22 de 22 granos.														

Spot/Grano	U (ppm)	Th (ppm)	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (ppm)	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	f <sub>206</sub> %	Total				Radiogénico		Edad (Ma)	
							<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb	± 1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	± 1σ
Muestra RC-08 – Stock El Baúl														
1,1	485	604	1,25	0,56	0,007211	1,26	738,8	14,4	0,0562	0,0045	0,00134	0,00003	8,61	0,17
2,1	269	287	1,07	0,31	-	1,29	755,2	18,5	0,0564	0,0066	0,00131	0,00003	8,42	0,22
3,1	255	289	1,13	0,29	0,019002	1,83	761,3	19,0	0,0607	0,0064	0,00129	0,00003	8,31	0,22
4,1	614	759	1,24	0,73	0,006326	0,81	725,2	12,8	0,0526	0,0037	0,00137	0,00002	8,81	0,16
5,1	205	218	1,06	0,24	0,001677	3,82	735,3	19,7	0,0764	0,0083	0,00131	0,00004	8,43	0,24
6,1	892	837	0,94	1,05	0,002537	0,71	728,0	11,0	0,0518	0,0028	0,00136	0,00002	8,79	0,14
7,1	382	400	1,05	0,44	0,010530	0,12	744,9	15,3	0,0471	0,0046	0,00134	0,00003	8,64	0,18
8,1	595	615	1,03	0,68	0,002686	<0.01	753,5	13,2	0,0426	0,0035	0,00133	0,00002	8,59	0,15
9,1	405	308	0,76	0,47	0,005594	0,82	735,1	14,3	0,0527	0,0044	0,00135	0,00003	8,69	0,18
10,1	361	398	1,10	0,41	-	<0.01	761,2	15,5	0,0362	0,0049	0,00133	0,00003	8,57	0,18
12,1	518	541	1,05	0,59	-	<0.01	748,7	13,4	0,0453	0,0038	0,00134	0,00002	8,61	0,16
13,1	608	624	1,03	0,70	0,001980	0,97	741,2	12,6	0,0539	0,0034	0,00134	0,00002	8,61	0,15
14,1	392	414	1,06	0,45	-	<0.01	743,2	14,7	0,0421	0,0044	0,00135	0,00003	8,71	0,18
15,1	345	368	1,07	0,40	0,012234	0,84	746,8	15,5	0,0528	0,0047	0,00133	0,00003	8,55	0,18
16,1	276	319	1,16	0,33	0,006660	1,96	716,0	16,0	0,0617	0,0054	0,00137	0,00003	8,82	0,21
17,1	297	317	1,07	0,35	0,014500	0,89	719,8	17,3	0,0533	0,0051	0,00138	0,00003	8,87	0,22
18,1	445	506	1,14	0,51	0,005331	1,36	755,0	14,6	0,0570	0,0044	0,00131	0,00003	8,42	0,17
19,1	333	350	1,05	0,39	0,021623	2,70	733,3	15,4	0,0675	0,0050	0,00133	0,00003	8,55	0,19
20,1	439	512	1,17	0,57	-	10,28	657,1	12,2	0,1274	0,0069	0,00137	0,00003	8,80	0,19
21,1	262	258	0,98	0,31	0,007899	1,78	730,0	17,3	0,0603	0,0062	0,00135	0,00003	8,67	0,22
22,1	651	1021	1,57	0,76	0,002521	0,35	731,4	12,3	0,0490	0,0034	0,00136	0,00002	8,78	0,15
RC-08: Unidad intrusiva de composición ácida colectada por el Dr. Marcelo Farías. Edad U-Pb de promedio ponderado ( <i>weighted average</i> ) = 8,64 ± 0,08 Ma MSWD = 0.63 para 21 de 21 granos.														

#### Notas:

- Errores reportados a  $1\sigma$ .
- $f_{206}$  % corresponde al porcentaje de  $^{206}\text{Pb}$ , correspondiente al Pb común.
- La corrección por Pb común para los datos U/Pb ha sido realizada usando las razones medidas  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de acuerdo a Tera & Wasserburg (1972) como se indica en Williams (1998).



### B.3. Análisis U-Pb en circón mediante LA-ICP-MS

**Tabla B- 2** – Resultados de los análisis isotópicos de U, Th, Pb y edades U-Pb puntuales por muestra realizados en este trabajo mediante LA-ICP-MS. Los puntos ó granos no considerados en el cálculo de la edad son señalizados con un (\*).

Grano	Razones Corregidas											
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2σ abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2σ abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ abs	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	±2σ abs	Rho
<i>Muestra PT 39 – Stock El Manzano (Granitoides El Chueco)</i>												
Zircon_01*	556	924	1,66	0,2490	0,0240	0,1490	0,0130	0,0044	0,0002	0,0024	0,0001	0,0751
Zircon_02	345	353	1,02	0,1640	0,0170	0,0873	0,0090	0,0037	0,0001	0,0021	0,0001	0,6262
Zircon_03	260	170	0,65	0,2100	0,0280	0,1090	0,0130	0,0038	0,0002	0,0035	0,0003	-0,487
Zircon_04*	165	147	0,89	0,3720	0,0460	0,2450	0,0240	0,0048	0,0004	0,0048	0,0006	0,3905
Zircon_05*	124	82	0,66	0,4270	0,0520	0,3670	0,0350	0,0064	0,0006	0,0104	0,0008	0,1559
Zircon_06	726	1010	1,39	0,2460	0,0220	0,1410	0,0120	0,0042	0,0003	0,0024	0,0002	0,6757
Zircon_07	289	165	0,57	0,1580	0,0200	0,0878	0,0089	0,0040	0,0002	0,0032	0,0003	0,0326
Zircon_08*	159	110	0,69	0,4930	0,0480	0,3810	0,0270	0,0058	0,0005	0,0103	0,0009	0,1174
Zircon_09	205	136	0,66	0,1910	0,0330	0,1040	0,0170	0,0041	0,0002	0,0031	0,0003	-0,048
Zircon_10*	111	68	0,61	0,6860	0,0870	0,9200	0,1200	0,0095	0,0006	0,0264	0,0037	0,4604
Zircon_11	603	460	0,76	0,0956	0,0087	0,0413	0,0031	0,0031	0,0001	0,0014	0,0001	0,473
Zircon_12	239	180	0,75	0,1730	0,0290	0,0750	0,0100	0,0033	0,0003	0,0023	0,0003	0,3915
Zircon_13	106	57,5	0,54	0,0940	0,0140	0,0422	0,0062	0,0030	0,0003	0,0012	0,0002	0,2953
Zircon_14	214	188	0,88	0,0760	0,0160	0,0326	0,0062	0,0032	0,0002	0,0014	0,0001	-0,129
Zircon_15	229	154	0,67	0,2140	0,0280	0,1170	0,0140	0,0040	0,0003	0,0036	0,0002	0,2665
Zircon_16	241	218	0,90	0,1640	0,0320	0,0720	0,0120	0,0035	0,0002	0,0019	0,0001	-0,112
Zircon_17	625	525	0,84	0,1030	0,0100	0,0439	0,0038	0,0031	0,0001	0,0015	0,0001	0,0556
Zircon_18	193	152	0,79	0,0630	0,0170	0,0254	0,0075	0,0030	0,0003	0,0010	0,0001	0,1917
Zircon_19*	217	193	0,89	0,2310	0,0300	0,1460	0,0140	0,0045	0,0003	0,0039	0,0003	-0,163
Zircon_20	237	161	0,68	0,1980	0,0310	0,1170	0,0180	0,0040	0,0003	0,0034	0,0003	0,4065
Zircon_21	275	353	1,28	0,1350	0,0150	0,0602	0,0059	0,0033	0,0002	0,0015	0,0001	-0,04
Zircon_22	112,2	64,4	0,57	0,1020	0,0180	0,0475	0,0082	0,0034	0,0003	0,0018	0,0003	0,0009
Zircon_23*	137	96	0,70	0,5480	0,0560	0,5090	0,0270	0,0073	0,0005	0,0128	0,0006	-0,051
Zircon_24*	303	134	0,2730	0,0260	0,1650	0,0120	0,0044	0,0002	0,0062	0,0005	-0,065	0,2730
Zircon_25*	174	132	0,76	0,2000	0,0190	0,0875	0,0084	0,0034	0,0003	0,0028	0,0004	0,3816

Edades Corregidas (Ma)											
Grano	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	Best age (Ma)	$\pm 2\sigma$	Disc %	Best age (Ma)	$\pm 2\sigma$
<i>Muestra PT 39 – Stock El Manzano (Granitoides El Chueco)</i>											
Zircon_01*	28,3	1,4	141	12	3180	170	3180,0	1,4	<del>79,93</del>	28,3	1,4
Zircon_02	23,94	0,89	84,9	8,4	2460	190	23,9	0,9	<del>71,80</del>	23,94	0,89
Zircon_03	24,6	1,4	105	12	2840	250	2840,0	1,4	<del>76,57</del>	24,6	1,4
Zircon_04*	30,6	2,6	222	20	3760	190	3760,0	2,6	<del>86,22</del>	30,6	2,6
Zircon_05*	41	3,6	316	26	4020	190	4020,0	3,6	<del>87,03</del>	41	3,6
Zircon_06	27	1,8	134	10	3150	150	3150,0	1,8	<del>79,85</del>	27	1,8
Zircon_07	25,7	1,6	87,7	7,1	2500	200	25,7	1,6	<del>70,70</del>	25,7	1,6
Zircon_08*	37,4	3,2	327	20	4190	150	4190,0	3,2	<del>88,56</del>	37,4	3,2
Zircon_09	26,2	1,3	100	16	2670	310	26,2	1,3	<del>73,80</del>	26,2	1,3
Zircon_10*	60,9	3,7	658	65	4700	200	4700,0	3,7	<del>90,74</del>	60,9	3,7
Zircon_11	20,05	0,83	41	3	1620	110	20,1	0,8	<del>51,10</del>	20,05	0,83
Zircon_12	21,4	1,6	73,2	9,9	2490	280	21,4	1,6	<del>70,77</del>	21,4	1,6
Zircon_13	19,5	2	41,9	6	1600	270	19,5	2,0	<del>53,46</del>	19,5	2
Zircon_14	20,7	1,1	32,5	6,1	880	460	20,7	1,1	<del>36,31</del>	20,7	1,1
Zircon_15	25,9	2,2	112	13	2980	200	2980,0	2,2	<del>76,88</del>	25,9	2,2
Zircon_16	22,2	1,6	70	11	2380	340	22,2	1,6	<del>68,29</del>	22,2	1,6
Zircon_17	20,23	0,86	43,6	3,7	1630	190	20,2	0,9	<del>53,60</del>	20,23	0,86
Zircon_18	19,2	1,8	25,4	7,4	460	580	19,2	1,8	24,41	19,2	1,8
Zircon_19*	28,8	1,6	138	13	3070	180	3070,0	1,6	<del>79,13</del>	28,8	1,6
Zircon_20	25,8	1,9	112	16	2800	210	2800,0	1,9	<del>76,96</del>	25,8	1,9
Zircon_21	21,2	1,1	59,2	5,6	2080	170	21,2	1,1	<del>64,19</del>	21,2	1,1
Zircon_22	22	1,6	46,9	8	1590	360	22,0	1,6	<del>53,09</del>	22	1,6
Zircon_23*	46,8	3,3	417	18	4340	150	4340,0	3,3	<del>88,78</del>	46,8	3,3
Zircon_24*	28,6	1,2	155	10	3290	150	3290,0	1,2	<del>81,55</del>	28,6	1,2
Zircon_25*	28,3	1,4	141	12	3180	170	3180,0	1,4	<del>79,93</del>	28,3	1,4

Grano	Razones Corregidas											
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2σ abs	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2σ abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ abs	<sup>208</sup> Pb/ <sup>232</sup> Th	±2σ abs	Rho
<b>Muestra PT 39 – Stock El Manzano (Granitoides El Chueco)</b>												
Zircon_26	226	173	0,77	0,0930	0,0130	0,0389	0,0050	0,0031	0,0002	0,0016	0,0001	0,026
Zircon_27	157	106	0,68	0,2310	0,0260	0,1275	0,0094	0,0041	0,0004	0,0042	0,0004	-0,183
Zircon_28*	141	82,6	0,59	0,2610	0,0370	0,1460	0,0200	0,0040	0,0003	0,0046	0,0006	0,0746
Zircon_29*	258	194	0,75	0,2120	0,0250	0,1170	0,0110	0,0041	0,0002	0,0030	0,0003	-0,176
Zircon_30	123	86	0,70	0,2740	0,0300	0,1600	0,0160	0,0041	0,0003	0,0045	0,0003	0,03
Zircon_31	129,7	75,9	0,59	0,1770	0,0230	0,0950	0,0120	0,0041	0,0003	0,0031	0,0003	0,1667
Zircon_32*	160,1	112,4	0,70	0,3630	0,0360	0,2670	0,0260	0,0053	0,0005	0,0069	0,0006	0,3493
Zircon_33	148	92,4	0,62	0,2070	0,0240	0,1090	0,0120	0,0037	0,0002	0,0033	0,0003	0,0564
Zircon_34*	203	145	0,71	0,4060	0,0310	0,2820	0,0230	0,0051	0,0005	0,0064	0,0011	0,4136
Zircon_35	265	223	0,84	0,1760	0,0280	0,0788	0,0088	0,0034	0,0002	0,0028	0,0002	-0,247

Edades Corregidas (Ma)											
Grano	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±2σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2σ	Best age (Ma)	±2σ	Disc %	Best age (Ma)	±2σ
<b>Muestra PT 39 – Stock El Manzano (Granitoides El Chueco)</b>											
Zircon_26	23,94	0,89	84,9	8,4	2460	190	23,9	0,9	<del>71,80</del>	23,94	0,89
Zircon_27	24,6	1,4	105	12	2840	250	2840,0	1,4	<del>76,57</del>	24,6	1,4
Zircon_28*	30,6	2,6	222	20	3760	190	3760,0	2,6	<del>86,22</del>	30,6	2,6
Zircon_29*	41	3,6	316	26	4020	190	4020,0	3,6	<del>87,03</del>	41	3,6
Zircon_30	27	1,8	134	10	3150	150	3150,0	1,8	<del>79,85</del>	27	1,8
Zircon_31	25,7	1,6	87,7	7,1	2500	200	25,7	1,6	<del>70,70</del>	25,7	1,6
Zircon_32*	37,4	3,2	327	20	4190	150	4190,0	3,2	<del>88,56</del>	37,4	3,2
Zircon_33	26,2	1,3	100	16	2670	310	26,2	1,3	<del>73,80</del>	26,2	1,3
Zircon_34*	60,9	3,7	658	65	4700	200	4700,0	3,7	<del>90,74</del>	60,9	3,7
Zircon_35	20,05	0,83	41	3	1620	110	20,1	0,8	<del>51,10</del>	20,05	0,83

PT 39: Granodiorita de hornblenda. Edad U-Pb por promedio ponderado (*weighted average*) = 20,66 ± 0,57 Ma. MSWD = 2,0  
Edad calculada a partir de los puntos de < 28 Ma

Grano	Razones Corregidas											
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$ abs	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm 2\sigma$ abs	Rho
<b>Muestra PT 40 – Stock Upeo</b>												
Zircon_69*	457	385	0,84	0,0866	0,0088	0,0508	0,0055	0,0041	0,0002	0,0019	0,0002	0,1144
Zircon_70*	146	71,7	0,49	0,3280	0,0430	0,2400	0,0140	0,0055	0,0005	0,0084	0,0009	-0,189
Zircon_71	244	185	0,76	0,1010	0,0170	0,0413	0,0065	0,0031	0,0002	0,0018	0,0002	0,2148
Zircon_72	718	283	0,39	0,0980	0,0110	0,0419	0,0048	0,0031	0,0001	0,0018	0,0002	0,2374
Zircon_73	706	1440	2,04	0,1250	0,0160	0,0530	0,0065	0,0031	0,0001	0,0010	0,0001	0,1217
Zircon_74	240	154,3	0,64	0,1010	0,0150	0,0456	0,0067	0,0034	0,0002	0,0018	0,0002	0,2234
Zircon_75*	834	592	0,71	0,1930	0,0120	0,1057	0,0077	0,0040	0,0001	0,0031	0,0002	0,5418
Zircon_76*	1429	2320	1,62	0,1820	0,0140	0,0939	0,0065	0,0037	0,0001	0,0017	0,0001	0,1174
Zircon_77*	276	317	1,15	0,1320	0,0220	0,0700	0,0120	0,0039	0,0002	0,0016	0,0001	-0,217
Zircon_78	255	248	0,97	0,0670	0,0200	0,0243	0,0069	0,0029	0,0001	0,0012	0,0002	0,1571
Zircon_79	198	131	0,66	0,0640	0,0120	0,0256	0,0049	0,0030	0,0002	0,0011	0,0002	0,2492
Zircon_80*	295	244	0,83	0,1680	0,0180	0,0996	0,0093	0,0043	0,0002	0,0029	0,0002	-0,044
Zircon_81	250	206	0,82	0,1540	0,0150	0,0714	0,0065	0,0032	0,0002	0,0021	0,0002	0,0975
Zircon_82*	465	625	1,34	0,2510	0,0200	0,1338	0,0092	0,0041	0,0002	0,0024	0,0002	0,3063
Zircon_83	1490	2890	1,94	0,0690	0,0038	0,0316	0,0015	0,0033	0,0001	0,0011	0,0000	-0,182
Zircon_84	236	164	0,69	0,1510	0,0240	0,0708	0,0084	0,0034	0,0002	0,0022	0,0002	-0,468
Zircon_85*	142,4	80,4	0,56	0,2580	0,0350	0,1620	0,0230	0,0045	0,0003	0,0054	0,0008	0,2703
Zircon_86	1700	1400	0,82	0,2170	0,0210	0,0980	0,0120	0,0034	0,0002	0,0026	0,0003	0,6685
Zircon_87*	178	108,8	0,61	0,2160	0,0320	0,0970	0,0140	0,0035	0,0002	0,0033	0,0003	0,3936
Zircon_88	3170	5920	1,87	0,1150	0,0110	0,0428	0,0036	0,0027	0,0001	0,0010	0,0000	-0,176
Zircon_89	260	167	0,64	0,0620	0,0120	0,0270	0,0050	0,0031	0,0002	0,0012	0,0002	0,1137
Zircon_90*	1130	1300	1,15	0,2250	0,0340	0,1090	0,0160	0,0036	0,0002	0,0025	0,0003	0,4545

Edades Corregidas (Ma)											
Grano	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	Best age (Ma)	$\pm 2\sigma$	Disc %	Best age (Ma)	$\pm 2\sigma$
<b>Muestra PT 40 – Stock Upeo</b>											
Zircon_69*	26,3	1,1	50,2	5,3	1450	190	26,3	1,1	<del>47,61</del>	26,3	1,1
Zircon_70*	35,6	3,1	219	11	3580	210	3580,0	3,1	<del>83,74</del>	35,6	3,1
Zircon_71	20,2	1,3	41	6,3	1500	340	20,2	1,3	<del>50,73</del>	20,2	1,3
Zircon_72	19,68	0,65	41,7	4,7	1500	230	19,7	0,7	<del>52,81</del>	19,68	0,65
Zircon_73	20,15	0,86	52,3	6,2	2010	230	20,2	0,9	<del>61,47</del>	20,15	0,86
Zircon_74	21,8	1,4	45,2	6,5	1550	300	21,8	1,4	<del>51,77</del>	21,8	1,4
Zircon_75*	25,95	0,8	101,8	7	2774	96	26,0	0,8	<del>74,51</del>	25,95	0,8
Zircon_76*	24,08	0,62	91,1	6	2660	120	24,1	0,6	<del>73,57</del>	24,08	0,62
Zircon_77*	24,8	1,4	68	11	2020	330	24,8	1,4	<del>63,53</del>	24,8	1,4
Zircon_78	18,65	0,8	24,3	6,9	550	640	18,7	0,8	23,25	18,65	0,8
Zircon_79	19,1	1,2	25,6	4,8	670	360	19,1	1,2	25,39	19,1	1,2
Zircon_80*	27,8	1,3	96,2	8,6	2530	180	27,8	1,3	<del>71,10</del>	27,8	1,3
Zircon_81	20,7	1,1	69,9	6,2	2350	170	20,7	1,1	<del>70,39</del>	20,7	1,1
Zircon_82*	26,2	1,1	127,3	8,2	3150	120	3150,0	1,1	<del>79,42</del>	26,2	1,1
Zircon_83	21,28	0,62	31,6	1,5	930	140	21,3	0,6	<del>32,66</del>	21,28	0,62
Zircon_84	21,7	1	69,3	8	2340	260	21,7	1,0	<del>68,69</del>	21,7	1
Zircon_85*	29,1	1,8	154	21	3200	230	3200,0	1,8	<del>81,10</del>	29,1	1,8
Zircon_86	21,8	1,3	97	12	2910	170	2910,0	1,3	<del>77,53</del>	21,8	1,3
Zircon_87*	22,7	1,5	94	13	2950	240	2950,0	1,5	<del>75,85</del>	22,7	1,5
Zircon_88	17,57	0,47	42,5	3,5	1850	180	17,6	0,5	<del>58,66</del>	17,57	0,47
Zircon_89	20	1,2	26,9	4,9	700	380	20,0	1,2	25,65	20	1,2
Zircon_90*	22,8	1,3	104	14	3030	270	3030,0	1,3	<del>78,08</del>	22,8	1,3
PT 40: Granito de hornblenda. Edad U-Pb por promedio ponderado ( <i>weighted average</i> ) = 20,97 ± 0,59 Ma. MSWD = 2,0											
Edad calculada a partir de los puntos de < 22 Ma											



Notas:

- Concentraciones U y Th calculadas empleando un circón estándar externo de acuerdo a Paton *et al.* (2010).
- Incertezas de  $2\sigma$  propagadas de acuerdo a Paton *et al.* (2010).
- Razones  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , edades y errores se calcularon de acuerdo a Petrus & Kamber (2012).
- Los puntos analizados son de 23 micrómetros, usando el protocolo analítico modificado de Solari *et al.* (2010).
- Los datos fueron medidos mediante ICPMS Thermo ICap Qc acoplado a Resonetics, una estación de láser excimer Resolution M050.

## Referencias

- Black, L., Kamo, S., Allen, C., Aleinikoff, J., Davis, D., Korsch, R., Foudoulis, C. 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. *Chemical Geology* 200(1-2), p. 155-170.
- Ludwig K.R. 2001. SQUID 1.02, A User's Manual. *Berkeley Geochronology Center Special Publication* (2).
- Ludwig, K.R. 2003. User's manual for ISOPLOT/EX, Version 3.0, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication* (4).
- Ludwig, K.R. 2008. User's Manual for Isoplot 3.6. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication* (4).
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R. 2010. Improved laser ablation U - Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11(3), 36 p.
- Petrus, J.A. & Kamber, B.S. 2012. VizualAge: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research* 36(3), p. 247-270.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M., Morris, G., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M., Whitehouse, M. 2008. Plešovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology* 249(1-2), p. 1-35.
- Solari, L., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M. 2010. U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research* 34(1), p. 5-18.
- Tera, F. & Wasserburg, G. 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth & Planetary Science Letters* 14, p. 281-304.
- Williams, I.S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Reviews in Economic Geology* 7, p. 1-35.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C. & Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U - Th - Pb, Lu - Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards newsletter* 19(1), p. 1-23.

## **ANEXO C**

### Análisis químicos e isotópicos

## C.1. Metodologías

### C.1.1 Molienda para geoquímica e isotopía de roca total

La molienda de roca de las muestras seleccionadas para análisis químicos e isotópicos de roca total se realizó en el Laboratorio de Preparación de Muestras perteneciente al Departamento de Geología de la Universidad de Chile, a cargo del técnico Sr. Roberto Valles. El proceso inicia con la desintegración manual de cada muestra, constituida por 2 a 3 kg de roca, con martillo y mortero de acero inoxidable. Durante esta etapa se eliminan las caras alteradas de la roca y otros elementos que puedan significar una modificación de los resultados químicos, como enclaves, vetillas y amígdalas, entre otros. Tras este procedimiento se obtiene un primer concentrado de chips con fragmentos de tamaño ~1 mm. Dichos chips son sometidos a una segunda molienda en un mortero de ágata con juego de anillos rotatorios marca RETSCH, modelo RS200. Esta etapa de molienda se realiza bajo una malla 200, obteniéndose ~250 g de polvo de roca de granulometría de 75  $\mu\text{m}$ . Tras la mezcla homogénea del polvo de roca resultante, éste se separa en 2 o 3 partes iguales de acuerdo a la finalidad de la molienda. Luego, cada parte de ~80 a 120 g es almacenada en recipientes plásticos por separado. El número de partes en las que se divide la muestra depende de si a ésta se le realizarán sólo análisis químicos o también isotópicos, además de la restricción de conservar una parte del polvo de roca a modo de respaldo.

### C.1.2 Análisis de elementos mayores y elementos traza en roca total

Los análisis geoquímicos de elementos mayores y elementos trazas fueron realizados en el laboratorio Activation Laboratories Ltd. (Actlabs), Ontario, Canadá. Se enviaron 23 muestras de polvo de roca total con fragmentos de ~75  $\mu\text{m}$  de tamaño, las que fueron analizadas con la técnica *4Litho* para elementos mayores y elementos traza ([www.actlabs.com](http://www.actlabs.com)). Dicha técnica consiste en una primera etapa de fusión de 5 g del polvo de muestra con metaborato de litio y tetraborato de litio mediante un robot, seguido por una etapa de digestión mediante una solución de ácido nítrico débil. A partir de dicho proceso se logra la disolución total de la muestra, garantizando que los óxidos de elementos mayores, minerales refractarios, REE y otros elementos tipo HFSE entren en solución. Cuando la muestra ya ha sido fundida y digerida, es sometida al análisis de elementos mayores mediante ICP-OES (FUS-ICP) y traza mediante un ICP-MS (FUS-MS). El último corresponde a un espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inductivo, modelo Perkin Elmer Sciex ELAN 6000. Se analizaron 3 blancos y 5 controles (3 antes del grupo de muestras y 2 después) por grupo de muestras, los duplicados fueron fundidos y analizados cada 15 muestras. El instrumento se recalibró cada 40 muestras. La calidad de los datos fue controlada analizando varios estándares, donde la desviación relativa fue generalmente  $\leq 5\%$ .

### C.1.3 Análisis isotópicos de Sr-Nd en roca total

Los análisis de composición isotópica de Sr y Nd fueron realizados en dos unidades académicas. Se realizaron 7 análisis en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), en Querétaro-México, a cargo de la Sra. Ofelia Pérez-Arvizu. Los restantes 4 análisis fueron realizados en el *Geosciences Environment Toulouse laboratory* (GET-OMP), Toulouse, Francia, por el Dr. Mathieu Benoit.

Se enviaron 7 muestras de polvo de roca total con granulometría de ~75 µm al LEI – UNAM. Las razones isotópicas de Sr y Nd fueron medidas mediante un ICP-MS modelo Thermo Neptune *Plus*. Las composiciones isotópicas de Nd fueron medidas en soluciones frescas de ~200 ppb, mientras que los isótopos de Sr fueron determinados utilizando soluciones diluidas con concentraciones de ~300 ppb. Los análisis de las muestras consisten en 70 a 100 ciclos estáticos de medición, con cada ciclo medido en integraciones de 4 segundos. Para las mediciones de las razones isotópicas de Sr el conjunto de colectores monitoreó estáticamente a todos los isótopos de interés y las interferencias isobáricas más críticas de Rb y Kr. Las razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  corregidas por interferencia fueron normalizadas exponencialmente por sesgo de masa a  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$  y corregidas a razones estándar NBS-987 de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710230$ . Las razones isotópicas de Nd fueron medidas de forma estática usando toda la matriz colectora para monitorear todos los isótopos de interés y la interferencia isobárica de Sm. Las razones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  calculadas fueron normalizadas exponencialmente por sesgo de masa a  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,72190$ , y se corrigieron a un valor estándar JNd(i) de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512115$  (Tanaka *et al.*, 2000).

Los análisis realizados en el GET-OMP se realizaron a 4 muestras de polvo de roca total con granulometría de ~75 µm mediante un ICP-MS modelo TRITON+ Thermo-scientific. Las composiciones isotópicas de Sr y Nd fueron determinadas después de la disolución de la roca total. Se pesaron 100 mg de polvo de roca en un vaso de precipitado de teflón y fueron disueltos en una mezcla de HF/HNO<sub>3</sub> 1:1. Tras la disolución las muestras fueron secadas y luego disueltas en 5 ml de HNO<sub>3</sub> al 2%. Las alícuotas de estas soluciones fueron tomadas, diluidas y procesadas directamente a través de un SB-ICP-MS con el fin de obtener razones [Rb]/[Sr] y [Sm]/[Nd] precisas. Las soluciones restantes fueron secadas y se extrajo Nd/Sr desde la matriz usando una combinación de las resinas Sr-Spec, Thru-Spec y Ln-Spec. Se utilizó un equivalente de 250 ng de Sr y 100 ng de Nd para los análisis. Los estándares isotópicos NBS987 y La Jolla fueron regularmente analizados durante las mediciones. La reproducibilidad de los estándar fue de  $0,510848 \pm 6$  (n = 50) para La Jolla y  $0,710255 \pm 20$  (n = 70) para NBS987. Los blancos típicos corresponden a 20 pg para el Nd y 150 pg para el Sr. Las razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  corregidas por interferencia fueron normalizadas exponencialmente por sesgo de masa a  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 8,3752$  y  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ .



#### C.1.4 Análisis isotópicos de Hf-O en cristales individuales de circón

Los análisis de composición isotópica del par Hf-O se realizaron de forma acoplada a las dataciones radiométricas U-Pb en los laboratorios del Research School of Earth Sciences – Australian National University (ANU), Australia, durante la misma estadía corta de investigación de la autora de este trabajo.

Los análisis de composición isotópica de O fueron realizados para las 9 muestras datadas anteriormente, en exactamente los mismos puntos analizados para las isotopías de U y Pb tras un nuevo pulido de la superficie de los montajes. El pulido tuvo el objetivo de eliminar los cráteres dejados por el análisis U-Pb en la superficie de los granos de circón. Para analizar las isotopías de O se utilizó el SHRIMP II equipado con una fuente iónica de Cs y una pistola de electrones para la compensación de cargas, de acuerdo a la metodología descrita por Ickert *et al.* (2008). Las razones isotópicas de O fueron determinadas en un modo de múltiple colector usando un multiplicador axial continuo de electrones (*Continuous Electron Multiplier*; CEM), y 2 cabezas flotantes intercambiables con CEM-Copas de Faraday. Las razones  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  medidas y los valores calculados de  $\delta^{18}\text{O}$  han sido normalizados con respecto al valor promedio ponderado de  $\delta^{18}\text{O} = +5,61\text{‰}$  obtenido para circones de la muestra FC1 perteneciente al *Duluth Gabbro*, valor que coincide con los reportados por Ickert *et al.* (2008). La reproducibilidad en los circones de la muestra FC1 fue de  $\delta^{18}\text{O} = \pm 0,330\text{‰}$  y  $0,482\text{‰}$  (incerteza en  $2\sigma$ ) para las sesiones analíticas. Se analizaron circones Temora como referencia adicional durante las sesiones analíticas, con valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de  $7,90 \pm 0,44\text{‰}$  y  $8,18 \pm 0,37\text{‰}$ , de acuerdo con los datos reportados para los circones Temora II por Ickert *et al.* (2008) y Black *et al.* (2004).

Los análisis isotópicos de Lu y Hf fueron realizados para las mismas muestras analizadas por isotopías de U-Pb y O, en la misma ubicación dentro de los cristales individuales de circón. Estos análisis fueron realizados mediante LA-MC-ICPMS, con el equipo RSES Neptune MC-ICPMS acoplado a un láser HelEx Arf Excimer de 193 nm (Eggins *et al.*, 2005). El ICP-MS primero fue ajustado a la sensibilidad óptima utilizando un gran grano de circón de la carbonatita Mud Tank (Woodhead & Hergt, 2005). Las masas isotópicas fueron medidas simultáneamente en un modo colector estático. Se adquirió un blanco de gas a intervalos regulares a través de la sesión analítica, cada 12 análisis. El láser fue disparado a una tasa de repetición de 5-8 Hz proporcionando una densidad de energía en la superficie de la muestra de  $3,2\text{-}3,6 \text{ J/cm}^2$ , con puntos de medición de  $\sim 37 \mu\text{m}^2$  de tamaño. Se tomaron datos por muestra durante 100 s, aunque en la mayoría de los casos se seleccionó un intervalo sobre el cuál las razones  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  fueran consistentes. A través de la sesión analítica se utilizaron ampliamente varios circones de referencia (91500, FC1, Mud Tank, Plesovice y Temora II), los que fueron analizados para monitorear la calidad de datos y su reproducibilidad. Para el estándar 91500 se obtuvo un promedio ponderado del valor  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de  $0,282296 \pm 0,000017$  ( $2\sigma$ ) para 19 de 20 mediciones, para Mud Tank  $0,282507 \pm 0,000012$  ( $2\sigma$ ) para 8 mediciones y para FC1 un valor de  $0,2821823 \pm 0,000008$  ( $2\sigma$ ) para 24 mediciones. La intensidad de la señal fue típicamente  $\sim 5\text{-}6 \text{ V}$  para el Hf total al inicio de la ablación, y disminuyó en el tiempo de adquisición a  $2 \text{ V}$  o menos. Las interferencias isobáricas de  $^{176}\text{Lu}$  y  $^{176}\text{Yb}$  en la señal del  $^{176}\text{Hf}$  fueron corregidas monitoreando las intensidades de las

señales de  $^{175}\text{Lu}$ ,  $^{173}\text{Yb}$ ,  $^{172}\text{Yb}$  y  $^{171}\text{Yb}$ . Los cálculos de la intensidad de la señal para el  $^{176}\text{Hf}$  involucraron correcciones independientes por sesgo de masa para el Lu y el Yb.

Se realizaron 2 análisis isotópicos de Hf en el LEI – UNAM a cargo de la Sra. Ofelia Pérez-Arvizu, en las mismas muestras analizadas para el par U-Pb en dicha instancia. Para los análisis se utilizó el equipo ICP-MS modelo Thermo Neptune *Plus* multi colector acoplado con la estación láser Excimer Resolution M050. Se midieron puntos de 44  $\mu\text{m}$ , ubicándolos en zonas homogéneas de acuerdo a las imágenes de CL, justo sobre el punto en donde se realizó previamente la medición U-Pb para recalcular correctamente las razones  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  con respecto a la edad de cristalización del circón. La reproducibilidad externa de los circones estándar varía ampliamente en  $\pm 1$  unidad epsilon. Para cada ablación se tomaron datos durante 40 s, con repeticiones a tasas de 5 Hz y una densidad de energía de 6 J/cm<sup>2</sup>. Las interferencias isobáricas de  $^{176}\text{Lu}$  y  $^{176}\text{Yb}$  en la señal de  $^{176}\text{Hf}$  fueron corregidas monitoreando el  $^{175}\text{Lu}$ ,  $^{172}\text{Yb}$  y  $^{173}\text{Yb}$  y aplicando correcciones independientes por sesgo de masa como se describe en Solari *et al.* (2017).

## C.2. Análisis químicos de roca total

**Tabla C- 1** – Resultados de los análisis químicos de roca total de las muestras estudiadas.

	Límite detección	PT 2	PT 3	PT 4	PT 7	PT 9	PT 10	PT 12	PT 16	PT 18	PT 25	PT 33	PT 35	MMT 1
SiO <sub>2</sub>	0,01	67,16	67,95	63,95	66,61	57,33	57,73	58,34	53,18	64,95	72,51	56,06	57,52	67,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	15,5	15,7	16	15,2	18	16,3	16,9	17,6	15,5	14,1	17,5	17,7	14,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	0,01	3,86	5,15	4,7	4,9	7,47	7,59	7,34	8,34	4,15	1,87	9,68	6,77	4,92
MnO	0,001	0,085	0,129	0,101	0,181	0,1	0,182	0,139	0,142	0,057	0,062	0,205	0,157	0,087
MgO	0,01	0,63	0,89	1,18	1,26	1,26	2,55	2,34	4,06	1,81	0,3	3,17	2,67	1,69
CaO	0,01	1,7	3,5	2,7	2,82	5,78	5,07	5,27	8,55	3,77	0,4	7,14	6,98	4,23
Na <sub>2</sub> O	0,01	4,17	2,3	4,72	3,37	3,78	3,26	4,01	3,08	4,19	5,09	3,83	3,69	3,32
K <sub>2</sub> O	0,01	5,05	3,09	4,03	2,83	2,1	0,53	2,28	0,71	3,18	3,71	1,11	1,31	2,51
TiO <sub>2</sub>	0,001	0,642	0,696	0,668	0,527	0,841	0,796	0,993	0,961	0,648	0,222	1,242	0,708	0,556
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,09	0,15	0,13	0,15	0,35	0,2	0,36	0,26	0,15	0,03	0,25	0,23	0,08
LOI	0,01	0,67	0,99	0,68	2,48	2,05	4,54	1,43	1,94	0,43	0,76	0,53	2,39	0,42
Total		99,57	100,6	98,9	100,4	99,02	98,76	99,4	98,85	98,78	99,02	100,7	100,1	100,3
Sc	1	8	15	11	10	12	23	17	20	7	2	28	13	14
Be	1	3	2	3	1	2	1	2	1	2	2	1	1	1
V	5	26	34	62	68	137	99	125	212	96	6	219	123	93
Ba	3	885	730	684	398	634	515	463	289	607	695	355	526	572
Sr	2	173	344	249	270	668	518	513	632	522	250	447	599	254
Y	2	40	40	33	25	23	33	25	16	17	22	25	21	32
Zr	4	381	213	306	120	166	145	174	83	239	202	99	178	188
Cr	20	< 20	< 20	20	30	40	50	< 20	70	50	< 20	50	30	60
Co	1	5	4	7	9	21	11	11	25	11	1	21	12	11
Ni	20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	30	20	< 20	< 20	< 20	20
Cu	10	110	10	60	20	30	30	< 10	90	40	< 10	60	20	50
Zn	30	90	60	100	60	100	100	100	90	50	30	100	70	60
Ga	1	18	18	19	16	30	19	18	19	20	15	19	18	14
Ge	1	1	1	1	2	3	1	1	1	< 1	1	1	1	1
As	5	15	6	15	7	6	6	5	< 5	< 5	14	< 5	< 5	< 5
Rb	2	163	64	124	87	117	8	64	11	100	104	20	37	69
Nb	1	8	6	6	4	10	4	5	2	5	7	2	5	2

	Límite detección	PT 2	PT 3	PT 4	PT 7	PT 9	PT 10	PT 12	PT 16	PT 18	PT 25	PT 33	PT 35	MMT 1
Mo	2	4	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	0,5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0,6	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	0,2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	1	4	2	3	1	2	1	1	< 1	1	1	1	< 1	1
Sb	0,5	1	< 0.5	1,1	1,2	1,2	< 0.5	0,9	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cs	0,5	5,3	2,9	6	1,9	2	1,7	1,1	< 0.5	2,8	0,6	0,8	0,7	3,8
La	0,1	34,4	26	30,1	26,5	44,5	16,7	23,1	13,4	26,6	26,4	12,5	22,3	16,4
Ce	0,1	77,2	56,3	66,6	49	89,7	37,6	50,5	29,3	58,4	50,8	28,8	48,4	36,6
Pr	0,05	9,49	7,22	8,27	6,16	11,1	4,91	6,42	3,86	7,07	5,47	4,04	5,93	4,56
Nd	0,1	37,7	29,2	32,8	23,5	45	22	26,9	17,1	27,2	19,7	18,3	24,3	19,1
Sm	0,1	8,2	7	7	4,8	9,7	5,2	6	3,9	5,1	3,6	4,9	4,9	4,8
Eu	0,05	1,15	1,93	1,23	1,37	2,78	1,59	1,64	1,27	1,02	0,84	1,61	1,51	0,87
Gd	0,1	6,8	6,8	6,2	4,3	8,6	5,6	5,6	3,7	3,9	3	5	4,2	4,7
Tb	0,1	1,1	1,1	1	0,7	1,3	0,9	0,8	0,5	0,5	0,5	0,8	0,6	0,7
Dy	0,1	6,4	6,5	5,7	4,3	7,6	5,8	4,6	2,9	2,7	2,9	4,7	3,6	4,7
Ho	0,1	1,3	1,3	1,2	0,9	1,5	1,2	0,9	0,6	0,5	0,6	0,9	0,7	1
Er	0,1	3,7	4,1	3,3	2,5	4,3	3,5	2,6	1,7	1,4	2	2,8	2,1	2,9
Tm	0,05	0,58	0,62	0,52	0,39	0,66	0,53	0,4	0,25	0,21	0,32	0,42	0,33	0,44
Yb	0,1	3,9	4,1	3,4	2,6	4,5	3,5	2,7	1,6	1,4	2,4	2,8	2,2	2,9
Lu	0,04	0,61	0,64	0,52	0,42	0,68	0,55	0,43	0,25	0,22	0,38	0,45	0,34	0,47
Hf	0,2	8,5	4,9	7,4	3,2	6,2	3,4	4,4	2,2	5,1	3,8	2,2	3,6	4
Ta	0,1	0,8	0,6	0,7	0,3	1	0,4	0,5	0,2	0,6	1	0,2	0,4	0,3
W	1	3	< 1	1	1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Tl	0,1	0,6	0,2	0,4	0,3	0,3	< 0.1	0,1	< 0.1	0,2	0,5	< 0.1	< 0.1	0,2
Pb	5	35	10	26	12	17	9	21	10	9	7	8	5	12
Bi	0,4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Th	0,1	14,2	6,8	11,3	6,4	11,4	2,8	9,4	2,7	28,6	14	1,7	4,9	7
U	0,1	3,6	1,7	2,9	1,9	2,9	0,8	2,4	0,8	6,1	3,7	0,5	1,1	1,7

	Límite detección	MMT2	PT37	PT38	PT39	PT40	PT42	PT43	PT62	PT63	PT65	PT66
SiO2	0,01	60,43	72,39	54,75	68,61	68,99	48,87	51,89	61,86	54,67	50,88	50,13
Al2O3	0,01	15,1	14,4	18,3	14,1	14,5	18,2	18,5	16	17	18,6	19,4
Fe2O3(T)	0,01	7,97	2,1	7,61	4,32	3,23	12,44	9,6	5,03	8,73	8,61	8,44
MnO	0,001	0,151	0,039	0,125	0,081	0,067	0,296	0,276	0,1	0,156	0,123	0,131
MgO	0,01	2,5	0,71	3,82	1,21	0,99	3,63	3,23	3,01	3,48	3,91	3,65
CaO	0,01	5,78	1,84	7,1	3,15	3,46	8,84	7,99	5,2	6,18	7,75	8,28
Na2O	0,01	3,71	4,45	4,15	3,08	4,07	3,08	3,37	3,78	4,24	4,09	3,69
K2O	0,01	0,98	3,14	1,25	3,1	2,05	0,56	1,47	1,76	1,65	1,11	1,44
TiO2	0,001	0,847	0,282	0,884	0,464	0,417	1,411	0,777	0,606	0,966	0,921	1,055
P2O5	0,01	0,19	0,07	0,25	0,01	0,07	0,61	0,31	0,1	0,15	0,22	0,26
LOI	0,01	1,48	0,92	0,74	1,9	0,92	1,6	1,25	2,78	2,76	2,48	2,58
Total		99,16	100,4	98,94	99,96	98,76	99,56	98,64	100,2	99,98	98,64	99,1
Sc	1	21	4	18	11	10	26	15	13	27	21	22
Be	1	< 1	2	1	< 1	1	2	1	1	1	1	< 1
V	5	135	34	192	79	57	255	147	123	246	226	251
Ba	2	297	543	350	589	454	289	462	523	372	308	317
Sr	2	290	244	774	182	228	697	768	551	558	641	756
Y	2	28	15	15	24	18	31	21	10	18	14	14
Zr	2	100	96	73	155	109	101	43	83	86	53	57
Cr	20	30	60	50	60	40	40	60	110	60	30	40
Co	1	22	31	34	35	26	40	30	28	35	28	38
Ni	20	< 20	30	30	30	< 20	30	30	60	30	< 20	30
Cu	10	50	300	70	70	< 10	30	100	50	110	70	160
Zn	30	70	< 30	60	30	< 30	130	130	50	80	80	80
Ga	1	16	17	20	14	15	19	17	17	21	20	21
Ge	1	1	2	1	2	2	2	2	2	2	1	1
As	5	5	< 5	< 5	9	< 5	6	14	6	< 5	< 5	< 5
Rb	2	24	115	30	101	43	8	30	40	48	24	17
Nb	1	2	1	5	< 1	4	5	2	< 1	< 1	3	3



	Límite detección	MMT2	PT37	PT38	PT39	PT40	PT42	PT43	PT62	PT63	PT65	PT66
Mo	2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	0,5	< 0.5	0,7	< 0.5	0,7	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0,8	0,5	< 0.5	< 0.5
In	0,2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	1	< 1	< 1	< 1	< 1	1	3	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sb	0,5	< 0.5	1,8	0,7	2,3	0,9	1,2	1,7	2	2,3	0,9	0,8
Cs	0,5	0,6	2,8	2,3	3,7	1,3	0,7	2	2,2	5,7	0,8	< 0.5
La	0,1	8,2	29,3	13,3	14,3	13,3	23,1	14,4	12,4	11,1	10	9,9
Ce	0,1	20,2	63,4	31,4	27,8	26,4	53	31,4	24,2	25,3	21,9	21,8
Pr	0,05	2,82	7,35	3,99	3,7	3,1	6,73	3,98	2,71	3,29	2,83	2,84
Nd	0,1	13,4	26,8	18,1	14,8	12,3	31,3	18,3	10,7	14,3	12,3	13,3
Sm	0,1	4	5	3,9	3,5	3	7,5	4,4	2,4	3,6	3	3,2
Eu	0,05	1,13	0,64	1,17	0,77	0,81	1,95	1,44	0,8	1,06	0,94	1,04
Gd	0,1	4,6	3,1	3,4	3,4	2,9	6,8	4,2	1,9	3,3	2,7	3
Tb	0,1	0,8	0,4	0,5	0,6	0,5	1	0,6	0,3	0,6	0,4	0,5
Dy	0,1	5,1	2,5	2,9	3,7	3	5,8	3,8	1,7	3,2	2,6	2,7
Ho	0,1	1,1	0,5	0,6	0,8	0,6	1,1	0,7	0,3	0,7	0,5	0,5
Er	0,1	3,2	1,5	1,5	2,4	1,9	3,2	2,3	1	2,1	1,4	1,4
Tm	0,05	0,48	0,23	0,21	0,37	0,31	0,49	0,33	0,15	0,31	0,21	0,2
Yb	0,1	3,3	1,6	1,5	2,6	2,1	3,1	2,2	1,1	2,1	1,4	1,4
Lu	0,01	0,53	0,26	0,25	0,44	0,36	0,5	0,35	0,18	0,34	0,22	0,22
Hf	0,2	2,8	3,1	1,8	4,6	2,8	2,6	1,3	2,1	2,8	1,4	1,5
Ta	0,1	0,1	0,3	0,2	0,1	0,3	0,2	0,1	< 0.1	< 0.1	0,2	0,2
W	1	78	231	98	203	171	85	102	118	98	40	104
Tl	0,1	0,1	0,2	0,4	0,5	0,4	0,2	0,4	< 0.1	< 0.1	0,2	0,2
Pb	5	7	9	6	13	9	13	15	8	6	7	7
Bi	0,4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Th	0,1	1,7	9,9	2,6	7,6	5,6	3,1	1	4,1	3,5	2,4	2
U	0,1	0,6	2,8	0,8	2,3	1,1	0,8	0,3	1,2	1,1	0,7	0,5

## C.2. Análisis isotópicos de Sr – Nd en roca total

**Tabla C- 2** – Resultados de los análisis isotópicos Sr-Nd en roca total. Las edades con (\*) corresponden a edades estimadas a partir de la conjunción de la disposición estratigráfica de los afloramientos analizados y la existencia de dataciones radiométricas en rocas estratificadas inmediatamente cercanas a las analizadas. Las edades con (+) son las obtenidas en este trabajo, y la edad con el símbolo (++) fue obtenida de Contreras & Schilling (en prensa). Se presentan además los valores medidos para los isótopos padre  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  obtenidos para las muestras analizadas por el Dr. Mathieu Benoit en el *Geosciences Environment Toulouse laboratory* (GET-OMP), Toulouse, Francia.

Muestra	Edad (Ma)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ directo ICP	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ directo ICP	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medido	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medido	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{i})$	$\epsilon\text{Nd}(\text{i})$
PT 12	30,00*	0,360436	0,134295	0,703940	0,512809	0,7038	0,5128	3,57
PT 16	16,00*	-	-	0,703860	0,512850	0,7038	0,5128	4,26
PT 18	5,12 <sup>+</sup>	-	-	0,704289	0,512743	0,7042	0,5127	2,11
PT 33	40,00*	-	-	0,703841	0,512875	0,7038	0,5128	4,80
PT 37	8,06 <sup>+</sup>	-	-	0,705351	0,512805	0,7052	0,5128	3,35
PT 38	9,07 <sup>+</sup>	-	-	0,703881	0,512817	0,7039	0,5128	3,57
MMT 1	19,48 <sup>+</sup>	-	-	0,703961	0,512939	0,7038	0,5129	5,99
MMT 2	18,20 <sup>++</sup>	0,210890	0,169607	0,703827	0,512949	0,7038	0,5129	6,13
PT 42	25,00*	0,033730	0,137464	0,703977	0,512762	0,7040	0,5127	2,61
PT 62	17,01*	0,219169	0,121656	0,70378	0,512871	0,7037	0,5129	4,71
PT 66	18,00*	-	-	0,703788	0,512858	0,7038	0,5128	4,42

### Notas:

- Constante de decaimiento de  $^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ años}^{-1}$  (White, 2015).
- Constante de decaimiento de  $^{147}\text{Sm} = 6,54 \times 10^{-12} \text{ años}^{-1}$  (White, 2015).
- $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,51263$  Valor utilizado para el cálculo de los valores de  $\epsilon\text{Nd}(\text{i})$  (Bouvier et al., 2008).

### C.3 Análisis isotópicos de Hf en cristales individuales de circón

**Tabla C- 3** – Resultados de los análisis isotópicos de Lu y Hf para cristales individuales de circón.

Spot	Edad (Ma)	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	εHf(t)	2σ	T <sup>2</sup> <sub>DM</sub> (corteza)
<b>Stock La Confluencia – Muestra PT 4</b>									
1.1	13,5	0,4	0,283087	0,000048	0,00071	0,00002	10,97	1,70	305
2.1	13,7	0,3	0,283039	0,000057	0,00168	0,00013	9,27	2,02	414
3.1	13,5	0,4	0,283049	0,000046	0,00102	0,00005	9,63	1,63	392
7.1	14,2	0,4	0,283035	0,000041	0,00112	0,00006	9,15	1,45	423
8.1	13,4	0,3	0,283018	0,000034	0,00111	0,00011	8,53	1,20	462
10.1	13,0	0,3	0,283028	0,000032	0,00162	0,00002	8,87	1,13	440
11.1	13,3	0,2	0,283060	0,000049	0,00110	0,00002	10,01	1,73	367
12.1	13,8	0,3	0,283031	0,000044	0,00066	0,00001	9,00	1,56	432
13.1	13,3	0,3	0,283043	0,000033	0,00075	0,00003	9,41	1,17	405
14.1	13,6	0,4	0,283042	0,000038	0,00085	0,00001	9,38	1,34	407
16.1	12,6	0,4	0,283050	0,000044	0,00082	0,00002	9,64	1,56	390
17.1	13,3	0,4	0,283075	0,000050	0,00112	0,00002	10,54	1,77	333
18.1	13,2	0,2	0,283007	0,000035	0,00080	0,00005	8,14	1,24	487
20.1	13,1	0,3	0,283019	0,000041	0,00067	0,00001	8,56	1,45	459
21.1	13,7	0,3	0,283047	0,000040	0,00078	0,00003	9,56	1,41	396
22.1	13,0	0,4	0,283047	0,000042	0,00122	0,00002	9,54	1,49	396
<b>Stock El Azufre – Muestra PT 18</b>									
1.1	5,12	0,22	0,282876	0,000041	0,00038	0,00002	3,33	1,45	786
2.2	5,33	0,21	0,282904	0,000040	0,00047	0,00004	4,32	1,41	723
3.1	5,26	0,26	0,282913	0,000044	0,00039	0,00003	4,64	1,56	703
4.1	5,03	0,26	0,282910	0,000039	0,00043	0,00000	4,53	1,38	710
5.1	4,92	0,27	0,282915	0,000032	0,00043	0,00003	4,70	1,13	699
6.1	4,92	0,16	0,282954	0,000036	0,00035	0,00001	6,08	1,27	611
6.2	4,89	0,19	0,282892	0,000044	0,00046	0,00003	3,89	1,56	750
7.1	5,25	0,19	0,282912	0,000043	0,00042	0,00002	4,61	1,52	705
8.1	5,05	0,24	0,282930	0,000039	0,00038	0,00000	5,24	1,38	665
9.1	5,41	0,16	0,282943	0,000031	0,00050	0,00000	5,71	1,10	635
10.1	4,78	0,18	0,282904	0,000038	0,00039	0,00001	4,31	1,34	723
11.1	5,21	0,20	0,282904	0,000031	0,00045	0,00002	4,32	1,10	723
12.1	4,97	0,11	0,282903	0,000044	0,00050	0,00003	4,28	1,56	726
13.1	4,97	0,17	0,282927	0,000037	0,00039	0,00000	5,13	1,31	672
14.1	5,18	0,20	0,282916	0,000037	0,00043	0,00002	4,75	1,31	696
15.1	5,14	0,24	0,282930	0,000040	0,00044	0,00003	5,24	1,41	665
16.1	5,08	0,18	0,282887	0,000040	0,00039	0,00002	3,72	1,41	761
17.1	5,02	0,18	0,282912	0,000034	0,00071	0,00002	4,60	1,20	705
<b>Stock – Granitoides El Chueco – Muestra MMT 1</b>									
1.1	20,3	0,7	0,283130	0,000043	0,00102	0,00002	12,64	1,52	204
2.1	19,4	0,6	0,283109	0,000042	0,00123	0,00003	11,87	1,49	252
4.1	18,8	0,5	0,283117	0,000047	0,00142	0,00008	12,14	1,66	235
5.1	19,9	0,7	0,283076	0,000053	0,00139	0,00014	10,71	1,87	327
6.1	18,7	0,7	0,283072	0,000050	0,00098	0,00004	10,55	1,77	336
7.1	19,6	0,4	0,283054	0,000034	0,00144	0,00005	9,93	1,20	377
8.1	18,9	0,5	0,283084	0,000047	0,00134	0,00004	10,98	1,66	309
10.1	18,5	0,5	0,283115	0,000036	0,00231	0,00007	12,05	1,27	240
11.1	19,2	0,6	0,283126	0,000050	0,00156	0,00016	12,47	1,77	214
12.1	19,8	0,3	0,283071	0,000044	0,00236	0,00012	10,52	1,56	339
13.1	19,6	0,4	0,283105	0,000043	0,00207	0,00005	11,72	1,52	262

Spot	Edad (Ma)	2 $\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 $\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 $\sigma$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	2 $\sigma$	T $^2_{\text{DM}}$ (corteza)
14.1	19,3	0,4	0,283121	0,000044	0,00169	0,00013	12,29	1,56	226
15.1	19,3	0,5	0,283109	0,000041	0,00159	0,00011	11,87	1,45	253
16.1	19,5	0,5	0,283063	0,000055	0,00195	0,00018	10,24	1,95	357
19.1	19,3	0,7	0,283094	0,000034	0,00066	0,00003	11,35	1,20	286
20.1	20,3	0,4	0,283065	0,000045	0,00181	0,00003	10,33	1,59	352
<b>Stock Leyton – Muestra PT 37</b>									
1.1	8,11	0,13	0,282948	0,000049	0,00241	0,00013	5,93	1,73	623
2.1	8,17	0,13	0,282996	0,000047	0,00239	0,00008	7,63	1,66	515
3.1	8,01	0,20	0,282984	0,000072	0,00194	0,00016	7,20	2,55	542
1.1	8,11	0,13	0,282948	0,000049	0,00241	0,00013	5,93	1,73	623
4.1	7,92	0,12	0,282994	0,000058	0,00280	0,00022	7,55	2,05	520
6.1	8,11	0,12	0,282949	0,000039	0,00241	0,00006	5,97	1,38	621
8.1	8,13	0,11	0,282966	0,000079	0,00369	0,00008	6,56	2,79	583
9.1	7,99	0,14	0,282960	0,000031	0,00159	0,00006	6,36	1,10	596
10.1	8,12	0,13	0,282986	0,000058	0,00303	0,00009	7,27	2,05	538
12.1	8,09	0,12	0,282970	0,000067	0,00260	0,00017	6,71	2,37	574
13.1	8,03	0,15	0,282965	0,000047	0,00191	0,00004	6,53	1,66	585
14.1	8,02	0,14	0,283011	0,000054	0,00169	0,00005	8,16	1,91	481
15.1	7,64	0,14	0,282983	0,000057	0,00228	0,00010	7,16	2,02	544
18.1	8,10	0,18	0,282970	0,000056	0,00351	0,00021	6,70	1,98	574
20.1	7,82	0,16	0,283047	0,000039	0,00113	0,00003	9,43	1,38	399
21.1	8,03	0,11	0,282912	0,000043	0,00246	0,00025	4,66	1,52	704
22.1	8,10	0,15	0,282944	0,000035	0,00222	0,00010	5,79	1,24	632
<b>Stock Los Cipreses – Muestra PT 38</b>									
1.2	9,20	0,14	0,282806	0,000099	0,00452	0,00021	0,92	3,50	942
2.1	8,98	0,16	0,282994	0,000069	0,00294	0,00009	7,57	2,44	519
3.1	9,18	0,17	0,283010	0,000100	0,00499	0,00004	8,13	3,54	484
4.1	9,24	0,15	0,282926	0,000058	0,00323	0,00013	5,17	2,05	672
6.1	8,58	0,28	0,282994	0,000067	0,00212	0,00007	7,57	2,37	519
8.1	8,88	0,18	0,283005	0,000036	0,00253	0,00008	7,96	1,27	494
9.1	9,46	0,28	0,283007	0,000046	0,00175	0,00009	8,05	1,63	489
<b>Formación Corona del Fraile – Muestra PT 64</b>									
1.1	10,11	0,22	0,282995	0,000042	0,00108	0,00002	7,64	1,49	516
2.1	10,58	0,34	0,283010	0,000049	0,00092	0,00002	8,19	1,73	481
3.1	10,02	0,23	0,282968	0,000051	0,00145	0,00006	6,68	1,80	577
4.1	9,94	0,18	0,282963	0,000075	0,00143	0,00011	6,51	2,65	588
5.1	10,02	0,16	0,282997	0,000090	0,00166	0,00014	7,71	3,18	511
6.1	10,22	0,24	0,283030	0,000053	0,00143	0,00006	8,88	1,87	437
7.1	10,52	0,21	0,283018	0,000053	0,00132	0,00007	8,46	1,87	464
8.1	9,97	0,20	0,283021	0,000070	0,00127	0,00008	8,56	2,48	457
9.1	9,54	0,28	0,282998	0,000056	0,00115	0,00008	7,74	1,98	509
11.1	10,01	0,20	0,283007	0,000049	0,00138	0,00004	8,06	1,73	489
12.1	9,79	0,27	0,282997	0,000037	0,00096	0,00006	7,71	1,31	511
12.2	<u>9,79</u>	<u>0,27</u>	0,283018	0,000043	0,00178	0,00017	8,45	1,52	464
13.1	10,05	0,24	0,282991	0,000050	0,00137	0,00019	7,50	1,77	525
14.1	10,20	0,20	0,283023	0,000062	0,00091	0,00001	8,64	2,19	452

Spot	Edad (Ma)	2 $\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 $\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 $\sigma$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	2 $\sigma$	T $^2_{\text{DM}}$ (corteza)
14.2	10,20	0,20	0,282965	0,000073	0,00200	0,00007	6,58	2,58	584
15.1	10,19	0,19	0,283060	0,000100	0,00152	0,00012	9,94	3,54	369
16.1	9,91	0,39	0,283081	0,000040	0,00114	0,00007	10,68	1,41	321
17.1	10,20	0,14	0,282992	0,000075	0,00183	0,00016	7,53	2,65	523
18.1	9,76	0,26	0,283033	0,000055	0,00100	0,00003	8,98	1,94	430
19.1	10,03	0,23	0,283028	0,000048	0,00134	0,00007	8,81	1,70	441
21.1	9,27	0,82	0,283042	0,000049	0,00144	0,00004	9,29	1,73	410
22.1	9,84	0,19	0,282983	0,000079	0,00131	0,00006	7,21	2,79	543
23.1	9,92	0,18	0,282999	0,000042	0,00136	0,00005	7,78	1,49	507
24.1	10,19	0,22	0,283026	0,000067	0,00137	0,00005	8,74	2,37	446
<b>Formación Corona del Fraile – Muestra AH-B-1</b>									
1.1	17,1	0,3	0,283077	0,000057	0,00307	0,00007	10,67	2,02	328
2.1	17,7	0,5	0,283056	0,000071	0,00118	0,00013	9,96	2,51	373
3.1	17,4	0,3	0,283031	0,000060	0,00699	0,00008	9,00	2,12	434
4.1	17,0	0,2	0,282987	0,000078	0,00314	0,00026	7,48	2,76	531
6.1	17,3	0,3	0,283052	0,000056	0,00347	0,00009	9,79	1,98	384
7.1	17,0	0,3	0,283068	0,000036	0,00149	0,00002	10,37	1,27	347
9.1	17,2	0,3	0,283041	0,000047	0,00263	0,00010	9,40	1,66	409
10.1	16,3	0,7	0,283032	0,000064	0,00222	0,00025	9,07	2,26	429
11.1	17,0	0,3	0,283037	0,000033	0,00222	0,00004	9,26	1,17	418
13.1	17,0	0,3	0,283106	0,000047	0,00247	0,00010	11,70	1,66	261
14.1	17,3	0,3	0,283054	0,000057	0,00252	0,00019	9,87	2,02	379
17.1	15,8	0,6	0,283095	0,000061	0,00379	0,00037	11,27	2,16	288
18.1	17,1	0,3	0,283019	0,000056	0,00475	0,00025	8,60	1,98	460
19.1	16,6	0,3	0,283003	0,000067	0,00174	0,00015	8,06	2,37	494
20.1	17,0	0,3	0,283035	0,000055	0,00328	0,00007	9,18	1,95	423
22.1	17,1	0,3	0,283063	0,000037	0,00250	0,00007	10,18	1,31	359
24.1	16,8	0,3	0,283069	0,000066	0,00352	0,00017	10,38	2,33	346
<b>Stock El Colorado – Muestra RC-06</b>									
1.1	10,4	0,2	0,283035	0,000038	0,00095	0,00009	9,07	1,34	425
2.1	10,4	0,2	0,283027	0,000044	0,00114	0,00004	8,78	1,56	443
3.1	10,3	0,3	0,283021	0,000056	0,00073	0,00006	8,57	1,98	457
4.1	10,1	0,2	0,283012	0,000048	0,00119	0,00003	8,24	1,70	477
5.1	10,2	0,2	0,283032	0,000036	0,00089	0,00003	8,96	1,27	432
8.1	10,1	0,2	0,283003	0,000036	0,00094	0,00004	7,93	1,27	497
9.1	10,2	0,2	0,283027	0,000033	0,00073	0,00002	8,78	1,17	443
10.1	10,5	0,2	0,283007	0,000039	0,00143	0,00005	8,07	1,38	488
12.1	10,5	0,3	0,283028	0,000035	0,00076	0,00003	8,82	1,24	441
13.1	10,7	0,2	0,283026	0,000038	0,00104	0,00006	8,75	1,34	445
14.1	10,0	0,2	0,283012	0,000035	0,00089	0,00003	8,24	1,24	477
15.1	10,3	0,2	0,283028	0,000029	0,00120	0,00005	8,81	1,03	441
16.1	10,5	0,3	0,283037	0,000038	0,00104	0,00003	9,14	1,34	420
17.1	10,8	0,3	0,282961	0,000059	0,00139	0,00023	6,45	2,09	592
18.1	10,3	0,2	0,282976	0,000035	0,00121	0,00002	6,97	1,24	558
19.1	10,1	0,2	0,282988	0,000045	0,00156	0,00010	7,39	1,59	532
<b>Stock El Baúl – Muestra RC-08</b>									
1.1	8,61	0,17	0,282988	0,000048	0,00132	0,00006	7,36	1,70	532
2.1	8,42	0,22	0,283022	0,000037	0,00151	0,00005	8,56	1,31	456
3.1	8,31	0,22	0,283018	0,000040	0,00210	0,00009	8,41	1,41	465
4.1	8,81	0,16	0,283001	0,000055	0,00264	0,00012	7,82	1,94	503
5.1	8,43	0,24	0,283057	0,000052	0,00249	0,00012	9,79	1,84	377



Spot	Edad (Ma)	2σ	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	2σ	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	2σ	εHf(t)	2σ	T <sub>DM</sub> <sup>2</sup> (corteza)
6.1	8,79	0,14	0,282970	0,000046	0,00212	0,00008	6,72	1,63	573
7.1	8,64	0,18	0,282999	0,000047	0,00181	0,00008	7,75	1,66	508
8.1	8,59	0,15	0,283007	0,000043	0,00168	0,00010	8,03	1,52	490
10.1	8,57	0,18	0,283011	0,000038	0,00165	0,00006	8,17	1,34	481
12.1	8,61	0,16	0,282939	0,000038	0,00168	0,00009	5,63	1,34	643
13.1	8,61	0,15	0,282991	0,000053	0,00362	0,00026	7,46	1,87	526
14.1	8,71	0,18	0,282993	0,000043	0,00149	0,00009	7,54	1,52	521
15.1	8,55	0,18	0,282955	0,000037	0,00086	0,00004	6,20	1,31	607
17.1	8,87	0,22	0,283003	0,000049	0,00224	0,00012	7,89	1,73	499
19.1	8,55	0,19	0,282973	0,000044	0,00239	0,00011	6,82	1,56	567
21.1	8,67	0,22	0,283008	0,000042	0,00133	0,00001	8,07	1,49	487
<b>Stock Termas del Flaco – Muestra PT 35</b>									
Hf	70,6		0,282799	0,000041	0,002185	0,000020	1,96		782
Hf_1	69,3		0,282828	0,000028	0,001279	0,000053	3,00		730
Hf_2	70		0,282839	0,000039	0,003001	0,000021	3,33		714
Hf_3	68,7		0,282793	0,000028	0,001712	0,000088	1,73		792
Hf_4	68		0,282772	0,000047	0,006160	0,000120	0,77		839
Hf_5	71,5		0,282761	0,000035	0,002176	0,000042	0,64		849
Hf_6	68,8		0,282872	0,000035	0,002730	0,000024	4,48		656
Hf_7	69,3		0,282740	0,000050	0,006990	0,000110	-0,37		897
Hf_8	68,3		0,282760	0,000042	0,003580	0,000110	0,47		854
Hf_9	68,2		0,282848	0,000061	0,002681	0,000030	3,62		698
Hf_10	67,9		0,282701	0,000048	0,007861	0,000087	-1,82		967
Hf_11	73,3		0,282745	0,000027	0,000897	0,000036	0,17		873
Hf_12	303,8		0,282463	0,000024	0,000317	0,000010	-4,70		1304
Hf_13	270,5		0,282506	0,000027	0,001071	0,000006	-4,04		1244
Hf_14	69,6		0,282746	0,000028	0,001855	0,000046	0,08		875
Hf_15	70,4		0,282788	0,000042	0,004305	0,000002	1,47		807
Hf_16	68,9		0,282752	0,000032	0,001701	0,000023	0,29		864
Hf_17	210		0,282577	0,000020	0,000442	0,000055	-2,75		1131
Hf_18	74,3		0,282771	0,000038	0,003660	0,000120	0,97		834
Hf_19	68,6		0,282832	0,000060	0,007093	0,000017	2,86		736
<b>Stock El Manzano – Granitoides El Chueco- Muestra PT 39</b>									
Hf	23,94		0,282850	0,000120	0,002654	0,000049	2,79		703
Hf_1	24,60		0,283046	0,000055	0,001369	0,000017	9,75		356
Hf_2	25,70		0,283124	0,000037	0,001886	0,000043	12,53		218
Hf_3	26,20		0,283011	0,000060	0,002032	0,000085	8,54		418
Hf_4	20,05		0,283105	0,000044	0,002840	0,000130	11,72		254
Hf_5	21,40		0,283103	0,000036	0,001587	0,000014	11,70		256
Hf_6	19,50		0,283086	0,000045	0,001090	0,000024	11,06		286
Hf_7	20,70		0,283066	0,000032	0,001618	0,000014	10,37		322
Hf_8	25,90		0,283037	0,000074	0,001748	0,000015	9,46		372
Hf_9	20,23		0,283081	0,000035	0,001349	0,000028	10,90		295
Hf_10	19,20		0,282905	0,000075	0,001822	0,000017	4,65		606
Hf_11	21,20		0,283102	0,000025	0,001007	0,000020	11,67		258
Hf_12	22,00		0,283118	0,000048	0,001373	0,000044	12,24		229
Hf_13	21,70		0,283070	0,000027	0,001186	0,000022	10,54		314
Hf_14	19,70		0,283105	0,000034	0,001510	0,000011	11,73		253
Hf_15	26,30		0,283063	0,000049	0,001449	0,000008	10,39		326

Spot	Edad (Ma)	2 $\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 $\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2 $\sigma$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	2 $\sigma$	$T^2_{\text{DM}}$ (corteza)
Hf_16	26,10		0,283080	0,000047	0,001961	0,000068	10,98		296
Hf_17	24,10		0,283078	0,000023	0,001215	0,000012	10,88		300
Hf_18	21,90		0,283100	0,000094	0,003700	0,000240	11,57		263
Hf_19	20,30		0,283080	0,000033	0,001021	0,000018	10,87		297
<b>Stock Upeo – Muestra PT 40</b>									
Hf	26,30		0,283113	0,000027	0,003870	0,000180	12,12		239
Hf_1	35,60		0,283100	0,000130	0,002233	0,000091	11,88		259
Hf_2	20,20		0,282972	0,000075	0,004300	0,000540	7,00		490
Hf_3	19,68		0,283057	0,000024	0,001609	0,000012	10,03		338
Hf_4	20,15		0,283060	0,000160	0,002310	0,000120	10,14		333
Hf_5	21,80		0,283027	0,000036	0,002136	0,000033	9,01		391
Hf_6	25,95		0,282992	0,000067	0,006270	0,000310	7,79		455
Hf_7	24,08		0,283086	0,000077	0,007720	0,000270	11,06		291
Hf_8	24,80		0,283095	0,000041	0,004650	0,000400	11,44		272
Hf_9	18,65		0,283105	0,000031	0,001631	0,000026	11,71		253
Hf_10	19,10		0,283114	0,000026	0,001053	0,000026	12,05		237
Hf_11	27,80		0,283101	0,000082	0,003396	0,000035	11,73		260
Hf_12	20,70		0,283090	0,000050	0,002228	0,000072	11,21		280
Hf_13	21,28		0,283051	0,000033	0,003433	0,000087	9,83		350
Hf_14	21,70		0,283117	0,000040	0,001762	0,000042	12,20		231
Hf_15	29,10		0,283081	0,000024	0,001217	0,000012	11,09		293
Hf_16	21,80		0,283112	0,000050	0,002548	0,000033	12,01		241
Hf_17	22,70		0,283074	0,000020	0,001457	0,000017	10,70		307
Hf_18	20,00		0,283080	0,000029	0,001869	0,000064	10,85		297
Hf_19	22,80		0,283110	0,000300	0,007609	0,000094	11,88		248

#### Notas:

- Constante de desintegración  $^{176}\text{Lu} = 1,867 \times 10^{-11} \text{ años}^{-1}$  (Söderlund et al., 2004).
- $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0,283225$ . Valor actual para el Manto Empobrecido (Vervoort & Blichert-Toft, 1999).
- $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{DM}} = 0,0385$ . Valor actual para el Manto Empobrecido (Vervoort & Blichert-Toft, 1999).
- $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} = 0,282785$ . Valor utilizado para el cálculo de  $\epsilon\text{Hf}(t)$  (Blichert-Toft & Albarède, 1997).

## C.4 Análisis isotópicos de O en cristales individuales de circón

**Tabla C- 4** – Resultados de los análisis isotópicos de O para los cristales individuales de circón analizados mediante SHRIMP.

Spot	Edad (Ma)	2 $\sigma$	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ corregido	2 $\sigma$	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	2 $\sigma$ interno	2 $\sigma$ externo
<b>Stock La Confluencia – Muestra PT 4</b>							
1.1	13,5	0,8	0,0020408	0,0000004	4,2594	0,1770	0,5066
2.1	13,7	0,5	0,0020424	0,0000003	5,0471	0,1286	0,4919
3.1	13,5	0,7	0,0020407	0,0000004	4,2023	0,1900	0,5114
7.1	14,2	0,9	0,0020432	0,0000004	5,4390	0,2028	0,5161
8.1	13,4	0,5	0,0020408	0,0000004	4,2412	0,1792	0,5074
10.1	13,0	0,5	0,0020414	0,0000004	4,5315	0,1817	0,5083
11.1	13,3	0,4	0,0020422	0,0000005	4,9044	0,2346	0,5295
12.1	13,8	0,7	0,0020423	0,0000004	4,9950	0,1950	0,5131
13.1	13,3	0,5	0,0020419	0,0000004	4,7669	0,2137	0,5205
14.1	13,6	0,7	0,0020414	0,0000004	4,5333	0,2131	0,5203
16.1	12,6	0,9	0,0020418	0,0000005	4,7309	0,2261	0,5259
17.1	13,3	0,9	0,0020418	0,0000004	4,7197	0,1781	0,5071
18.1	13,2	0,3	0,0020417	0,0000004	4,6877	0,2044	0,5168
20.1	13,1	0,7	0,0020423	0,0000003	4,9563	0,1690	0,5039
21.1	13,7	0,6	0,0020437	0,0000004	5,6606	0,1926	0,5124
22.1	13,0	0,7	0,0020421	0,0000005	4,8809	0,2502	0,5366
<b>Stock El Azufre – Muestra PT 18</b>							
1.1	5,1	0,4	0,0020436	0,0000004	5,5922	0,1997	0,5150
2.2	5,3	0,4	0,0020428	0,0000004	5,2212	0,2162	0,5217
3.1	5,3	0,5	0,0020421	0,0000004	4,8908	0,1967	0,5139
4.1	5,0	0,5	0,0020437	0,0000004	5,6713	0,2149	0,5210
5.1	4,9	0,5	0,0020427	0,0000005	5,1544	0,2257	0,5256
6.1	4,9	0,3	0,0020433	0,0000004	5,4865	0,1808	0,5079
6.2	4,9	0,4	0,0020436	0,0000003	5,5940	0,1623	0,5017
7.1	5,2	0,4	0,0020433	0,0000004	5,4653	0,1941	0,5129
8.1	5,1	0,5	0,0020426	0,0000004	5,1357	0,1942	0,5129
9.1	5,4	0,3	0,0020438	0,0000004	5,7350	0,1743	0,5056
10.1	4,8	0,4	0,0020446	0,0000004	6,1114	0,2109	0,5194
11.1	5,2	0,4	0,0020437	0,0000004	5,6722	0,1818	0,5082
12.1	5,0	0,2	0,0020425	0,0000003	5,0744	0,1578	0,5002
13.1	5,0	0,3	0,0020433	0,0000004	5,4860	0,2028	0,5161
14.1	5,2	0,4	0,0020431	0,0000004	5,3757	0,2012	0,5156
15.1	5,1	0,5	0,0020430	0,0000005	5,3307	0,2228	0,5243
16.1	5,1	0,4	0,0020425	0,0000004	5,0867	0,1737	0,5055
17.1	5,0	0,4	0,0020429	0,0000003	5,2742	0,1537	0,4990
<b>Stock – Granitoides El Chueco – Muestra MMT 1</b>							
1.1	20,3	1,3	0,0020389	0,0000003	3,3226	0,1579	0,5003
2.1	19,4	1,2	0,0020392	0,0000004	3,4674	0,1959	0,5134
4.1	18,8	0,9	0,0020399	0,0000003	3,7854	0,1653	0,5026
5.1	19,9	1,3	0,0020386	0,0000003	3,1580	0,1702	0,5043
6.1	18,7	1,4	0,0020403	0,0000004	3,9858	0,1799	0,5076
7.1	19,6	0,8	0,0020405	0,0000004	4,0856	0,1728	0,5052
8.1	18,9	1,0	0,0020396	0,0000003	3,6430	0,1515	0,4983
10.1	18,5	1,0	0,0020401	0,0000004	3,9023	0,1857	0,5098
11.1	19,2	1,1	0,0020404	0,0000005	4,0324	0,2238	0,5249
12.1	19,8	0,6	0,0020397	0,0000004	3,7127	0,1749	0,5059

Spot	Edad (Ma)	2 $\sigma$	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ corregido	2 $\sigma$	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	2 $\sigma$ interno	2 $\sigma$ externo
<b>Stock – Granitoides El Chueco – Muestra MMT 1</b>							
13.1	19,6	0,4	0,0020383	0,0000003	3,0298	0,1529	0,4988
14.1	19,3	0,4	0,0020408	0,0000003	4,2430	0,1419	0,4955
15.1	19,3	0,5	0,0020394	0,0000005	3,5698	0,2329	0,5288
16.1	19,5	0,5	0,0020396	0,0000004	3,6714	0,2152	0,5212
19.1	19,3	0,7	0,0020404	0,0000004	4,0351	0,2083	0,5184
20.1	20,3	0,4	0,0020412	0,0000004	4,4531	0,1829	0,5087
<b>Stock Leyton – Muestra PT 37</b>							
1.1	8,1	0,3	0,0020439	0,0000005	5,7530	0,2229	0,5245
2.1	8,2	0,3	0,0020448	0,0000005	6,2090	0,2473	0,5353
3.1	8,0	0,4	0,0020418	0,0000003	4,7513	0,1696	0,5040
4.1	7,9	0,2	0,0020442	0,0000005	5,9255	0,2227	0,5243
6.1	8,1	0,2	0,0020439	0,0000004	5,7469	0,2063	0,5177
8.1	8,1	0,2	0,0020445	0,0000005	6,0411	0,2337	0,5292
9.1	8,0	0,3	0,0020439	0,0000004	5,7528	0,1921	0,5122
10.1	8,1	0,3	0,0020440	0,0000003	5,8019	0,1480	0,4972
12.1	8,1	0,2	0,0020446	0,0000004	6,0819	0,1882	0,5107
13.1	8,0	0,3	0,0020336	0,0000004	0,7178	0,1827	0,5087
14.1	8,0	0,3	0,0020438	0,0000004	5,7286	0,1981	0,5144
15.1	7,6	0,3	0,0020433	0,0000003	5,4426	0,1650	0,5025
18.1	8,1	0,4	0,0020441	0,0000003	5,8623	0,1449	0,4963
20.1	7,8	0,3	0,0020416	0,0000004	4,6112	0,1920	0,5121
21.1	8,0	0,2	0,0020435	0,0000004	5,5408	0,1928	0,5124
22.1	8,1	0,3	0,0020438	0,0000005	5,7195	0,2245	0,5251
<b>Stock Los Cipreses – Muestra PT 38</b>							
1.2	9,2	0,3	0,0020420	0,0000004	4,8126	0,2097	0,5189
2.1	9,0	0,3	0,0020429	0,0000004	5,2788	0,1823	0,5084
3.1	9,2	0,3	0,0020430	0,0000004	5,3298	0,2153	0,5213
4.1	9,2	0,3	0,0020427	0,0000004	5,1505	0,1923	0,5122
6.1	8,6	0,6	0,0020379	0,0000005	2,8235	0,2436	0,5335
7.1	9,0	0,2	0,0020401	0,0000004	3,8778	0,2061	0,5176
8.1	8,9	0,4	0,0020419	0,0000005	4,7820	0,2315	0,5282
9.1	9,5	0,6	0,0020419	0,0000005	4,7852	0,2562	0,5394
<b>Formación Corona del Fraile – Muestra PT 64</b>							
1.1	10,1	0,4	0,0020389	0,0000003	4,3867	0,1484	0,4897
4.1	9,9	0,4	0,0020397	0,0000004	4,7800	0,1842	0,5017
6.1	10,2	0,5	0,0020401	0,0000004	4,9621	0,1846	0,5019
7.1	10,5	0,4	0,0020416	0,0000003	5,6838	0,1316	0,4848
8.1	10,0	0,4	0,0020394	0,0000003	4,5977	0,1304	0,4845
9.1	9,5	0,6	0,0020407	0,0000003	5,2477	0,1492	0,4898
11.1	10,0	0,4	0,0020383	0,0000003	4,0918	0,1323	0,4850
12.1	9,8	0,5	0,0020365	0,0000004	3,2079	0,1780	0,4993
13.1	10,0	0,5	0,0020392	0,0000004	4,5154	0,1749	0,4984
14.1	10,2	0,4	0,0020383	0,0000004	4,0647	0,1996	0,5075
15.1	10,2	0,4	0,0020339	0,0000003	1,9049	0,1584	0,4927
16.1	9,9	0,8	0,0020388	0,0000004	4,3131	0,1921	0,5047
17.1	10,2	0,3	0,0020383	0,0000003	4,0952	0,1618	0,4939
18.1	9,8	0,5	0,0020359	0,0000003	2,9073	0,1465	0,4890
19.1	10,0	0,5	0,0020369	0,0000004	3,3700	0,1869	0,5027
23.1	9,9	0,4	0,0020394	0,0000004	4,5992	0,1876	0,5030

Spot	Edad (Ma)	2σ	<sup>18</sup> O/ <sup>16</sup> O corregido	2σ	δ <sup>18</sup> O (‰)	2σ interno	2σ externo
24.1	10,2	0,2	0,0020394	0,0000003	4,6120	0,1655	0,4952
2.1	10,6	0,3	0,0020401	0,0000004	3,8967	0,1730	0,5053
3.1	10,0	0,2	0,0020425	0,0000004	5,0781	0,1817	0,5083
5.1	10,0	0,2	0,0020417	0,0000004	4,6935	0,1916	0,5119
12.2	10,1	0,1	0,0020414	0,0000004	4,5171	0,1788	0,5073
13.2	10,1	0,1	0,0020427	0,0000004	5,1816	0,1752	0,5060
14.2	10,1	0,1	0,0020409	0,0000004	4,2962	0,2178	0,5224
21.1	9,3	0,8	0,0020411	0,0000004	4,3870	0,1959	0,5136
22.1	9,8	0,2	0,0020422	0,0000003	4,9101	0,1597	0,5008
<b>Formación Corona del Fraile – Muestra AH-B-1</b>							
1.1	17,1	0,3	0,0020438	0,0000004	5,6983	0,1922	0,5122
2.1	17,7	0,5	0,0020425	0,0000005	5,0681	0,2267	0,5260
3.1	17,4	0,3	0,0020425	0,0000004	5,0621	0,1852	0,5095
4.1	17,0	0,2	0,0020417	0,0000004	4,6965	0,2077	0,5181
6.1	17,3	0,3	0,0020427	0,0000004	5,1828	0,2054	0,5173
7.1	17,0	0,3	0,0020419	0,0000004	4,7945	0,1763	0,5064
9.1	17,2	0,3	0,0020413	0,0000003	4,4862	0,1600	0,5010
10.1	16,3	0,7	0,0020438	0,0000004	5,7046	0,1845	0,5093
11.1	17,0	0,3	0,0020422	0,0000003	4,9292	0,1645	0,5024
13.1	17,0	0,3	0,0020438	0,0000003	5,7288	0,1551	0,4994
14.1	17,3	0,3	0,0020409	0,0000004	4,3046	0,1962	0,5136
17.1	15,8	0,6	0,0020430	0,0000004	5,3163	0,1918	0,5120
18.1	17,1	0,3	0,0020414	0,0000003	4,5309	0,1451	0,4964
19.1	16,6	0,3	0,0020424	0,0000003	5,0073	0,1563	0,4997
20.1	17,0	0,3	0,0020430	0,0000004	5,3177	0,1774	0,5067
22.1	17,1	0,3	0,0020421	0,0000003	4,8940	0,1264	0,4912
24.1	16,8	0,3	0,0020424	0,0000004	5,0032	0,1887	0,5108
<b>Stock El Colorado – Muestra RC-06</b>							
1.1	10,4	0,2	0,0020429	0,0000005	5,2699	0,2403	0,5321
2.1	10,4	0,2	0,0020432	0,0000003	5,4374	0,1602	0,5010
3.1	10,3	0,3	0,0020424	0,0000003	5,0092	0,1559	0,4996
4.1	10,1	0,2	0,0020425	0,0000003	5,0888	0,1560	0,4997
5.1	10,2	0,2	0,0020435	0,0000003	5,5775	0,1507	0,4981
8.1	10,1	0,2	0,0020425	0,0000004	5,0635	0,2027	0,5162
9.1	10,2	0,2	0,0020426	0,0000004	5,1146	0,1804	0,5079
10.1	10,5	0,2	0,0020425	0,0000003	5,0683	0,1552	0,4994
12.1	10,5	0,3	0,0020427	0,0000004	5,1972	0,1976	0,5143
13.1	10,7	0,2	0,0020442	0,0000005	5,9106	0,2497	0,5365
14.1	10,0	0,2	0,0020439	0,0000005	5,7552	0,2425	0,5331
15.1	10,3	0,2	0,0020425	0,0000005	5,0978	0,2242	0,5250
16.1	10,5	0,3	0,0020414	0,0000003	4,5570	0,1634	0,5021
17.1	10,8	0,3	0,0020421	0,0000004	4,8773	0,2025	0,5160
18.1	10,3	0,2	0,0020420	0,0000004	4,8235	0,2172	0,5221
19.1	10,1	0,2	0,0020425	0,0000005	5,0960	0,2531	0,5380
<b>Stock El Baúl – Muestra RC-08</b>							
1.1	8,61	0,17	0,0020419	0,0000004	4,7653	0,1927	0,5122
2.1	8,42	0,22	0,0020408	0,0000005	4,2469	0,2329	0,5287
3.1	8,31	0,22	0,0020407	0,0000003	4,1764	0,1497	0,4978
4.1	8,81	0,16	0,0020408	0,0000004	4,2446	0,2182	0,5224
5.1	8,43	0,24	0,0020418	0,0000005	4,7293	0,2285	0,5269



Spot	Edad (Ma)	2 $\sigma$	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ corregido	2 $\sigma$	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	2 $\sigma$ interno	2 $\sigma$ externo
<b>Stock El Baúl – Muestra RC-08</b>							
6.1	8,79	0,14	0,0020415	0,0000005	4,6023	0,2450	0,5342
7.1	8,64	0,18	0,0020417	0,0000004	4,6641	0,2038	0,5166
8.1	8,59	0,15	0,0020424	0,0000005	5,0494	0,2270	0,5263
10.1	8,57	0,18	0,0020417	0,0000004	4,6916	0,1970	0,5139
12.1	8,61	0,16	0,0020423	0,0000004	4,9777	0,1818	0,5083
13.1	8,61	0,15	0,0020430	0,0000004	5,3078	0,2022	0,5160
14.1	8,71	0,18	0,0020422	0,0000004	4,9439	0,1879	0,5106
15.1	8,55	0,18	0,0020434	0,0000004	5,5394	0,2037	0,5165
17.1	8,87	0,22	0,0020406	0,0000004	4,1501	0,2128	0,5202
19.1	8,55	0,19	0,0020424	0,0000004	5,0345	0,1759	0,5062
21.1	8,67	0,22	0,0020413	0,0000005	4,4911	0,2215	0,5238

Nota:

- Razones isotópicas de O normalizadas con respecto al estándar FC1, con  $\delta^{18}\text{O} = 5,61\text{‰}$ .

## Referencias

Black, L., Kamo, S., Allen, C., Aleinikoff, J., Davis, D., Korsch, R. & Foudoulis, C. 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. *Chemical Geology* 200(1-2), p. 155-170.

Blichert-Toft, J. & Albarède, F. 1997. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters* 148(1-2), p. 243-258.

Bouvier, A., Vervoort, J.D., Patchett, P.J. 2008. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters* 273(1-2), p. 48-57.

Eggins, S.M., Grün, R., McCulloch, M. T., Pike, A. W., Chappell, J., Kinsley, L., Mortimer, G., Shelley, M., Murray-Wallace, C.V., Spötl, C., Taylor, L. 2005. In situ U-series dating by laser-ablation multi-collector ICPMS: new prospects for Quaternary geochronology. *Quaternary Science Reviews* 24(23-24), p. 2523-2538.

Gómez-Tuena, A., Mori, L., Goldstein, S.L., Pérez-Arvizu, O. 2011. Magmatic diversity of western Mexico as a function of metamorphic transformations in the subducted oceanic plate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75(1), p. 213-241.

Gómez-Tuena, A., Díaz-Bravo, B., Vázquez-Duarte, A., Pérez-Arvizu, O., Mori, L. 2013. Andesite petrogenesis by slab-derived plume pollution of a continental rift. *Geological Society, London, Special Publications* 385(1), p. SP385-4.

Ickert, R.B., Hiess, J., Williams, I.S., Holden, P., Ireland, T.R., Lanc, P., Schram, N., Foster, J.J., Clement, S.W. 2008. Determining high precision, in situ, oxygen isotope ratios with a SHRIMP II: Analyses of MPI-DING silicate-glass reference materials and zircon from contrasting granites. *Chemical Geology* 257(1-2), p. 114-128.

Söderlund, U., Patchett, P.J., Vervoort, J.D., Isachsen, C.E. 2004. The  $^{176}\text{Lu}$  decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters* 219(3), p. 311-324.

Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaki, H., Shinjo, R., Asahara, Y., Tanimizu, M., Dragusanu, C. 2000. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology* 168(3-4), p. 279-281.

Vervoort, J.D. & Blichert-Toft, J. 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63(3-4), p. 533-556.

White, W.M. 2015. *Isotope geochemistry*. John Wiley & Sons. 478 p.