



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

**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
MARIO ADRIANO PERSICO BLANCO

PROFESORA GUÍA:
MARCIA MUÑOZ GÓMEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MARCELO FARÍAS THIERS
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ
DANIEL SELLÉS MATHIEU

Este trabajo fue financiado con el proyecto Fondecyt N°11140012

SANTIAGO DE CHILE
2016

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO

DE: Geólogo

POR: Mario Adriano Persico Blanco

FECHA: 07/08/2016

PROFESORA GUÍA: Marcia Muñoz Gómez

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

El objetivo de este trabajo es caracterizar y determinar el origen petrogenético de la Unidad Guanaco, que corresponde al primer registro de actividad volcánica de edad Cretácico Tardío en la Cordillera Principal de Chile central. Los afloramientos de esta unidad se encuentran expuestos en el curso superior del valle del río Tinguiririca (~34°55'S). Para el estudio de la Unidad Guanaco se realizó una campaña de 10 días de terreno, donde se levantó una columna estratigráfica esquemática y se recolectaron muestras representativas de esta unidad. Además se realizaron descripciones petrográficas y análisis químicos de elementos mayores, menores y traza en roca total, junto con 2 análisis isotópicos de Sr-Nd en rocas volcánicas. Los resultados de este estudio entregan nuevos antecedentes acerca de la evolución magmática y tectónica de los Andes durante este período.

La Unidad Guanaco presenta una estratigrafía predominantemente volcánica, descrita por al menos 2.200 m de espesor compuestos por flujos de lava, tobas y brechas volcánicas, con escasas intercalaciones de depósitos sedimentarios. De acuerdo al trabajo de campo y a observaciones petrográficas, el volcanismo de la Unidad Guanaco muestra un carácter bimodal, reflejado en la ocurrencia común de lavas basalto-andesíticas de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, intercaladas con rocas piroclásticas de carácter ácido. Esto es consistente con los resultados geoquímicos, que muestran contenidos de SiO₂ (valores anhidros) que varían entre 51 y 58% para las lavas y de 71% para la única toba analizada. También, de acuerdo a los resultados geoquímicos, todas las muestras analizadas presentan características típicas de magmas de arco, representadas por un enriquecimiento en elementos LILE sobre HFSE y una fosa Nb-Ta en los diagramas multielemento normalizados al N-MORB. Similar afinidad se observa en los diagramas de discriminación tectónica basados en elementos traza inmóviles. En términos de la composición isotópica, las muestras presentan una signatura poco radiogénica, con razones de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i entre 0,7038-0,7039 y valores de εNd_i +4, lo que indica un aporte mayoritariamente juvenil con escasa contaminación cortical. Las características mencionadas sugieren que la acumulación de los depósitos de la Unidad Guanaco habría ocurrido en una cuenca de intra-arco, cuyos magmas habrían evolucionado sobre una corteza continental con un espesor no superior al actual en la región (~35-40 km).

En base a su naturaleza esencialmente volcánica, la Unidad Guanaco se correlaciona en este trabajo con unidades similares de edad Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano (Formación Lo Valle y Fm. Plan de los Yeuques) que afloran ~50-100 km al NO y SSE, respectivamente. Esta correlación implica una distribución oblicua del arco volcánico de este período respecto al margen continental actual. En conjunto con las unidades sedimentarias ubicadas al este del arco mencionado (Formación Colimapu, Grupo Malargüe), ambas franjas conformarían una configuración paleogeográfica arco-tras-arco de dirección NNO-SSE con respecto al margen continental actual. Dicha configuración podría estar ligada a una somerización del *slab* oceánico durante este período, provocando un corrimiento hacia el sureste del arco volcánico entre los ~34° y ~38°S. De manera alternativa, la distribución actual de los afloramientos del arco mencionado podría estar también condicionada por procesos posteriores. Durante el Oligoceno, con el desarrollo de la cuenca de Abanico, una mayor extensión hacia el sur de los 34-35°S podría explicar la distribución oblicua actual que describen estos depósitos.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quisiera partir agradeciendo al proyecto Fondecyt 11140012, el cual financió la totalidad de esta investigación, por lo que sin él nada de esto hubiese sido posible. Y con ello agradecer a mi profesora guía, Marcia Muñoz Gómez, directora de este proyecto. Gracias por todo el tiempo y la disposición que siempre tuviste y has tenido. Gracias por tener tanta paciencia para escucharme y explicarme cada vez que lo necesité. Gracias por las risas y los buenos momentos compartidos en terreno, eso siempre quedará. Muchas gracias.

Agradecer en segundo lugar a mi familia. A mis padres, a mis hermanas y a Haze, que se acaba de integrar y quien ha sido una gran alegría para el hogar. Muchas gracias por todo el apoyo durante estos 7 años y medio. Siempre estuvieron a mi lado apoyándome, dándome consejos cuando fue necesario y apurándome para entregar la memoria. Muchas gracias, quizás sin ustedes tampoco lo hubiese logrado.

Seguir agradeciendo a mis amigos y toda la gente que conocí en la U durante todos estos años. A cada integrante de LC y LCH, por cada terreno, cada carrete, cada campo que tuvimos... que agradable compartir y pasar tiempo con ustedes. Los quiero y nunca los olvidaré. A toda la gente de la terraza también, agradezco todos esos buenos momentos, buenos humos, buenas cervezas que hemos compartido en reiteradas ocasiones.

A mis amigos del colegio, y al Vasco. Gracias por esa amistad incondicional.

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	FORMULACIÓN DEL ESTUDIO	1
1.2	HIPÓTESIS DE TRABAJO	2
1.3	OBJETIVOS	3
1.3.1	<i>Objetivo General</i>	3
1.3.2	<i>Objetivos Específicos</i>	3
1.4	UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	3
1.5	METODOLOGÍA Y ESTRATEGIA DE TRABAJO	5
1.5.1	<i>Trabajo en gabinete previo a la campaña de terreno</i>	5
1.5.2	<i>Trabajo de campaña de terreno</i>	6
1.5.3	<i>Trabajo de gabinete posterior a la campaña de terreno</i>	6
2	MARCO GEOLÓGICO	7
2.1	CONTEXTO TECTÓNICO	7
2.1.1	<i>Características Generales</i>	7
2.1.2	<i>Principales Morfoestructuras</i>	8
2.2	GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	9
2.2.1	<i>Rocas Estratificadas</i>	9
2.2.2	<i>Rocas Intrusivas</i>	12
2.2.3	<i>Estructuras</i>	14
2.2.4	<i>Evolución geológica meso-cenozoica de la Cordillera Principal entre los 34º y 36ºS</i>	15
3	GEOLOGÍA DE LA UNIDAD GUANACO	18
3.1	INTRODUCCIÓN	18
3.2	UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN	18
3.3	RELACIONES DE CONTACTO, DISPOSICIÓN Y ESTRUCTURAS	19
3.4	ESTRATIGRAFÍA	22
3.5	LITOLOGÍA Y PETROGRAFÍA	28
3.5.1	<i>Características Generales</i>	28
3.5.2	<i>Lavas</i>	30
3.5.3	<i>Rocas Piroclásticas</i>	34
3.5.4	<i>Depósitos Sedimentarios</i>	36
4	GEOQUÍMICA DE ROCAS VOLCÁNICAS DE LA UNIDAD GUANACO	38
4.1	GENERALIDADES	38
4.2	ELEMENTOS MAYORES	39
4.3	ELEMENTOS TRAZA	42
4.3.1	<i>Elementos Compatibles</i>	42
4.3.2	<i>Elementos LILE</i>	44
4.3.3	<i>Elementos HFSE</i>	45
4.3.4	<i>Tierras Raras (REE)</i>	46
4.3.5	<i>Diagramas multielemento</i>	48
4.3.6	<i>Diagramas de discriminación tectónica</i>	50
4.3.7	<i>Isótopos de Sr-Nd</i>	52
4.3.8	<i>Razones de elementos traza incompatibles de interés petrogenético</i>	55
4.4	DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES PETROGENÉTICAS	56
5	DISCUSIÓN	59
5.1	CARACTERÍSTICAS DE LA UNIDAD GUANACO	59

5.2	CORRELACIONES DE LA UNIDAD GUANACO	61
5.2.1	<i>Formación Lo Valle</i>	61
5.2.2	<i>Estratos del Cordón de los Ratones</i>	61
5.2.3	<i>Formación Plan de los Yeuques</i>	62
5.2.4	<i>Otras unidades sedimentarias de similar edad</i>	62
5.3	IMPLICANCIAS TECTÓNICAS	64
6	RESUMEN Y CONCLUSIONES	70
	BIBLIOGRAFÍA	71
	ANEXO A	A
	ANEXO B	B
	ANEXO C	C
	ANEXO D	D

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa geológico regional de los Andes Centrales del Sur. Compilado por Tapia (2015).....	2
Figura 1.2. Imagen de elevación digital de Chile central a la latitud de ~33°-35°S. En el cuadro rojo se muestra el curso superior del valle del río Tinguiririca y la localidad Termas del Flaco, zona de estudio de este trabajo.	4
Figura 1.3. Imagen de elevación digital a la latitud de ~35°S. En rojo se muestran las principales vías de acceso del área de estudio (cuadro negro), el río Tinguiririca y la localidad Termas del Flaco.	5
Figura 2.1. a) Variación de la velocidad de convergencia y grado de oblicuidad entre la placa oceánica subductante y la placa continental, según Pardo-Casas y Molnar (1987) (azul) y Somoza (1998) (negro). b) Reconstrucción de la cinemática de la placa Nazca respecto a Sudamérica durante el Cenozoico, medida en 2 puntos (Pardo-Casas y Molnar, 1987).	7
Figura 2.2. Reconstrucción de la configuración tectónica desde el Cretácico medio hasta el presente en el margen occidental de Sudamérica (tomado de Zonenshayn <i>et al.</i> , 1984).....	8
Figura 2.3. Principales unidades morfoestructurales del margen Andino entre los 33° y 36°S (tomado de Tapia, 2010).....	10
Figura 2.4. Mapa Geológico del curso superior del valle del río Tinguiririca, modificado de Tapia (2015). En negro se muestra la zona de estudio, correspondiente al área dominada por los afloramientos de la Unidad Guanaco.	13
Figura 2.5. Sección balanceada a lo largo del valle del río Tinguiririca, donde se muestra la configuración actual de la Cordillera Principal de los Andes de Chile central a los ~35°S. Tomado de Tapia (2015). Para traza del perfil ver figura 2.4 (Perfil AA').....	15
Figura 2.6. Cuadro cronoestratigráfico de los depósitos jurásicos-cretácicos en la Cordillera Principal de Chile central y Argentina entre los 33° y 38°S. En rojo se destaca la sucesión estratigráfica de la región de estudio (~35°S) y sus equivalentes en territorio argentino (modificado de Charrier <i>et al.</i> , 2007).....	17
Figura 3.1. Mapa geológico del curso superior del valle del río Tinguiririca (Tapia, 2015). Se observa la ubicación y distribución de la Unidad Guanaco y sus relaciones de contacto con las formaciones cenozoicas Abanico, Farellones y los depósitos volcánicos cuaternarios.	19
Figura 3.2. Fotografía de la ladera norte del valle del río Tinguiririca. Se observa la relación de contacto entre la Unidad Guanaco y la sobreyacente Formación Abanico y el volcanismo cuaternario. Además, se observa un gran anticlinal con suaves manteos al oeste y un limbo frontal con estratos volcados subverticales, indicando una vergencia al este. Figura tomada de Tapia (2015).	20
Figura 3.3. a) Fotografía de afloramientos de la Unidad Guanaco expuestos en la ladera sur del valle del río Tinguiririca, al oeste de la quebrada El Baule, mostrando la presencia de una falla normal que acomoda la depositación. b) Interpretación de la foto mostrada en (a), donde se	

muestra que el espesor de la serie aumenta al lado E este de la falla. Fotografía y figura tomadas de Tapia (2015)..... 21

Figura 3.4. Columna estratigráfica generalizada de la Unidad Guanaco, donde se muestra el rango de ubicación de las edades reportadas por Mosolf (2013) y Tapia (2015) y la ubicación estratigráfica de las muestras con análisis químico realizados en este trabajo. 23

Figura 3.5. Imagen satelital de la ladera sur del valle del río Tinguiririca, entre las quebradas el Tapado y El Baule. Delimitado en negro se observan los afloramientos de la Unidad Guanaco, sobreyacidos por depósitos volcánicos cuaternarios. En amarillo se muestra la ubicación de las muestras estudiadas en este trabajo. 24

Figura 3.6. Afloramiento de las porciones inferiores de la Unidad Guanaco, en la ladera sur del valle del río Tinguiririca. Se observa un flujo de lava de color grisáceo de ~1 metro de espesor. 25

Figura 3.7. Fotografía de las porciones intermedias de la Unidad Guanaco en la ladera sur del valle del río Tinguiririca. Se observa una intercalación de tobas rosadas con lavas grises de ~600 m de espesor, y sobre ésta el volcanismo cuaternario. 25

Figura 3.8. Fotografía de las porciones intermedias de la Unidad Guanaco. Se muestra una secuencia de toba roja (capa inferior) y lavas grises (capas superiores), reflejando el carácter volcánico de la Unidad Guanaco..... 26

Figura 3.9. Fotografía de la porción superior de la Unidad Guanaco expuesta en la ladera sur del río Tinguiririca, inmediatamente al este de la quebrada El Tapado. Se observa la serie de brechas volcánicas y tobas (capas claras) intercaladas con niveles de lava (capas oscuras) que predominan hacia el techo de la unidad. Además, se observa la disposición homoclinal que presentan los estratos con manteos de ~35-40° hacia el oeste y la discordancia que los separa de los depósitos cuaternarios sobreyacientes..... 27

Figura 3.10. a) Microfotografía a nicols cruzados de una lava basáltica con textura glomeroporfírica, compuesta por cristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa. b) Microfotografía a nicols cruzados de una lava con texturas intergranulares e hipocristalinas, con fenocristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno inmersos en una matriz de plagioclasa, vidrio y minerales opacos. Opx: Ortopiroxeno. Cpx: Clinopiroxeno. Plg: Plagioclasa. 30

Figura 3.11. Microfotografías a nicols cruzados de una lava andesítico-basáltica con fenocristales de plagioclasa. Se observa en ambas figuras (a y b) la zonación de algunos fenocristales de plagioclasa. Plg: Plagioclasa. 31

Figura 3.12. Microfotografías a nicols paralelos (a) y nicols cruzados (b) de una lava andesítico-basáltica con fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa (Plg) y óxidos de hierro (FeOx), alterados parcialmente a clorita (Chl), epidota (Ep) y arcillas..... 31

Figura 3.13. a) Microfotografía a nicols cruzados de una lava andesítica con fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa conformando una textura porfírica. b) Microfotografía de una lava basáltica con textura porfírica, donde se observa un fenocristal de clinopiroxeno parcialmente reabsorbido. Cpx: Clinopiroxeno. Plg: Plagioclasa..... 32

Figura 3.14. a) Microfotografía a nicols cruzados de una lava andesítico-basáltica con fenocristales de ortopiroxeno parcialmente alterados a clorita. b) Microfotografía a nicols

cruzados de una lava andesítico-basáltica con fenocristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa, conformando una textura sub-ofítica. Notar la diferencia de alteración entre los cristales de clinopiroxeno (no alterados) y de ortopiroxeno (bordes oxidados y cristales parcialmente cloritizados). Opx: Ortopiroxeno. Cpx: Clinopiroxeno..... **32**

Figura 3.15. a) Microfotografía a nicoles paralelos de una lava basáltica con fenocristales de plagioclasa alterados a clorita y arcillas y pseudomorfos de olivino reemplazados por clorita y óxidos de hierro. b) Microfotografía a nicoles paralelos de una lava andesítico-basáltica, donde se observan pseudomorfos de olivino con hábito prismático corto totalmente reemplazado por clorita y óxidos de Fe, y fenocristales de plagioclasa parcialmente argilizados. Ol: Olivino. Plg: Plagioclasa. **33**

Figura 3.16. a) Microfotografía a nicoles paralelos de una lava andesítico-basáltica con amígdalas de 0,2 mm de diámetro rellenas por clorita-esmectita y cristales de titanita secundarios. b) Microfotografía a nicoles cruzados de una lava andesítico-basáltica con una amígdala de ~1,5 mm de diámetro, rellena de clorita-esmectita y carbonato. Tit: Titanita. Chl: Clorita. Sm: Esmectita. Cal: Calcita. **34**

Figura 3.17. a) Fotografía de afloramiento de una toba lítica de lapilli grueso, con clastos volcánicos subangulosos a subredondeados dispuestos en una matriz tobácea. b) Fotografía de una toba vítrea de ceniza, compuesta por clastos volcánicos angulosos dispuestos en una matriz cinerítica..... **34**

Figura 3.18. a) Microfotografía a nicoles cruzados de una toba lítica con clastos volcánicos subangulosos compuestos por fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz hipocristalina. b) Microfotografía de la misma toba lítica, donde se observa un clasto volcánico de ~1 cm de diámetro compuesto principalmente por fenocristales de plagioclasa, reflejando el origen volcánico de los fragmentos líticos..... **35**

Figura 3.19. Microfotografía a nicoles paralelos (a) y nicoles cruzados (b) de la única toba analizada (MT12). Se observan fragmentos de plagioclasa y esquirlas reemplazadas parcialmente por filosilicatos, dispuestos en una matriz vítrea opaca. FeOx: Óxidos de hierro. **36**

Figura 4.1. Diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 1989) con límite entre campos de la serie alcalina y subalcalina (Irvine y Baragar, 1971) para rocas volcánicas de la Unidad Guanaco. **39**

Figura 4.2. Diagrama AFM con los límites calcoalcalino-toleítico de Irvine y Baragar (1971) y de Kuno (1966) para rocas volcánicas de la Unidad Guanaco. A: Na₂O+K₂O, F: Fe₂O₃, M: MgO.. **40**

Figura 4.3. Diagrama K₂O vs SiO₂ de Le Maitre *et al.* (1989) con los campos de potasio alto, medio y bajo para rocas volcánicas de la Unidad Guanaco. **40**

Figura 4.4. Diagramas Harker para óxidos de 9 elementos mayores (Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti y P) y el número de magnesio (#Mg) de rocas volcánicas de la Unidad Guanaco. **42**

Figura 4.5. Diagramas Harker para 5 elementos traza compatibles (Ni, V, Co, Sc y Cr) de rocas volcánicas de la Unidad Guanaco..... **43**

Figura 4.6. Diagramas Harker para 3 elementos LILE (Ba, Sr y Rb) de rocas volcánicas de la Unidad Guanaco..... **45**

Figura 4.7. Diagramas Harker para 6 elementos HFSE (Y, Ta, Zr, Hf, Nb y Th) de rocas volcánicas de la Unidad Guanaco.....	46
Figura 4.8. Diagramas del contenido total de tierras raras (TREE) y La vs SiO ₂ para rocas volcánicas de la Unidad Guanaco.....	47
Figura 4.9. Diagrama REE normalizado a condrito de Sun & McDonough (1989) para basaltos y andesitas basálticas (grupo 1) de la Unidad Guanaco.	48
Figura 4.10. Diagrama REE normalizado a condrito de Sun & McDonough (1989) para andesitas y dacitas (grupo 2) de la Unidad Guanaco.	48
Figura 4.11. Diagrama multielemento normalizado a N-MORB de Pearce (1983) para basaltos y andesitas basálticas (grupo 1) de la Unidad Guanaco.	49
Figura 4.12. Diagrama multielemento normalizado a N-MORB de Pearce (1983) para andesitas y dacitas (grupo 2) de la Unidad Guanaco.	50
Figura 4.13. Diagrama de discriminación tectónica (Wood, 1980) para rocas volcánicas de la Unidad Guanaco. 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.	51
Figura 4.14. Diagrama de discriminación tectónica de Cabanis & Lecomte (1989) para rocas básicas de la Unidad Guanaco.	51
Figura 4.15. Composición isotópica de ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i vs εNd _i para muestras de la Unidad Guanaco y de la Formación Lo Valle. Los campos de las rocas cretácicas, cenozoicas y de la parte norte y central de la Zona Volcánica Sur de los Andes (NSVZ y CSVZ respectivamente) fueron tomados de Nyström <i>et al.</i> (1993; 2003). Datos de la Formación Lo Valle obtenidos de Francisco Fuentes (comunicación personal).....	53
Figura 4.16. Diagrama de contenidos isotópicos de ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i vs SiO ₂ para muestras de la Unidad Guanaco y de la Formación Lo Valle.	54
Figura 4.17. Contenidos de ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i vs Sr para muestras de la Unidad Guanaco y Formación Lo Valle.....	54
Figura 4.18. Variación de los contenidos de εNd _i respecto de Nd para muestras de la Unidad Guanaco y Formación Lo Valle.	55
Figura 4.19. Razones LILE/LREE y LILE/HFSE para rocas volcánicas de la Unidad Guanaco.	56
Figura 5.1. a) Diagrama de ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i vs εNd _i con los campos definidos por rocas volcánicas cenozoicas de Chile central (modificado de Kay et al., 2005). En rojo se muestra el campo definido por las muestras de la Unidad Guanaco analizadas en este trabajo. Se observa un aumento en las razones ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i y una disminución en los valores de εNd _i con la disminución de las edades. b) Diagrama que muestra ubicación en latitud vs razones La/Yb para los campos definidos por rocas volcánicas cenozoicas de Chile central (modificado de Kay et al., 2005). En rojo se muestra el campo definido por las muestras de la Unidad Guanaco analizadas en este trabajo. Se observa un aumento en las razones La/Yb de sur a norte.	60

Figura 5.2. Mapa de la distribución de las unidades correlacionadas cronológicamente con la Unidad Guanaco en este trabajo. Basado en: González y Vergara (1962), Wall *et al.* (1999), Sellés y Gana (2001), Fock (2005), Aguirre-Urreta (2011) y Tapia (2015). **63**

Figura 5.3. Distribución de los afloramientos del Cretácico Tardío-Paleoceno en el margen occidental de Sudamérica, entre 32° y 38°S. Basado en: Aguirre-Urreta *et al.* (2011), Charrier *et al.* (2007), Wall *et al.* (1999), Sellés & Gana (2001), Tapia (2015), Tunik (2003), Zamora Valcarce *et al.* (2006), González y Vergara (1962). Referencias mapa: 1. Formaciones Salamanca y Lo Valle, 2. Estratos del Cordón de los Ratones, 3. Unidad Guanaco, 4. Serie Andesítica. 5. Grupo Naunaco, 6. Formación Colimapu, 7. Grupo Malargüe, 8. Formación Plan de los Yeuques. Modificado de Tapia *et al.* (2015). **65**

Figura 5.4. Esquema inicial de la distribución del arco volcánico en un margen convergente. b) Esquema final de la distribución del arco volcánico en un margen convergente sometido a compresión/extensión diferencial. c) Esquema final de la distribución del arco volcánico en un margen convergente sometido a somerización/empinamiento del *slab*. d) Esquema final de la distribución del arco volcánico en un margen convergente sometido a adición de material producto de acreción por subducción. e) Esquema final de la distribución del arco volcánico en un margen convergente sometido a erosión por subducción (modificado de Farías (comunicación personal))..... **66**

Figura 5.5. Modelo paleogeográfico esquemático del margen Andino durante el Cretácico Tardío-Paleógeno Temprano entre los ~33° y ~37°S..... **69**

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Muestras obtenidas de la Unidad Guanaco con sus respectivas coordenadas en UTM, clasificación litológica y grado de alteración. Arc: Arcillas; Cb: Carbonato; Chl: Clorita; Sme: Esmeclita; Ep: Epidota; FeOx: Óxidos de hierro; Ser: Sericita. **29**

Tabla 2. Contenidos mínimo y máximo de porcentaje en peso (%) de óxidos de elementos mayores para las muestras analizadas (normalizados a una base 100% anhidra). **41**

Tabla 3. Contenidos mínimo y máximo en partes por millón (ppm) de elementos traza compatibles para las muestras analizadas..... **42**

Tabla 4. Contenidos mínimo y máximo en partes por millón (ppm) de elementos LILE para las muestras analizadas. **44**

Tabla 5. Contenidos mínimo y máximo en partes por millón (ppm) de elementos LILE para las muestras analizadas. **45**

1 INTRODUCCIÓN

1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO

En el valle del río Tinguiririca ($34^{\circ}55'S$), ubicado en la vertiente occidental de la Cordillera Principal de Chile central, ha sido reconocida una nueva serie estratificada denominada Unidad Guanaco, (Tapia, 2015). Dicha unidad consiste en una secuencia de al menos 1.800 m de espesor (Mosolf, 2013; Tapia, 2015), de origen volcánico con intercalaciones volcanoclásticas subordinadas, que corresponde al primer registro de actividad volcánica de edad Cretácico Tardío en la Cordillera Principal de Chile central (Mosolf, 2013; Tapia, 2015) (Figura 1.1). Dichas rocas habían sido asignadas previamente a la Formación Abanico (e.g., Zapatta, 1995), dada la similitud de esta formación con las rocas pertenecientes a la Unidad Guanaco. Sin embargo, dataciones radiométricas recientes han permitido asignarle a ésta una edad Campaniano-Daniano (Mosolf, 2013; Tapia, 2015).

El estudio y caracterización de la evolución cenozoica de la Cordillera Principal de Chile central, previo al desarrollo de la cuenca de Abanico, no ha sido posible debido a la existencia de un *gap* estratigráfico. Éste abarca desde las edades cenozoicas más antiguas obtenidas en rocas de la Formación Abanico (47 Ma; Tapia, 2015), hasta las edades más jóvenes obtenidas en los depósitos mesozoicos de la Formación Lo Valle (~65 Ma; Gana y Wall, 1997). Adicionalmente, estos últimos depósitos han sido poco estudiados, por lo que el contexto geodinámico durante su formación no ha sido bien determinado. En consecuencia, existe un limitado conocimiento de la evolución tectónica y magmática desde fines del Mesozoico hasta mediados del Eoceno.

Mediante un estudio estratigráfico, petrográfico y geoquímico, se pretende caracterizar la Unidad Guanaco, determinar la génesis de los productos volcánicos de esta unidad, además de establecer su relación con otras unidades de edad similar en la región y sus implicancias en la tectónica del Cretácico Tardío en el margen Andino.

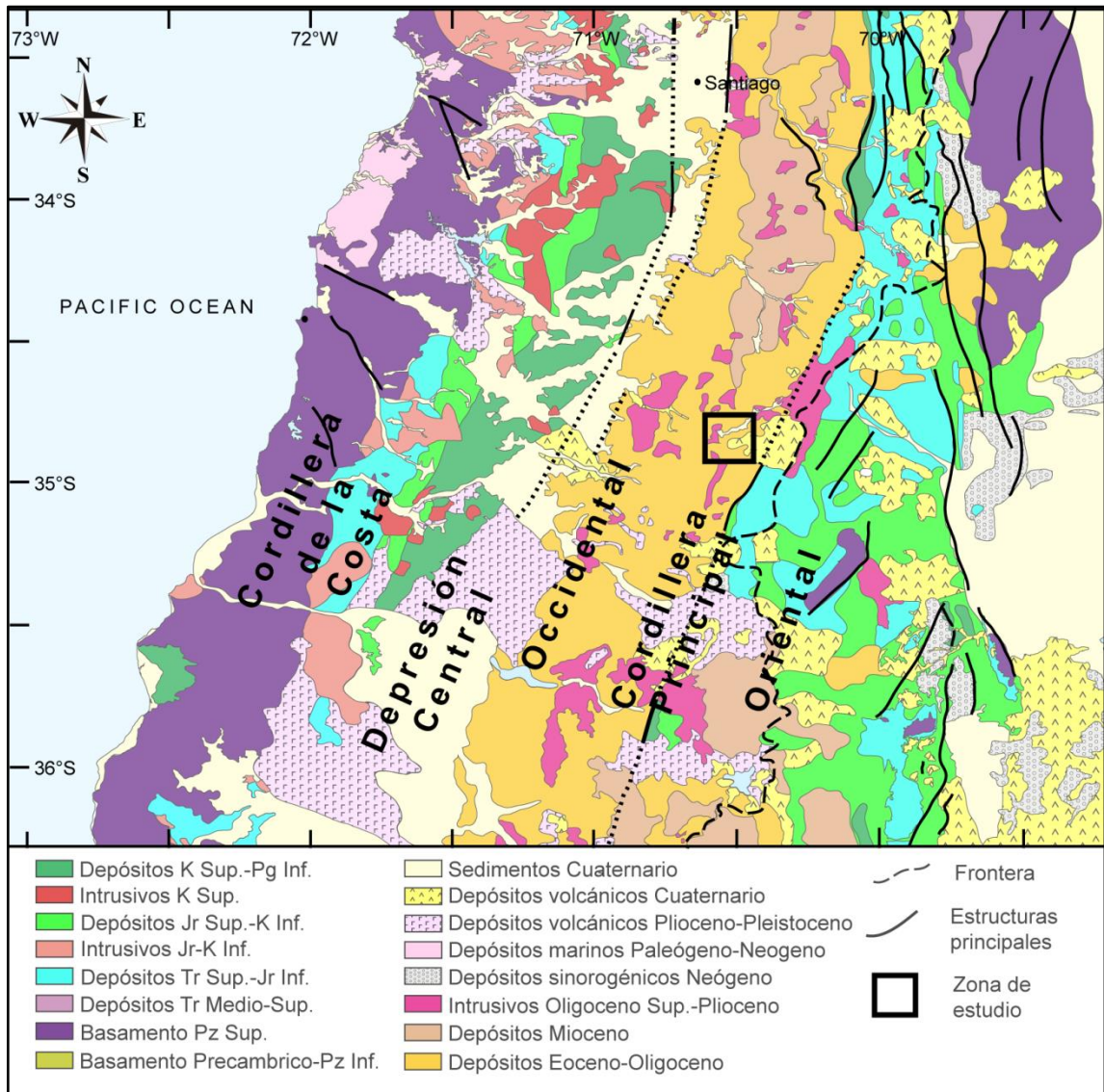


Figura 1.1. Mapa geológico regional de los Andes Centrales del Sur. Compilado por Tapia (2015).

1.2 HIPÓTESIS DE TRABAJO

Considerando el carácter predominantemente volcánico, la presencia de fallas normales sintectónicas, y su relación con unidades similares de la Cordillera Principal, la Unidad Guanaco correspondería a rocas del arco volcánico del Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano, depositadas en un ambiente extensional de intra-arco. Además, considerando la distribución regional de los depósitos de esta edad, dicho arco presentaría una orientación oblicua al margen continental actual, de dirección NNO-SSE.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo General

El objetivo general de este trabajo consiste en:

Determinar la petrogénesis y el contexto de depositación de los productos volcánicos de la Unidad Guanaco, y sus implicancias para la evolución tectónica de los Andes Centrales del Sur a los $\sim 35^{\circ}\text{S}$.

1.3.2 Objetivos Específicos

- (i) Caracterizar la estratigrafía de la Unidad Guanaco y sus relaciones de contacto con las unidades adyacentes.
- (ii) Establecer un modelo petrogenético para las rocas volcánicas de la Unidad Guanaco mediante un análisis geoquímico en roca total de elementos mayores, menores y traza e isótopos de Sr y Nd.
- (iii) Establecer la relación de la Unidad Guanaco con unidades cronológicamente similares en la región y sus implicancias en la evolución del margen Andino durante el Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano.

1.4 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La zona de estudio se ubica en las cercanías de la localidad de Termas del Flaco, en el curso superior del río Tinguiririca, en la VI Región. Esta zona comprende el flanco oeste de la Cordillera Principal de los Andes, ubicada al sureste de la ciudad de San Fernando, entre las latitudes $34^{\circ}53'$ - $34^{\circ}58'\text{S}$ y las longitudes $70^{\circ}26'$ - $70^{\circ}30'\text{O}$ (Figuras 1.2 y 1.3).

Para acceder a la localidad Termas del Flaco desde Santiago, hay que dirigirse a la ciudad de San Fernando, distante 142 km al sur por la ruta 5 (carretera Panamericana). A partir de San Fernando se debe tomar la Av. Manuel Rodríguez hacia el este, que luego empalma con la carretera I-45 en dirección a Termas del Flaco. Los primeros 17 km son pavimentados hasta Puente Negro, localidad desde la cual el camino continúa ripiado bordeando el río Tinguiririca hasta llegar, después de 80 km desde San Fernando, al pueblo Termas del Flaco (Figura 1.3)

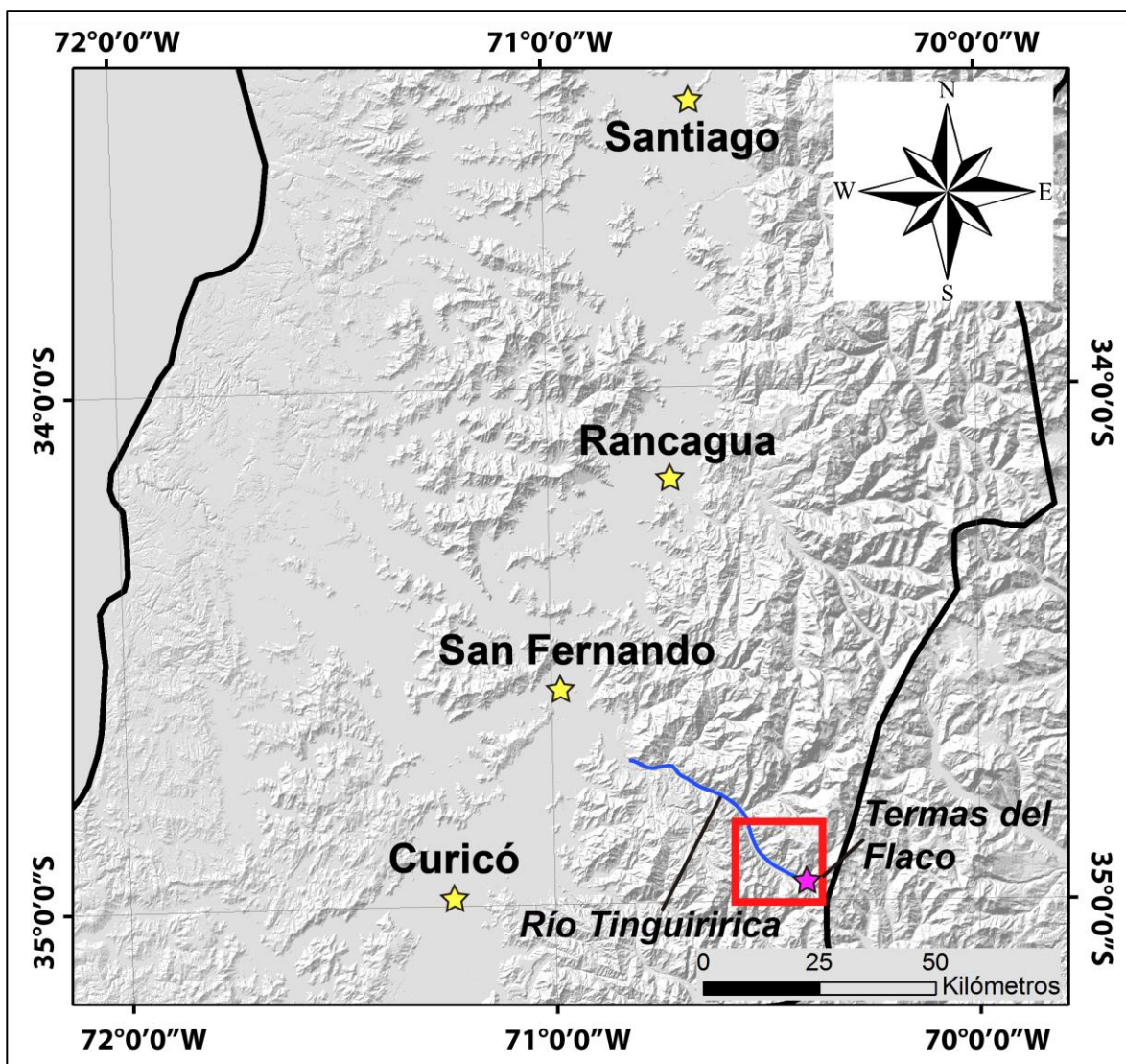


Figura 1.2. Imagen de elevación digital de Chile central a la latitud de ~33°-35°S. En el cuadro rojo se muestra el curso superior del valle del río Tinguiririca y la localidad Termas del Flaco, zona de estudio de este trabajo.

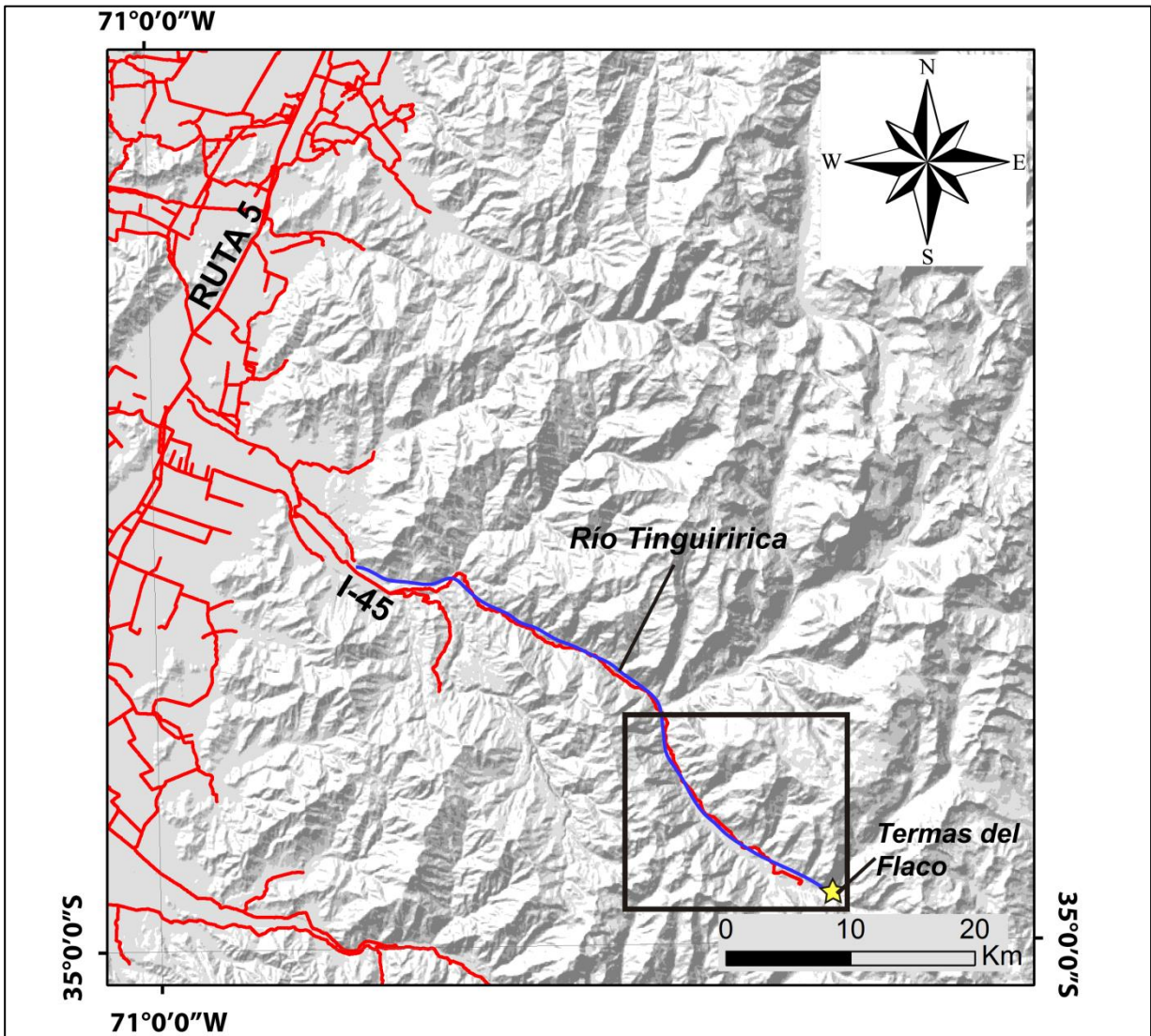


Figura 1.3. Imagen de elevación digital a la latitud de ~35°S. En rojo se muestran las principales vías de acceso del área de estudio (cuadro negro), el río Tinguiririca y la localidad Termas del Flaco.

1.5 METODOLOGÍA Y ESTRATEGIA DE TRABAJO

Para llevar a cabo los objetivos propuestos se detallan las metodologías utilizadas y actividades desarrolladas en el curso de este trabajo:

1.5.1 Trabajo en gabinete previo a la campaña de terreno

- Recopilación bibliográfica de la geología del curso superior del valle del río Tinguiririca.
- Recopilación bibliográfica de la evolución tectónica y magmática de la Cordillera Principal de los Andes de Chile central a los ~35°S.

1.5.2 Trabajo de campaña de terreno

- Campaña de 10 días de terreno en el curso superior del río Tinguiririca (~35°S) para el reconocimiento de la Unidad Guanaco, levantamiento de una columna estratigráfica tipo de la Unidad Guanaco y muestreo de rocas volcánicas de la Unidad Guanaco para análisis químicos e isotópicos.

1.5.3 Trabajo de gabinete posterior a la campaña de terreno

- Descripción macroscópica de 23 muestras recolectadas, seleccionando aquellas susceptibles de análisis petrográficos.
- Descripción de 20 cortes transparentes mediante microscopía óptica de luz transmitida para caracterizar la petrografía de las muestras recolectadas, y estudiar la susceptibilidad de realización de: (i) análisis químicos en roca total, y (ii) análisis de composición isotópica de Sr-Nd en roca total.
- Interpretación de análisis químicos de elementos mayores, menores y traza en roca total mediante espectrometría de masas (ICP-MS) de 10 muestras.
- Interpretación de análisis isotópicos de Sr y Nd en roca total mediante ICP-MS de 2 muestras.

Cabe mencionar que las 3 primeras actividades fueron realizadas durante los meses de Febrero y Marzo del año 2015, en el marco de una Práctica Profesional II a cargo de la profesora guía Dra. Marcia Muñoz.

La descripción petrográfica de los cortes transparentes fue realizada en los laboratorios de microscopía del Departamento de Geología y del Advanced Mining Technology Center (AMTC), ambos de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile. Una descripción petrográfica detallada de todas las muestras estudiadas se presenta en el Anexo A.

Los análisis químicos de elementos mayores, menores y traza en roca total fueron ejecutados en el laboratorio Activation Laboratories Ltd. (Actlabs), Ontario, Canadá. Estos fueron realizados mediante espectrometría de masa con plasma inducido (ICP-MS). El detalle de los análisis químicos de las muestras analizadas y los límites de detección de los análisis se presentan en el Anexo B.

Los análisis de composición isotópica de Sr y Nd fueron realizados en el Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Ciudad de México, México. El detalle de los resultados presenta en el Anexo B.

Los procedimientos de preparación de muestras previos a los análisis, correspondientes a la molienda de roca total para análisis químicos e isotópicos, fueron realizados en los laboratorios del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. El detalle de todos los procedimientos se presenta en el Anexo C.

2 MARCO GEOLÓGICO

2.1 CONTEXTO TECTÓNICO

2.1.1 Características Generales

La Cordillera de los Andes, ubicada en el borde occidental de Sudamérica, 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. Dicho proceso ha sido continuo al menos desde el Jurásico hasta el presente (e.g., Mpodozis y Ramos, 1989; Jordan *et al.*, 2001; Charrier *et al.*, 2007).

La convergencia entre placas en el margen Andino ha sufrido importantes variaciones en el tiempo, evidenciadas por cambios en la velocidad promedio de convergencia y cambios en la oblicuidad entre las placas. Actualmente ésta convergencia se caracteriza por presentar una tasa de convergencia de ~ 7 cm/año, con una oblicuidad de 20° hacia el NO (Somoza y Ghidella, 2005) (Figura 2.1).

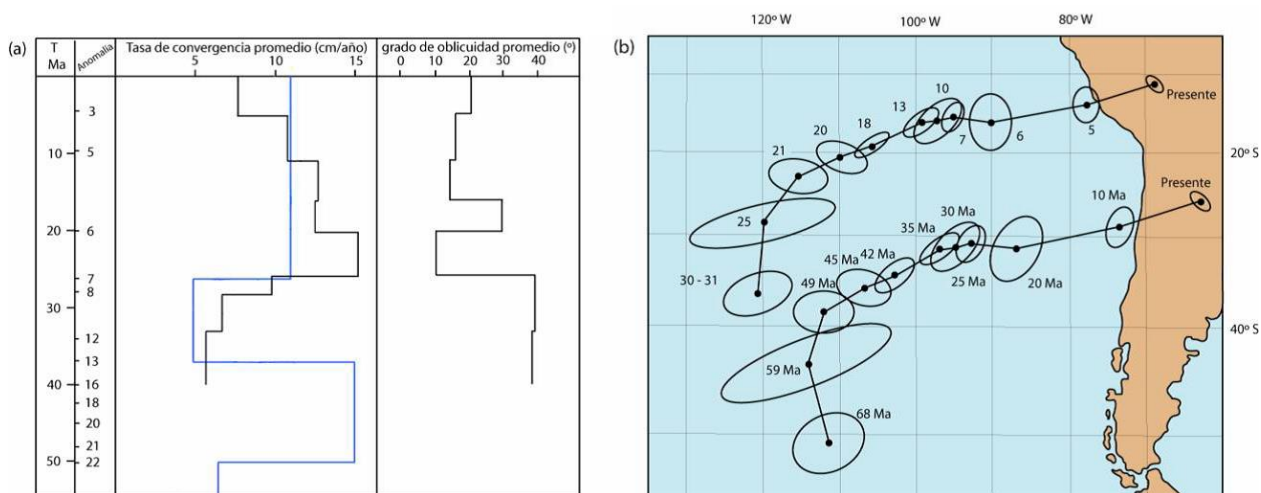


Figura 2.1. a) Variación de la velocidad de convergencia y grado de oblicuidad entre la placa oceánica subductante y la placa continental, según Pardo-Casas y Molnar (1987) (azul) y Somoza (1998) (negro). b) Reconstrucción de la cinemática de la placa Nazca respecto a Sudamérica durante el Cenozoico, medida en 2 puntos (Pardo-Casas y Molnar, 1987).

Durante el Jurásico hasta el Cretácico medio, la placa oceánica subductante correspondía a la placa Fenix, con un vector de convergencia de dirección SE con respecto a la fosa (Figura 2.2). Durante este período predominan las condiciones extensionales en el margen continental (Charrier *et al.*, 2007). A fines del Cretácico Temprano, ocurre un drástico cambio en la configuración tectónica producto de un importante evento compresivo conocido como Fase Peruana (Scheuber *et al.*, 1994; Charrier *et al.*, 2007), coincidente con la apertura de la dorsal del Atlántico Sur y la subducción de la dorsal entre las placas Fénix y Farallón bajo la placa Sudamericana (Scheuber *et al.*, 1994; Somoza y Zaffarana, 2008) (Figura 2.2).

A partir del Cretácico Tardío, la subducción de la placa Farallón, de convergencia en dirección NE (Figura 2.2), modifica el régimen de esfuerzos transferidos a la placa continental, cambiando de sinestrales a dextrales (Scheuber *et al.*, 1994). A partir de los ~23 Ma, la ruptura de la placa Farallón habría dado origen a las placas Nazca y Cocos, configuración tectónica que continua hasta el presente (Somoza, 1998; Somoza y Ghidella, 2005) (Figura 2.2).



Figura 2.2. Reconstrucción de la configuración tectónica desde el Cretácico medio hasta el presente en el margen occidental de Sudamérica (tomado de Zonenshayn *et al.*, 1984).

2.1.2 Principales Morfoestructuras

En Chile central, el orógeno Andino presenta distintas unidades morfoestructurales dispuestas en franjas paralelas al borde continental, con una orientación preferente N-S hacia el norte de los 33°S, y una orientación NNE-SSO hacia el sur de esta latitud (Figura 2.3). A la latitud del área de estudio (~35°S), estas unidades, descritas de oeste a este, corresponden a la Cordillera de la Costa, la Depresión Central y la Cordillera Principal, además de la región del antepaís en territorio argentino (Figura 2.3).

2.1.2.1 Cordillera de la Costa

La Cordillera de la Costa se ubica en la parte más occidental del margen continental y corresponde a un relieve cuya altura no sobrepasa los 2.200 m (Figura 2.3). Presenta un dominio occidental dominado por afloramientos de rocas metamórficas del basamento paleozoico, e intrusivos carboníferos y jurásicos, mientras que el sector oriental está dominado por secuencias estratificadas triásicas, jurásicas y cretácicas, intruidas por granitoides de edad Cretácico Temprano (Wall *et al.*, 1999; Sellés y Gana, 2001).

2.1.2.2 Depresión Central

La Depresión Central corresponde a un bajo topográfico que se extiende por más de 800 km, desde los 33° hasta los 40°S. Ésta separa la Cordillera de la Costa al oeste, de los altos topográficos ubicados hacia el este pertenecientes a la Cordillera Principal. Esta depresión se caracteriza por un relleno de depósitos fluviales, aluviales y secuencias volcánicas de edad Pleistoceno-Holoceno de hasta 500 m de espesor (Thiele, 1980; Rauld, 2002).

2.1.2.3 Cordillera Principal

La Cordillera Principal corresponde a la porción principal del orógeno Andino actual y presenta una distribución aproximadamente N-S, extendiéndose desde los 33° hasta los 46°S por más de 1.500 km. Ésta puede ser dividida en dos en base a sus características geológicas principales (Figura 1.1). La Cordillera Principal occidental está dominada por afloramientos de secuencias volcánicas y volcanosedimentarias cenozoicas pertenecientes a las formaciones Abanico y Farellones, las que se encuentran deformadas e intruidas por plutones de edad Oligoceno hasta el presente. La Cordillera Principal oriental, por su parte, está dominada por afloramientos de secuencias sedimentarias mesozoicas, continentales y marinas con limitadas intercalaciones volcánicas. Estas últimas secuencias se encuentran intensamente deformadas, y constituyen una serie de fajas plegadas y corridas de piel fina y gruesa que concentran la deformación hasta la zona del antepaís (Farías *et al.*, 2008) (Figura 1.1). Ambos dominios se encuentran en contacto por un sistema de fallas de extensión regional que puede ser seguido desde el norte de Santiago (~33°S) hasta los ~35°S, denominado Falla El Fierro en el área de estudio.

2.2 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.2.1 Rocas Estratificadas

La estratigrafía del área de estudio está constituida por series sedimentarias marinas y continentales de edad Mesozoico, ubicadas en el borde oriental. Estas unidades se encuentran cubiertas por depósitos volcánicos y volcanoclásticos de edad Cretácico Tardío y Cenozoico (Figura 2.4). A continuación, se describen las distintas unidades y formaciones que afloran en la zona de estudio.

2.2.1.1 Formación Río Damas (Klohn, 1960)

Consiste en una sucesión detrítica continental, de marcada coloración rojiza de 3.000 m de espesor con intercalaciones gruesas y finas. En su techo posee un miembro de lavas andesíticas con brechas volcánicas de más de 1.000 m de espesor con clastos angulosos de hasta 4 m (Charrier *et al.* 2007). El contacto con la formación subyacente no ha sido observado, y subyace concordantemente a la Formación Baños del Flaco.

No existen dataciones radiométricas reportadas para esta formación, sin embargo, la presencia de fósiles en las formaciones sub y sobreyacentes permiten asignarle una edad Bajociano-Kimmeridgiano Inferior (Charrier *et al.*, 1996).

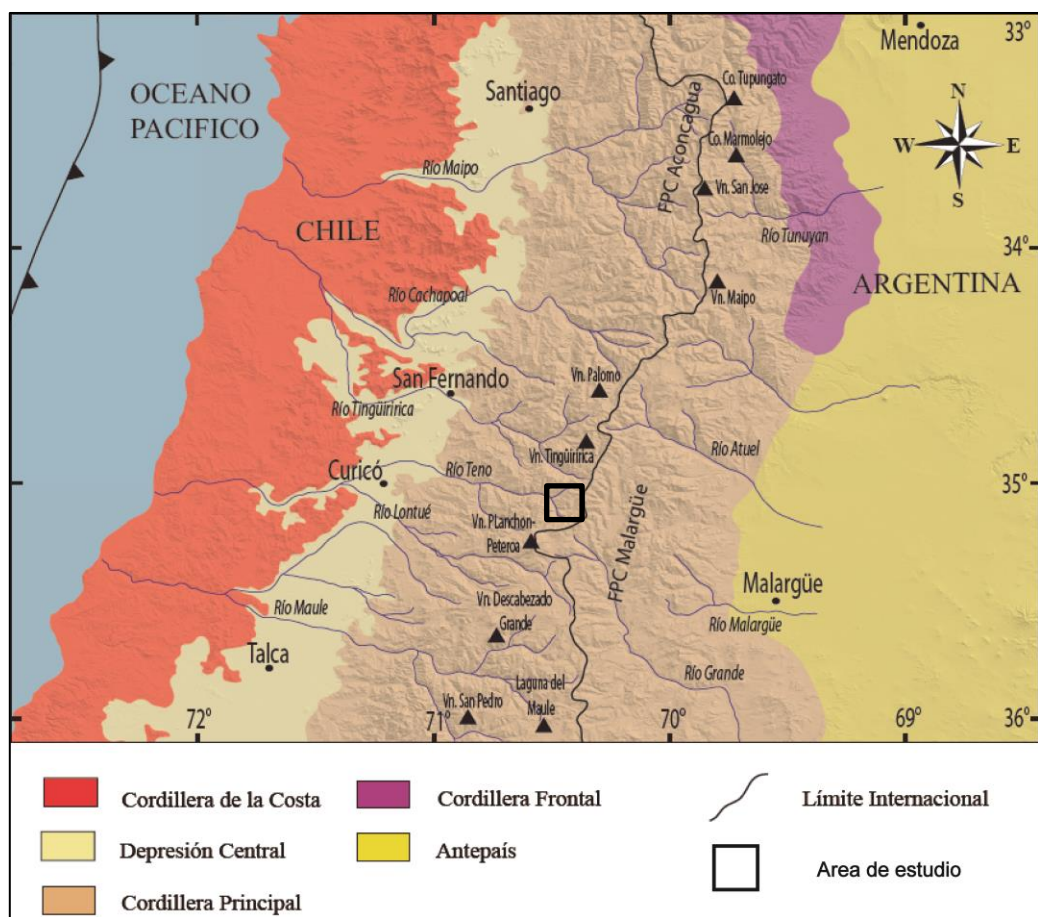


Figura 2.3. Principales unidades morfoestructurales del margen Andino entre los 33° y 36°S (tomado de Tapia, 2010).

2.2.1.2 Formación Baños del Flaco (Klohn, 1960)

Corresponde a una sucesión marina, fosilífera, principalmente calcárea de un distintivo color blanco. Su espesor es de ~380 m y ha sido dividida en seis miembros compuestos por una secuencia basal de areniscas, seguida por una secuencia de calizas, areniscas calcáreas y margas, alternando con niveles más finos de lutitas hacia el techo (Klohn, 1960; Arcos, 1987). Se dispone concordantemente sobre la Formación Río Damas y subyace en discordancia erosiva a la Unidad BRCU (Charrier *et al.*, 1996).

Existen niveles fosilíferos en esta formación que contienen distintas especies de ammonites que indican una edad Tithoniano (Covacevich *et al.*, 1976). Esto la hace correlacionable con los depósitos de la Formación Lo Valdés que afloran en el valle del río Maipo al este de la ciudad de Santiago (33°50'S).

2.2.1.3 Unidad BRCU (Charrier *et al.*, 1996)

Corresponde a una unidad estratificada clástica continental, de marcada coloración café-rojiza de ~300 m de espesor. Consiste en una brecha basal, conglomerados y areniscas gruesas intercalados con niveles más finos de arenas y lutitas hacia el techo. Presenta una forma de cuña donde su mayor espesor se ubica hacia el sector más occidental de sus afloramientos. Se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación Baños del Flaco y subyace en discordancia a la Formación Abanico.

Recientes dataciones U-Pb realizadas por Tapia (2015) en circones detríticos permiten asignar una edad máxima de depositación de esta unidad de 94 Ma, consistente con la presencia de fósiles de dinosaurios en los miembros superiores que permiten asignarla al Cretácico medio a Tardío. (Charrier *et al.*, 1996).

2.2.1.4 Unidad Guanaco (Tapia, 2015)

Esta unidad, que corresponde al objetivo principal de este estudio, fue definida informalmente a lo largo del curso superior del valle del río Tinguiririca (~34°55'S/70°30'O; Figura 2.4). Corresponde a una serie volcánica y volcanoclástica de color rojizo, de al menos 1.800 m de espesor (Mosolf, 2013; Tapia, 2015; Persico *et al.*, 2015), compuesta por lavas andesíticas, brechas volcánicas y tobas con intercalaciones de areniscas y conglomerados. Se encuentra cubierta en discordancia por la Formación Abanico, mientras que su base no se encuentra expuesta.

Dataciones radiométricas U-Pb en circón y Ar-Ar en plagioclasa realizadas por Mosolf (2013) y Tapia (2015) en rocas volcánicas de la Unidad Guanaco, han arrojado un rango de edades entre 75 y 63,4 Ma, lo que permite asignarle una edad Campaniano-Daniano.

2.2.1.5 Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Esta unidad consiste en una secuencia volcanosedimentaria de 2.500 m de espesor, compuesta por lavas basálticas y andesíticas, tobas y depósitos piroclásticos con intercalaciones de depósitos fluviales, aluviales y lacustres (Charrier, 2002). En el sector del río Tinguiririca, Zapatta (1995) separó esta formación en una secuencia occidental y una oriental debido a diferencias en el contenido fósil a lo largo del valle, ambas separadas por los depósitos de la Unidad Guanaco (Figura 2.4). El contacto con la Unidad Guanaco es discordante (Tapia, 2015; Persico *et al.*, 2015), y subyace en discordancia angular a la Formación Farellones (Charrier *et al.*, 2002).

Charrier *et al.* (2002), en base a dataciones radiométricas y la presencia de fósiles, le asignaron una edad Eoceno Medio-Oligoceno a esta formación.

2.2.1.6 Formación Farellones (Klohn, 1960)

Corresponde a una unidad esencialmente volcánica, de más de 2.000 m de espesor. Está compuesta por una serie de lavas andesíticas a riolíticas con intercalaciones volcanoclásticas y limitados depósitos sedimentarios. El contacto con la

Formación Abanico es discordante, similar al contacto con el volcanismo cuaternario sobreyacente (e.g. Charrier et al., 1996; Tapia, 2015)

Dataciones radiométricas de K-Ar (Drake *et al.*, 1976) y U-Pb (Fock, 2005) permiten asignarle una edad Mioceno a esta formación.

2.2.1.7 Volcanismo Cuaternario

Las unidades volcánicas modernas en esta región corresponden a andesitas basálticas y andesitas de olivino y piroxeno, con ignimbritas andesíticas, brechas piroclásticas y tobas líticas. Dichas unidades forman parte del Grupo Volcánico Tinguiririca, e incluyen los depósitos del cerro Alto del Padre, ubicado en la ladera sur del valle Tinguiririca frente al pueblo Termas del Flaco. También forma parte de este grupo parte del volcán Sordo de Lucas, cuyos depósitos se apoyan sobre basaltos del cerro Alto del Padre (Charrier *et al.*, 1996) (Figura 2.4). Este conjunto de rocas volcánicas cubre discordantemente las secuencias mesozoicas y cenozoicas descritas anteriormente (Charrier *et al.*, 1996; Tapia, 2015), coronando la parte superior de las cumbres del sector en estudio.

2.2.2 Rocas Intrusivas

Las unidades intrusivas del área de estudio tienen una reducida representación. Corresponden principalmente a *stocks*, diques y filones de tamaños variables que presentan una distribución dispersa en toda el área. Estas unidades no han sido caracterizadas en términos de su composición y tampoco cuentan con dataciones radiométricas. No obstante, es probable que ellas correspondan a unidades cenozoicas, dada su continuidad con la franja de intrusivos de edad Oligoceno-Mioceno a lo largo del eje de la Cordillera Principal inmediatamente al norte (e.g., Kay *et al.*, 2005; Muñoz *et al.*, 2013).

2.2.3 Estructuras

Las unidades litológicas que afloran en el área de estudio se caracterizan por presentar una deformación variable, la que responde a las distintas edades que presentan, y a los distintos eventos de deformación que las han afectado a través de la evolución del margen Andino a esta latitud.

Las unidades mesozoicas que afloran en el sector más oriental del área de estudio (Figura 2.4), correspondientes a las formaciones Río Damas, Baños del Flaco y las unidades BRCU y Guanaco, presentan un rumbo NNE con manteos de 40-50° hacia el oeste (Figura 2.4; Charrier *et al.*, 1996; Tapia, 2015). Éstas, salvo la Unidad Guanaco, forman parte del limbo dorsal de un gran anticlinal de vergencia este que se extiende hacia territorio argentino (Mescua *et al.*, 2014) (Figura 2.5). Tales unidades conforman parte de la franja más occidental de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe (Tapia, 2015).

Las unidades cenozoicas, pertenecientes a las formaciones Abanico y Farellones, afloran en el sector occidental del área de estudio. Ellas presentan un rumbo NNE y se encuentran fuertemente deformadas, con pliegues anticlinales y sinclinales de orientación N-S con una vergencia preferente hacia el este (Farías *et al.*, 2008; Tapia, 2015) (Figura 2.5). Sobreyaciendo a estas últimas unidades, y en discordancia angular, se disponen de manera subhorizontal los depósitos de los complejos volcánicos cuaternarios Tinguiririca y Sordo de Lucas.

Como se observa en la figura 2.5, las estructuras descritas en esta zona afectan tanto a la cobertura mesozoica como al basamento pre-andino. A su vez, los pliegues mayores, que se observan en superficie deformando las unidades meso-cenozoicas, corresponden a la expresión superficial de estructuras más profundas, incluso llegando a afectar el basamento pre-jurásico (Tapia, 2015).

La principal estructura de extensión regional de la zona de estudio corresponde a la Falla El Fierro (Davidson, 1971), conocida también como Falla El Diablo a la latitud de ~33°S (Fock *et al.*, 2006). Ésta corresponde a una falla inversa, de rumbo NNE-SSO, con vergencia al este y manteo de ~40° al oeste. Dicha estructura cabalga a la Formación Abanico y a la Unidad BRCU sobre la Formación Baños del Flaco en la ladera sur del valle del río Tinguiririca, frente al pueblo Termas del Flaco (Figura 2.4; Figura 2.5).

Esta estructura ha sido interpretada por varios autores como parte del borde oriental de la cuenca de Abanico, dada su coincidencia con el límite entre las secuencias mesozoicas y cenozoicas, al este y oeste de la falla respectivamente (Figuras 1.1 y 2.4) (Charrier *et al.*, 1996, 2002, 2005; Jara, 2007). Sin embargo, Tapia (2015) ha interpretado esta estructura como una falla inversa fuera de secuencia formada durante el Mioceno Tardío, posterior al cierre de la cuenca de Abanico, por lo que su rol en la evolución de la Cordillera Principal aún es materia de debate.

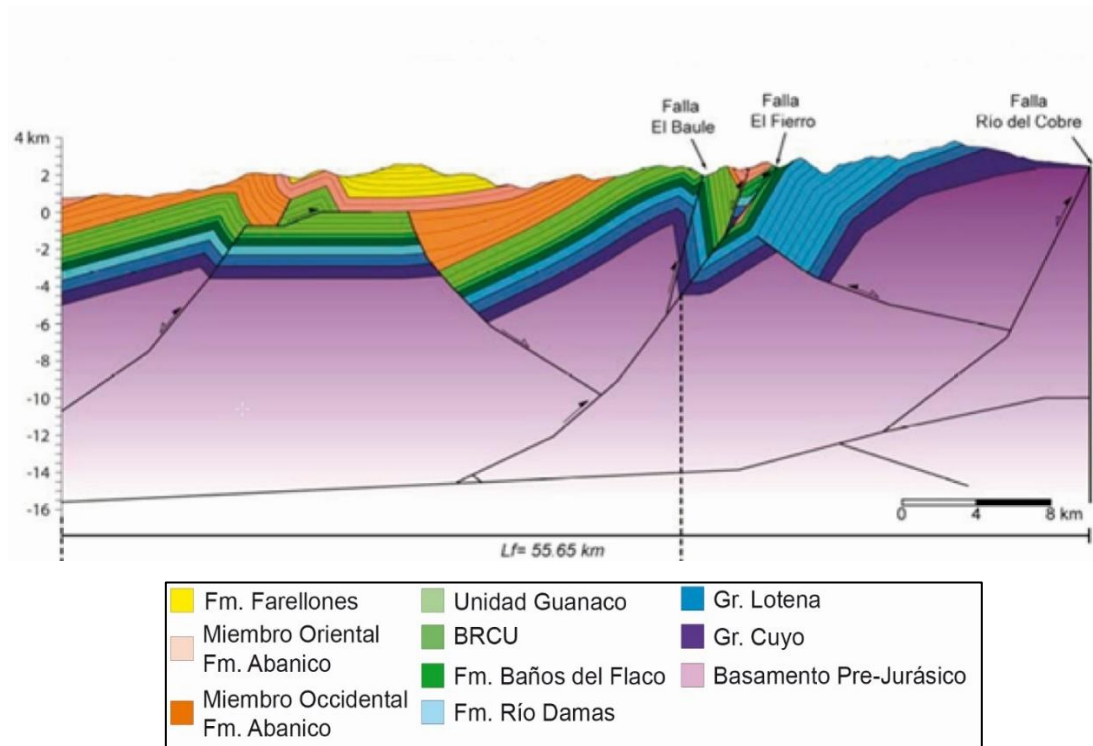


Figura 2.5. Sección balanceada a lo largo del valle del río Tinguiririca, donde se muestra la configuración actual de la Cordillera Principal de los Andes de Chile central a los ~35°S. Tomado de Tapia (2015). Para traza del perfil ver figura 2.4 (Perfil AA').

2.2.4 Evolución geológica meso-cenozoica de la Cordillera Principal entre los 34° y 36°S

Desde el Jurásico al Cretácico Temprano, la configuración paleográfica del margen occidental de Gondwana estuvo caracterizada por el desarrollo de un arco magmático de orientación N-S a lo largo de la actual Cordillera de la Costa, y una cuenca de tras-arco al este del mismo, con acumulación de grandes depósitos marinos y continentales (Charrier *et al.*, 2007). En la Cordillera Principal, en la región al sur de los 33°S, este período está representado por los depósitos marinos de la Formación Nacientes del Teno en Chile central y de los grupos Cuyo y Lotena en Argentina, y por depósitos continentales de las Formaciones Río Damas-Tordillo, asociados al primer ciclo de transgresión-regresión del Ciclo Andino I (Charrier *et al.*, 2007). Un segundo ciclo de transgresión-regresión habría dado lugar a la depositación de las Formaciones Baños del Flaco y Colimapu, esta última ausente en el área de estudio.

A fines del Cretácico Temprano, un cambio en la configuración tectónica habría provocado una modificación de la paleografía del margen, invirtiendo las cuencas de tras-arco con el alzamiento y erosión de las unidades pre-existentes. Tras este episodio, la paleogeografía en esta región de los Andes cambió completamente: el arco magmático migró levemente hacia el este y la cuenca de tras-arco se invirtió, pasando

a conformar una cuenca de antepaís de retro-arco. Este cambio estaría representado por la presencia de depósitos continentales de antepaís de la Unidad BRCU, la Formación Las Chilcas en Chile y el Grupo Neuquén en Argentina sobre los depósitos mesozoicos marinos de tras-arco. Estos depósitos luego corresponderían al basamento de la cuenca de Abanico y del volcanismo cuaternario.

A partir del Eoceno, el arco magmático migró nuevamente hacia el este, ubicándose más cerca del límite fronterizo de Chile-Argentina. Este magmatismo está representando por gruesas acumulaciones de depósitos volcánicos y volcanoclásticos pertenecientes a las formaciones Abanico (Eoceno Tardío – Oligoceno Tardío) y Farellones (Mioceno), junto con el emplazamiento de cuerpos intrusivos en las unidades volcánicas (Charrier *et al.*, 2007).

En ese contexto, una hipótesis para la Unidad Guanaco es que sus rocas correspondan al arco volcánico del Cretácico Tardío-Paleoceno, sugiriendo que la migración al este del magmatismo hasta alcanzar la Cordillera Principal, ocurrió antes de lo reportado hasta ahora. Otra hipótesis, es que dicho arco haya sido más ancho durante el Cretácico, cubriendo una mayor superficie dentro de la región andina, o bien que la distribución del arco haya sido oblicua al margen, de dirección NNE-SSO, continuándose en territorio Argentino hacia el sur del área de estudio. En el Capítulo 5 se discuten estas hipótesis y sus implicancias en la evolución tectónica de la Cordillera Principal de los Andes Centrales del Sur.

		A	B	C	D	E	F	G						
Period	Stage	33°S	33° - 34°30'S		34° - 35°S	35° - 36°30'S	38°30'S	Eastern side of the Andes						
Cretaceous	Maastrichtian	Cristo Redentor Fm.	Colimapu Fm.	Lo Valdés Fm.	B.R.C.U.	Colimapu Fm.	Colimapu Fm.	Malargüe Gr.						
	Campanian							Neuquén Gr.						
	Santonian													
	Coniacian													
	Turonian													
	Cenomanian													
	Albian													
	Aptian													
	Barremian													
	Hauterivian													
	Valanginian								San José Fm.	Lo Valdés Fm.	Baños del Flaco Fm.	Baños del Flaco Fm.	Mendoza Group	Agrio Fm.
	Berriasian													Mulichinco Fm.
Tithonian	Legunilla Fm.	Río Colina Fm. (gypsum)	Nieves Negras Fm.	Río Damas Fm.	Río Damas Fm.	Mendoza Group	Quintuco Fm.							
Upper Member				Upper Member	Valle Grande Fm.		Tordillo Fm.							
Kimmeridgian	Gypsum unit	Nacientes del Tenó Fm.	Upper Member	Valle Grande Fm.		Nacientes del Bío Bío Fm.	Auquileo Fm. "Yeso Principal"							
Oxfordian	Lower Member				Lower Member		Lotena Group	La Manga Fm.						
Callovian	Cuyo Group	Los Molles Fm.	Choiyoi Gr.	Rhyolitic rocks	Cajón de Troncoso Beds	Choiyoi Gr.	Lotena Group							
Bathonian							Lotena Group	La Manga Fm.						
Bajocian							Lotena Group	Lotena Fm.						
Aalenian							Lotena Group	Tábanos Fm.						
Toarcian							Lotena Group	Lejos Fm.						
Pliensbachian							Lotena Group							
Sinemurian							Lotena Group							
Hettangian							Lotena Group							
Triassic														

Figura 2.6. Cuadro cronoestratigráfico de los depósitos jurásicos-cretácicos en la Cordillera Principal de Chile central y Argentina entre los 33° y 38°S. En rojo se destaca la sucesión estratigráfica de la región de estudio (~35°S) y sus equivalentes en territorio argentino (modificado de Charrier *et al.*, 2007).

3 GEOLOGÍA DE LA UNIDAD GUANACO

3.1 INTRODUCCIÓN

La Unidad Guanaco, de edad Cretácico Tardío, fue definida informalmente por Tapia (2015), quién la reconoció como una unidad estratigráfica independiente. Dicho reconocimiento fue realizado en base a dataciones radiométricas recientes, que indican una edad Campaniano-Daniano (Mosolf, 2013; Tapia, 2015), y a su relación de contacto discordante con las formaciones sobreyacentes (Tapia, 2015; Persico *et al.*, 2015). Previamente, estos estratos habían sido asignados a la Formación Abanico (Zapata, 1995; Mosolf, 2013) dada su similitud con esta última. Los trabajos mencionados presentan las principales características litológicas y estructurales de esta unidad.

El estudio de la Unidad Guanaco permitirá entregar nuevos antecedentes sobre la evolución del margen Andino a fines del Cretácico, etapa que además precede al desarrollo del sistema de cuencas de Abanico, y a la depositación de las unidades volcánicas cenozoicas que cubren el basamento mesozoico.

En las siguientes secciones de este capítulo se presenta un análisis de la Unidad Guanaco en términos de su ubicación y distribución, sus relaciones de contacto, disposición y principales estructuras, su estratigrafía y petrografía. Dicho análisis está enfocada a: (i) comprender el ambiente de depositación de los depósitos volcánicos de la Unidad Guanaco, y (ii) establecer su correlación con otras unidades similares en la región y sus implicancias en el contexto de la evolución Andina en la región durante este período.

3.2 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN

La Unidad Guanaco se encuentra expuesta en la vertiente occidental de la Cordillera Principal de los Andes de Chile central, al sureste de la ciudad de San Fernando, en el curso superior del valle del río Tinguiririca ($34^{\circ}55'S - 70^{\circ}30'O$) (Figura 1.2). Sus afloramientos dominan ambos flancos del valle a lo largo de ~12 km, entre las quebradas El Tapado y El Ciruelo por el lado occidental, y quebradas El Baule y Arroyo Garcés por el lado oriental (Figura 3.1). Los afloramientos conforman una franja de dirección NNE de ~6 km de largo, cuya terminación norte y sur está determinada por la cubierta generada por depósitos volcánicos cuaternarios (Figura 3.1).

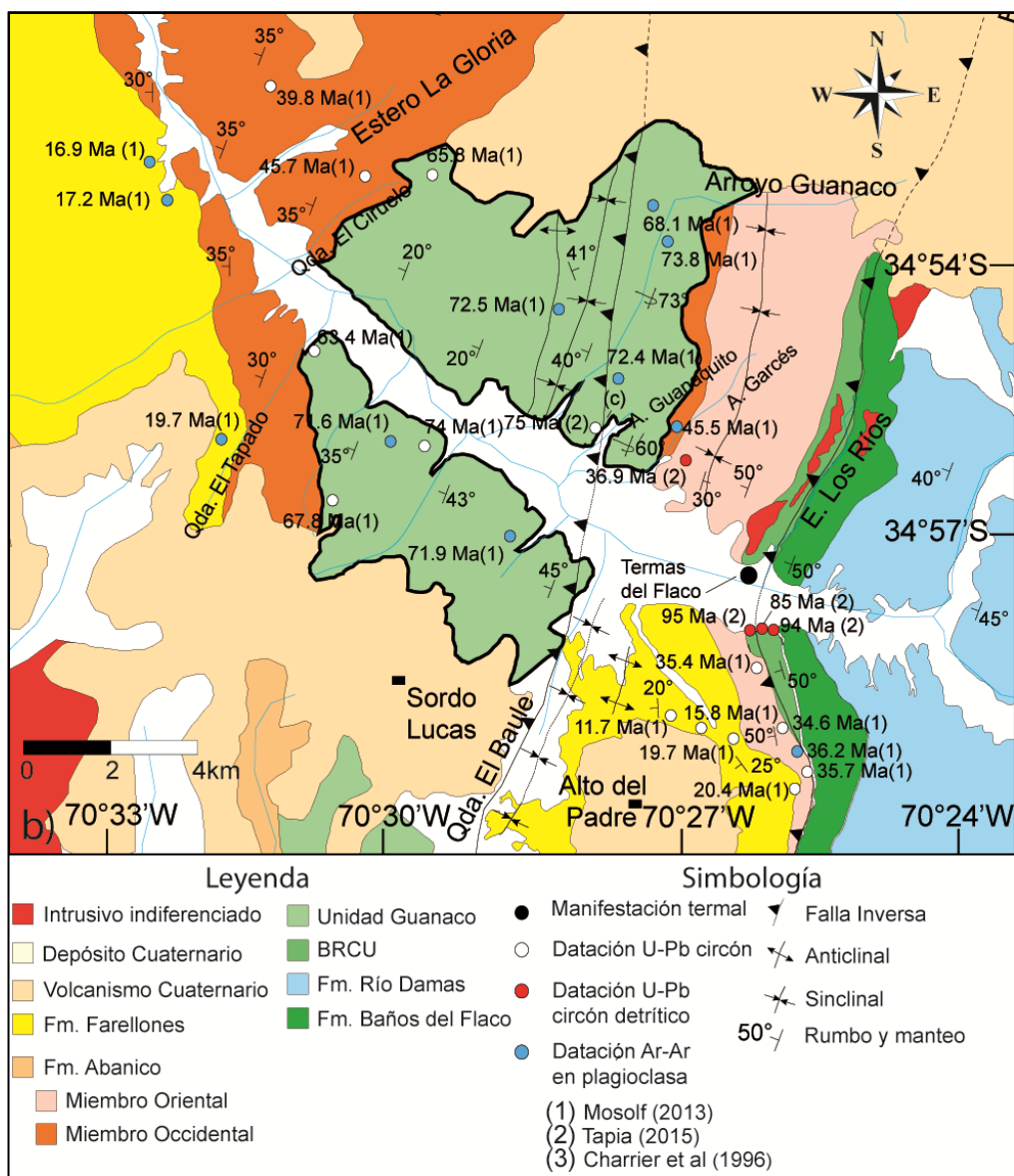


Figura 3.1. Mapa geológico del curso superior del valle del río Tinguiririca (Tapia, 2015). Se observa la ubicación y distribución de la Unidad Guanaco y sus relaciones de contacto con las formaciones cenozoicas Abanico, Farellones y los depósitos volcánicos cuaternarios.

3.3 RELACIONES DE CONTACTO, DISPOSICIÓN Y ESTRUCTURAS

La Unidad Guanaco no presenta una base expuesta. Ella se encuentra cubierta discordantemente, tanto por la Formación Abanico en sus límites occidental y oriental, como por los depósitos volcánicos cuaternarios en sus límites norte y sur (Figura 3.1; Tapia, 2015). Respecto de la Formación Abanico, las determinaciones radiométricas realizadas en el área han documentado un *hiatus* de 17 Ma entre ésta y la Unidad Guanaco, similar a lo descrito para el contacto mesozoico-cenozoico en otras localidades de Chile central (e.g., Gana y Wall, 1997; Risetto, 2015; Tapia, 2015).

La Unidad Guanaco se presenta afectada por una serie de estructuras de rumbo NNE desarrolladas durante el Mioceno que pliegan y deforman sus depósitos (Tapia, 2015). En la ladera norte del río Tinguiririca, esta unidad aflora formando parte del núcleo de un gran anticlinal de 9 km de longitud, caracterizado por un limbo trasero extenso con manteos de 20° a 30° al oeste, y un limbo frontal corto con estratos subverticales que indican una vergencia al este (Tapia, 2015). A lo largo del arroyo Guanaco, el anticlinal se encuentra cortado por una falla inversa de vergencia este denominada Falla El Baule, la cual bascula el limbo trasero del anticlinal hacia el oeste (Figura 3.1; Tapia, 2015).



Figura 3.2. Fotografía de la ladera norte del valle del río Tinguiririca. Se observa la relación de contacto entre la Unidad Guanaco y la sobreyacente Formación Abanico y el volcanismo cuaternario. Además, se observa un gran anticlinal con suaves manteos al oeste y un limbo frontal con estratos volcados subverticales, indicando una vergencia al este. Figura tomada de Tapia (2015).

Los afloramientos de la ladera sur del río Tinguiririca conforman una sucesión homoclinal estratificada de al menos 4 km de longitud, con manteos de 35° a 40° hacia el oeste (Tapia, 2015; ver Figura 3.5). Ellos se encuentran limitados hacia el oeste por depósitos volcanosedimentarios de la Formación Abanico, mientras que su reconocimiento hacia el este se encuentra dificultado por la escasez de afloramientos que presenta este sector. Esto último, junto con el acceso difícil que presentan los pocos afloramientos orientales de la ladera sur, impiden el reconocimiento continuo de la estratigrafía y su correlación con la ladera norte.

Mosolf (2013), en la ladera oeste del arroyo Guanaco, determinó una edad Ar-Ar en plagioclasa de 38,4 Ma en un dique que corta un sistema anticlinal-sinclinal desarrollado al oeste de la Falla El Baule. Con ello, el autor ha puesto en evidencia la existencia de un evento de deformación previo a la extensión del Oligoceno relacionada a la cuenca de Abanico, y su posterior inversión durante el Mioceno (Tapia, 2015; Persico et al., 2015). Esto implica un contacto en discordancia angular con la sobreyacente Formación Abanico.

Respecto de las estructuras contemporáneas a la depositación, Tapia (2015) ha descrito para la Unidad Guanaco la presencia de fallas normales de escala de centímetros a centenas de metros (~300 m), las que se observan acomodando espacio para el depósito de la serie (Figura 3.3). En base a estas observaciones, dicho autor ha sugerido condiciones tectónicas extensionales en este sector para un rango de edades

del Cretácico Tardío. En particular, dicha estructura se encuentra expuesta en estratos de las porciones medias a inferiores de la unidad y, en base a dataciones radiométricas cercanas, la extensión puede asignarse al menos a un intervalo entre ~70-75 Ma.

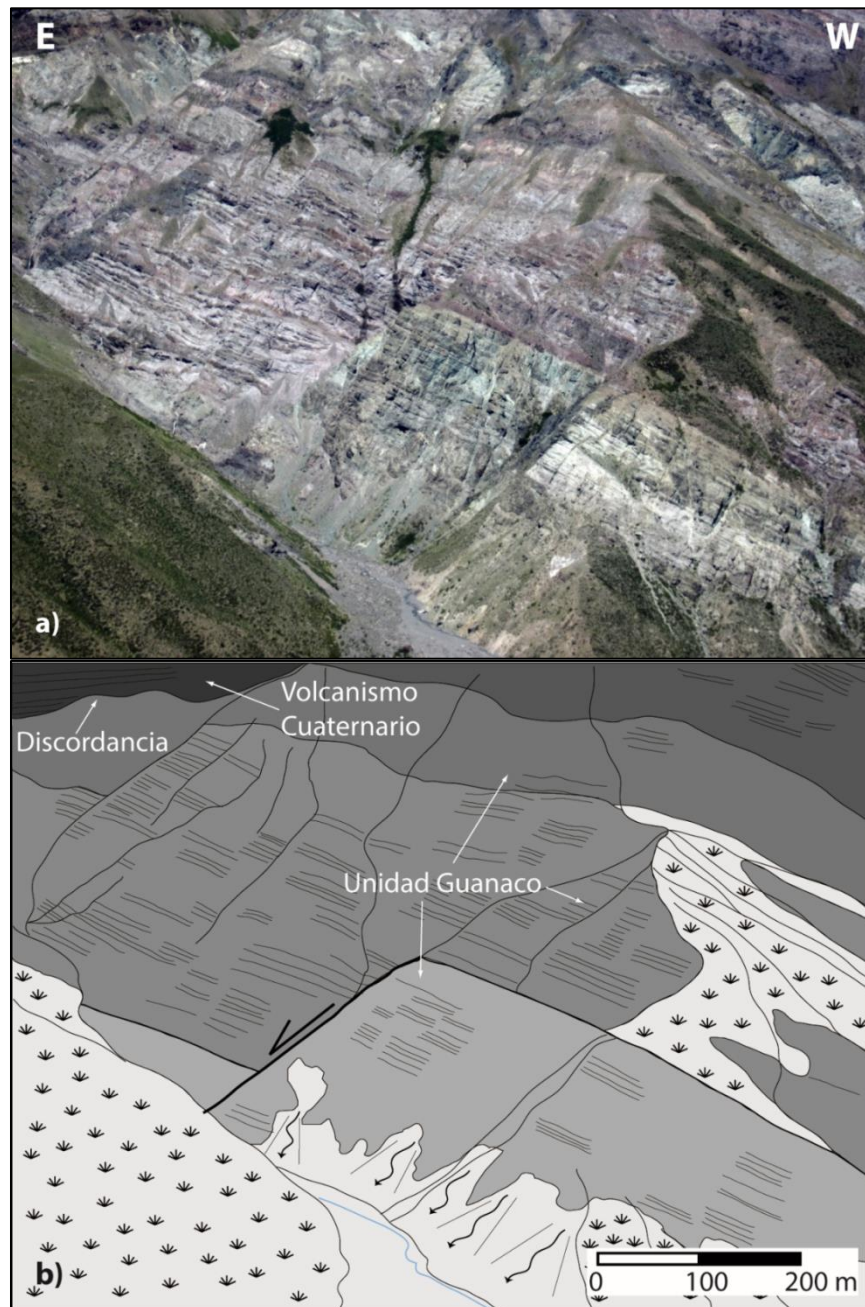


Figura 3.3. a) Fotografía de afloramientos de la Unidad Guanaco expuestos en la ladera sur del valle del río Tinguiririca, al oeste de la quebrada El Baule, mostrando la presencia de una falla normal que acomoda la depositación. b) Interpretación de la foto mostrada en (a), donde se muestra que el espesor de la serie aumenta al lado E este de la falla. Fotografía y figura tomadas de Tapia (2015).

3.4 ESTRATIGRAFÍA

La Unidad Guanaco consiste en una serie de rocas volcánicas y volcanoclásticas continentales de al menos 2.200 m de espesor. Está constituida por lavas basálticas y andesíticas, brechas volcánicas, tobas líticas y tobas vítreas de lapilli, con reducidas intercalaciones de areniscas y conglomerados con retrabajo de material volcánico.

En la Figura 3.4 se presenta la columna estratigráfica generalizada de la Unidad Guanaco, levantada en este trabajo en base a afloramientos expuestos en ambas laderas del valle del río Tinguiririca. Para la porción inferior de la columna se consideraron los afloramientos orientales de la ladera sur, expuestos inmediatamente al oeste de la quebrada El Baule, y afloramientos de la ladera norte, aquellos ubicados en el arroyo Guanaquito (Figura 3.1). La porción superior de la columna estratigráfica fue levantada en base a los afloramientos occidentales de la ladera sur del valle, como se muestra en la figura 3.5. En esta localidad, el rumbo NNE y la disposición homoclinal de los estratos con manteos hacia el oeste, junto a la poca vegetación, facilitaron en gran medida el levantamiento de esta sección. Ambas porciones de la columna se correlacionaron con secciones estratigráficas levantadas en los trabajos de Mosolf (2013) y Tapia (2015), obteniéndose la columna generalizada de la figura 3.4. En el anexo D se presenta la correlación entre la columna de este trabajo y aquellas de trabajos anteriores, y la ubicación estratigráfica de las muestras que cuentan con análisis químico.

Cabe destacar que existe un sector de 1,5 km de largo en la parte oriental de la ladera sur del valle donde no fue posible acceder a los afloramientos. Considerando la disposición general de las capas, se ha estimado en este trabajo que ello puede corresponder a un máximo de 1.000 m no reconocidos en la estratigrafía (Figura 3.5). Se debe destacar que este espesor podría ser significativamente reducido por la presencia de estructuras no observadas.

La porción estratigráfica inferior de la Unidad Guanaco corresponde a ~220 m compuestos predominantemente por lavas y tobas líticas, intercaladas con areniscas y conglomerados volcanoclásticos. Las tobas se encuentran en capas de espesores variables desde cm hasta 4 m de espesor, y presentan una marcada coloración grisácea. Individualmente los flujos de lava no superan los 3 m (Figura 3.6), mientras que los niveles de areniscas y conglomerados varían de 0,5 a 2 m de potencia.

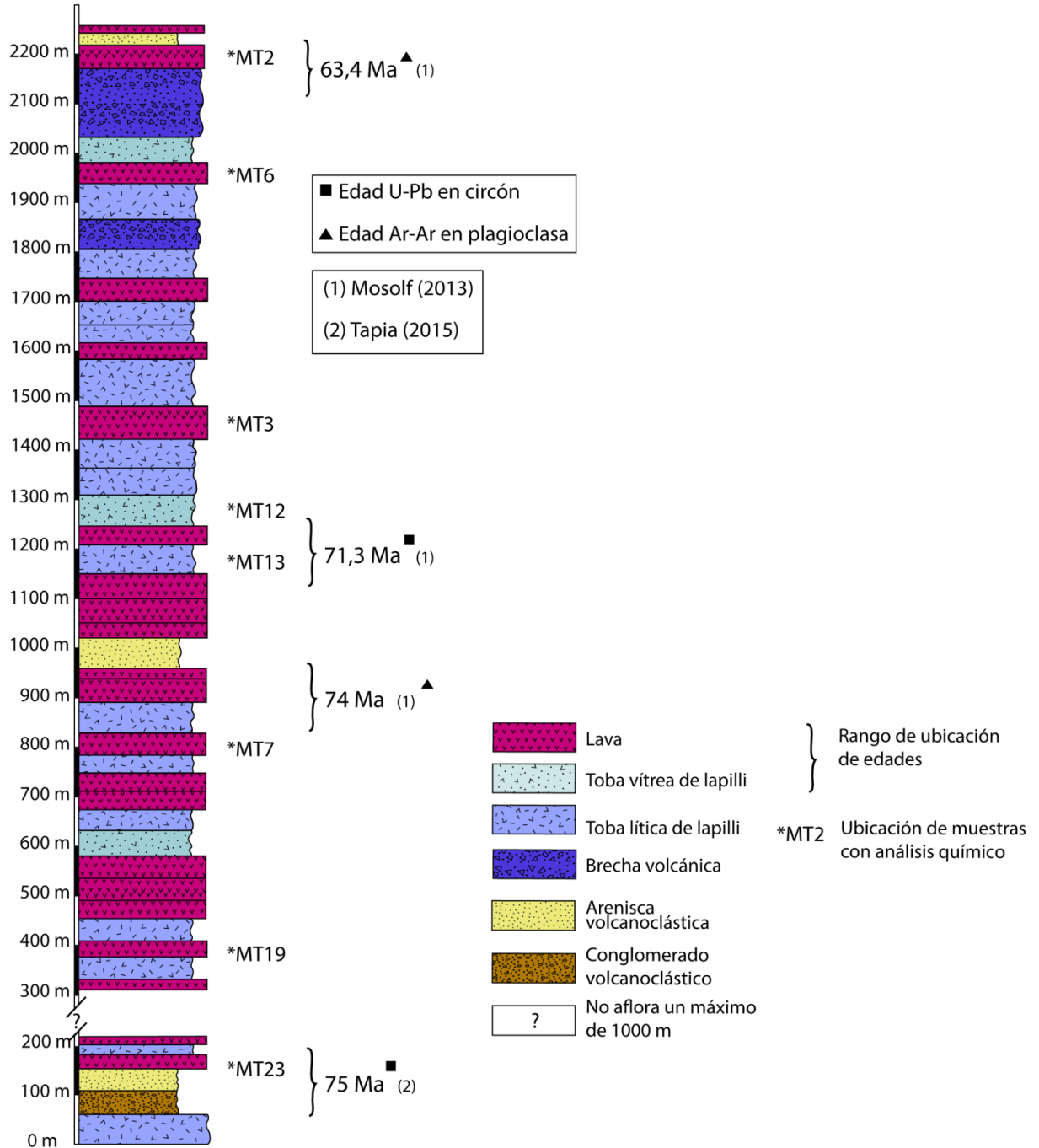


Figura 3.4. Columna estratigráfica generalizada de la Unidad Guanaco, donde se muestra el rango de ubicación de las edades reportadas por Mosolf (2013) y Tapia (2015) y la ubicación estratigráfica de las muestras con análisis químico realizados en este trabajo.

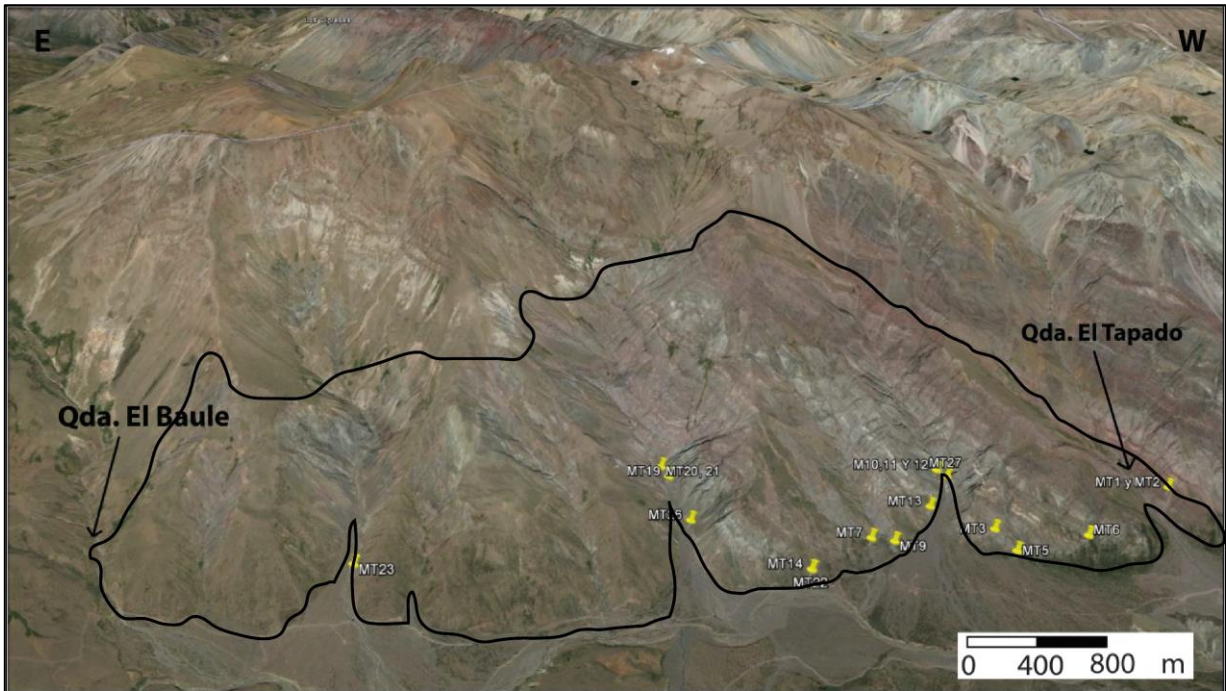


Figura 3.5. Imagen satelital de la ladera sur del valle del río Tinguiririca, entre las quebradas el Tapado y El Baule. Delimitado en negro se observan los afloramientos de la Unidad Guanaco, sobreyacidos por depósitos volcánicos cuaternarios. En amarillo se muestra la ubicación de las muestras estudiadas en este trabajo.

El resto de la columna, es decir los ~2.000 m superiores, corresponde a los afloramientos expuestos en la ladera sur del valle, entre la quebrada El Tapado y el flanco oeste de la quebrada El Baule (Figura 3.2). En las porciones intermedias de esta sección, predominan las coladas de lava de hasta 10 m de espesor, con intercalaciones de tobas y brechas volcánicas, y una escasa presencia de conglomerados y areniscas volcanoclásticas (Figura 3.7; Figura 3.8). En general, las coladas de lava presentan una coloración grisácea, con una potencia que va desde 20 cm hasta 3 m de espesor. Por su parte, las intercalaciones de tobas líticas y brechas volcánicas se presentan en estratos de marcada coloración rojiza, con espesores que varían desde 40 cm hasta 4 m de espesor (Figura 3.8).

Hacia el techo de la columna, en las cercanías de la quebrada El Tapado, la serie muestra un predominio de brechas volcánicas y tobas líticas de un distintivo color blanco, que alcanzan hasta 25 m de espesor (Figura 3.9). Se debe notar que la marcada coloración blanquecina de estas capas las hace fáciles de seguir en terreno e imágenes satelitales. En esta porción de la columna se presentan intercaladas, de manera subordinada, flujos de lava de color gris. Estos últimos presentan bases rugosas e irregulares con una parte central masiva, formando estratos cuya potencia alcanza hasta 10 m de espesor.



Figura 3.6. Afloramiento de las porciones inferiores de la Unidad Guanaco, en la ladera sur del valle del río Tinguiririca. Se observa un flujo de lava de color grisáceo de ~1 metro de espesor.

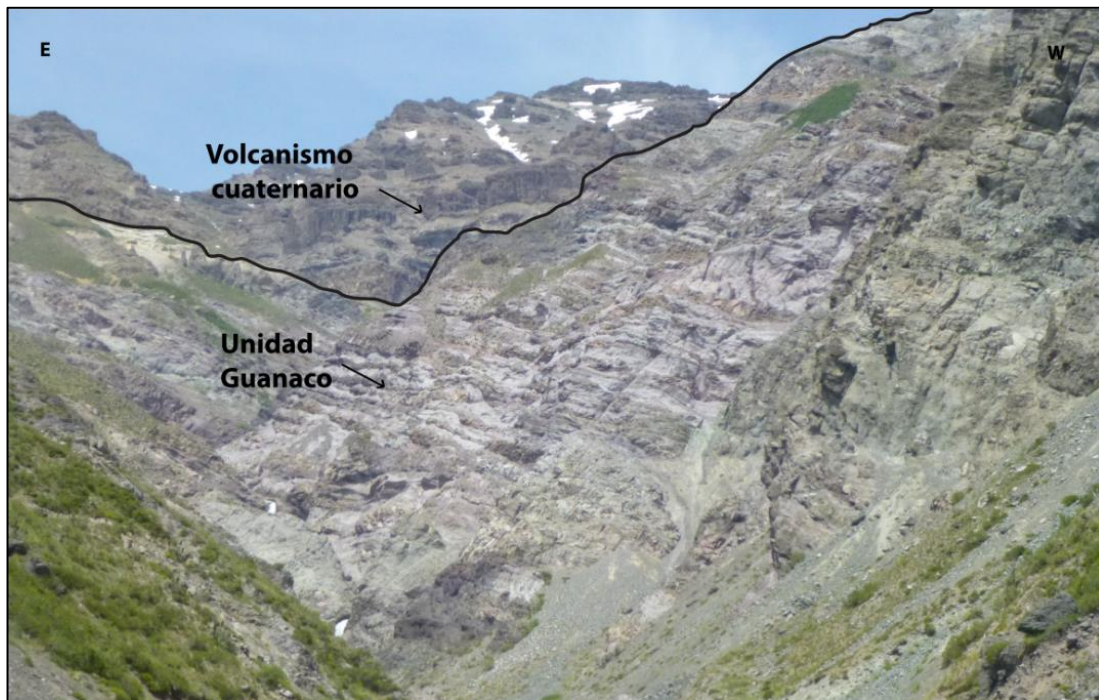


Figura 3.7. Fotografía de las porciones intermedias de la Unidad Guanaco en la ladera sur del valle del río Tinguiririca. Se observa una intercalación de tobas rosadas con lavas grises de ~600 m de espesor, y sobre ésta el volcanismo cuaternario.



Figura 3.8. Fotografía de las porciones intermedias de la Unidad Guanaco. Se muestra una secuencia de toba roja (capa inferior) y lavas grises (capas superiores), reflejando el carácter volcánico de la Unidad Guanaco.

En general, la Unidad Guanaco presenta una estratigrafía monótona, predominantemente volcánica, con limitadas variaciones hacia el techo y base. Esto indica una cercanía a centros eruptivos activos durante su depositación. Por otra parte, las intercalaciones de areniscas y conglomerados, si bien son escasas, indican procesos de erosión y retrabajo de material volcánico en el momento del depósito de la serie. El gran espesor (> 2.000 m) sugiere además un ambiente subsidente, al menos a escala local para la acumulación de tal espesor.

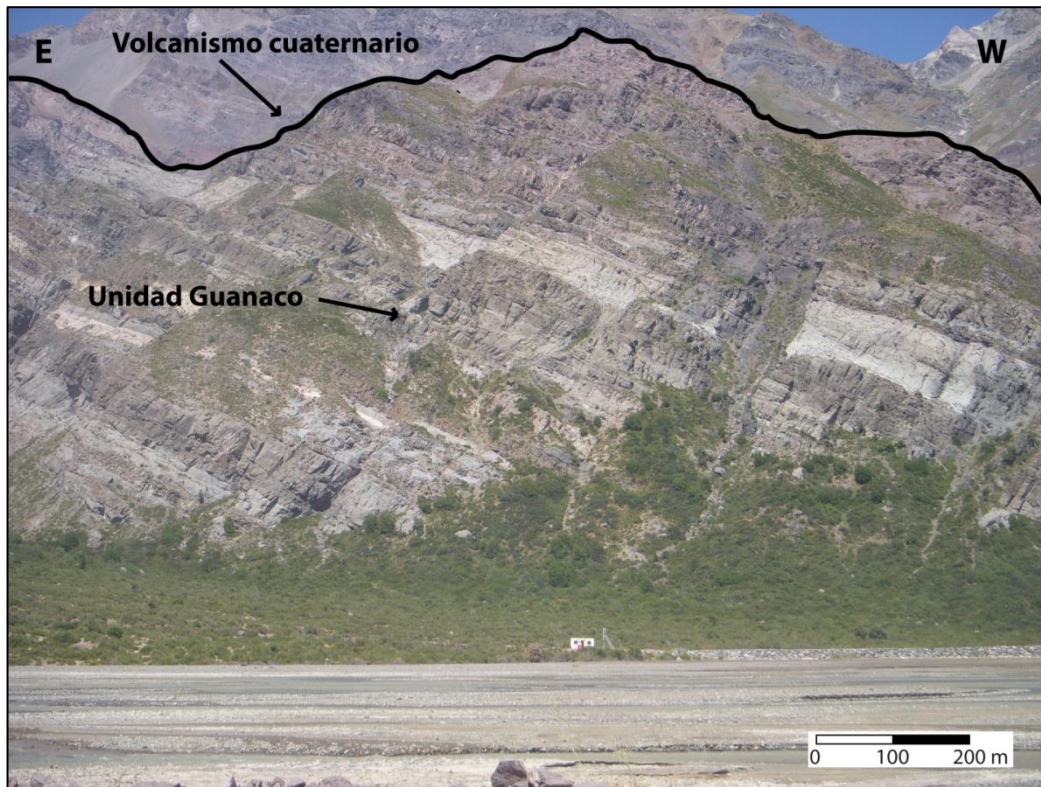


Figura 3.9. Fotografía de la porción superior de la Unidad Guanaco expuesta en la ladera sur del río Tinguiririca, inmediatamente al este de la quebrada El Tapado. Se observa la serie de brechas volcánicas y tobas (capas claras) intercaladas con niveles de lava (capas oscuras) que predominan hacia el techo de la unidad. Además, se observa la disposición homoclinal que presentan los estratos con manteos de $\sim 35\text{-}40^\circ$ hacia el oeste y la discordancia que los separa de los depósitos cuaternarios sobreyacientes.

3.5 LITOLOGÍA Y PETROGRAFÍA

3.5.1 Características Generales

Durante el trabajo de terreno se recolectaron 23 muestras de rocas volcánicas de la Unidad Guanaco para análisis petrográficos y geoquímicos. De ellas, 18 corresponden a flujos de lava, 3 corresponden a diques y las 2 restantes corresponden a tobas. Cabe mencionar que una importante limitación en la recolección de muestras para análisis geoquímicos es la fuerte alteración que presentan las rocas de esta unidad. En ese sentido, las 23 muestras recolectadas corresponden a las muestras más frescas que se pudo encontrar en terreno. Además, la asimetría en el muestreo entre lavas y tobas es producto del gran contenido de líticos que suelen presentar estas últimas, lo que impide la realización de análisis químicos para la determinación de características magmáticas primarias. Es así como el muestreo descrito le confiere un sesgo a la caracterización petrográfica y geoquímica de las rocas volcánicas de la esta unidad. Por otra parte, los diques que intruyen a la Unidad Guanaco pueden ser posteriores a su depositación, y por tanto no son de interés para la geoquímica de este estudio.

Las descripciones petrográficas, tanto macroscópicas como microscópicas, tuvieron como objetivo principal analizar la susceptibilidad para la realización de análisis químicos. Dado esto, las muestras de rocas sedimentarias, tobas líticas, y lavas o diques muy alterados fueron descritas sólo macroscópicamente en terreno. El resto de las muestras fueron analizadas bajo el microscopio óptico para estudiar la factibilidad de realización de análisis químicos.

Se describieron 20 cortes transparentes con énfasis en la caracterización de su mineralogía, tanto primaria como secundaria. Cabe destacar que las rocas presentan en general evidencias de alteración y/o metamorfismo, como lo refleja la presencia ubicua de minerales secundarios como clorita, epidota, arcillas y calcita. Una descripción petrográfica de todas las muestras se presenta en el Anexo A.

Para caracterizar la alteración que afecta a las muestras, se definieron 4 grados de intensidad. Como grado 1 se considera una muestra fresca, con menos de un 5% de minerales de alteración. Dentro de las muestras estudiadas, ninguna posee un grado tan bajo de alteración. Como grado 2 se consideró a las muestras que presentan menos de un 15% de minerales de alteración, los que corresponden a clorita, arcillas y óxidos de hierro y que alteran principalmente la masa fundamental. Como grado 3 se consideró a las muestras que presentan desde un 15 y hasta un 30% de minerales alteración, entre ellos clorita, epidota, óxidos de hierro y arcillas que alteran la masa fundamental. Como grado 4 se consideró a las muestras que presentan más de un 30% de minerales de alteración, con presencia de amígdalas rellenas de clorita-esmectita, vetillas de calcita, además de epidota y abundantes arcillas que alteran tanto los fenocristales como la masa fundamental. Los grados de alteración de las muestras estudiadas se encuentran listados en la Tabla 1.

Tabla 1. Muestras de la Unidad Guanaco estudiadas con microscopio, con sus respectivas coordenadas en UTM, clasificación litológica y grado de alteración. Arc: Arcillas; Cb: Carbonato; Chl: Clorita; Sme: Esmeclita; Ep: Epidota; FeOx: Óxidos de hierro; MF: Masa fundamental; Plg: Plagioclasa; Ser: Sericita.

Muestra	Litología	N	E	Clasificación microscópica	Minerales de alteración	Grado de alteración	Ocurrencia de la alteración
MT1	Dique	6134560	361510	Gabro hipoabisal	Cb, Chl-Sme	4	Vetillas y amígdalas
MT2	Lava	6134560	361510	Andesita basáltica de clinopiroxeno	Cb-Qz-FeOx	2	MF
MT3	Lava	6133936	362549	Andesita basáltica de clinopiroxeno	Ep-Arc	2	Plg y MF
MT4	Toba	6133936	362549	Toba lítica de lapilli	No se realizó CT	4	No se realizó CT
MT5	Dique	6134098	362555	Dique diorítico de 2 piroxenos	Ep-Prh	3	MF
MT6	Lava	6134360	362171	Andesita basáltica de piroxeno	Arc-FeOx-Cb	2	Plg y amígdalas
MT7	Lava	6133420	363080	Basalto de piroxeno	Arc-Ep-FeOx	2	MF
MT8	Lava	6133420	363080	Basalto/andesita de clinopiroxeno	Ep-Chl-Sme	2	MF
MT9	Lava	6133533	363002	Andesita de piroxeno	No se realizó CT	4	No se realizó CT
MT10	Toba	6133445	362407	Toba vítrea de lapilli	No se realizó CT	4	No se realizó CT
MT11	Toba	6133445	362407	Toba vítrea de ceniza	FeOx	4	MF
MT12	Toba	6133445	362407	Toba vítrea dacítica	Ep	2	Plg y MF
MT13	Lava	6133557	362651	Andesita de ortopiroxeno	Cb-FeOx	3	MF
MT14	Lava	6133288	363496	Basalto/andesita	Cb-Chl	4	Vetillas y amígdalas
MT15	Lava	6133502	365088	Andesita de piroxeno	FeOx-Chl	3	Máficos primarios
MT16	Lava	6134149	363549	Andesita de 2 piroxenos	Chl-Prh-Arc	3	Plg y MF
MT17	Lava	6134149	363549	Basalto/andesita de clinopiroxeno	Arc-Chl-Cb	3	MF
MT18	Dique	6133228	366725	Intrusivo diorítico de 2 piroxenos	Chl-Arc-Ep	4	Plg y MF
MT19	Lava	6132249	363564	Andesita basáltica	Chl-Ser-Arc	3	Plg y MF
MT20	Lava	6132161	363537	Basalto/andesita de piroxeno	Ser-Arc-Cb	4	MF
MT21	Lava	6132161	363537	Basalto/andesita de clinopiroxeno	Ser-Arc-Ep	4	MF
MT22	Lava	6133289	363491	Basalto/andesita	Carb-Arc	4	MF y amígdalas
MT23	Lava	6131465	365344	Andesita de 2 piroxenos	Arc	2	MF

3.5.2 Lavas

Las coladas de lavas de la Unidad Guanaco se presentan en afloramientos de color gris, parcialmente alterados y cubiertos por vegetación, con espesores observables que varían desde 20 cm hasta 15 m. En este trabajo se seleccionaron 18 muestras de lavas para un estudio petrográfico microscópico detallado.

En términos petrográficos, las lavas presentan texturas porfíricas, hipocristalinas e hipidiomórficas, con fenocristales de tamaño que varían entre 0,5 mm y 2 cm de largo, y que componen del 10 al 30% de la roca (Figura 3.10). La mineralogía común de los fenocristales corresponde a plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, pseudomorfos de olivino y minerales opacos. Los fenocristales de minerales transparentes forman comúnmente texturas sub-ofíticas, glomeroporfíricas y de reabsorción. Ellos se encuentran inmersos en una masa fundamental hipocristalina de tamaño submilimétrico, compuesta por cristales de plagioclasa, piroxenos, minerales opacos y vidrio volcánico, presentando texturas traquíticas, intergranulares e intersertales (Figura 3.10). Según la clasificación de Streckeisen (1978) y en base a la mineralogía observada, todas las muestras se clasifican como basaltos o andesitas de piroxeno.

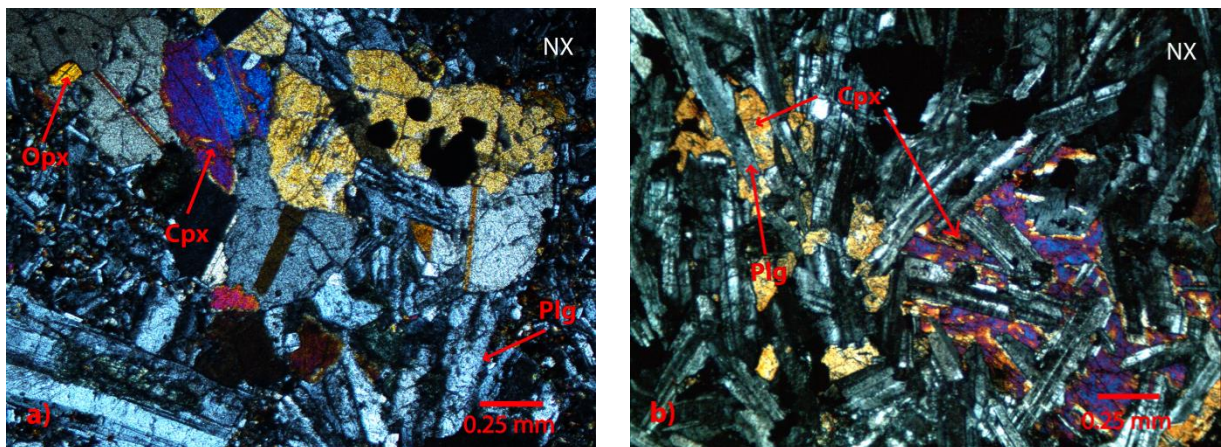


Figura 3.10. a) Microfotografía a nicoles cruzados de una lava basáltica con textura glomeroporfírica, compuesta por cristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa. b) Microfotografía a nicoles cruzados de una lava con texturas intergranulares e hipocristalinas, con fenocristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno inmersos en una matriz de plagioclasa, vidrio y minerales opacos. Opx: Ortopiroxeno. Cpx: Clinopiroxeno. Plg: Plagioclasa.

Los fenocristales de **plagioclasa** se presentan de formas euhedrales a subhedrales con tamaños que varían desde 2 mm hasta 2 cm, con una integridad media, y constituyen más del 60% de la roca en todas las muestras (Figura 3.11). Comúnmente presentan maclas polisintética y periclina, y muestran desarrollo de texturas sieve y zonación (Figura 3.11; Figura 3.12). Es común que presenten inclusiones de clinopiroxeno. En la muestra MT8 se observan al menos dos familias de cristales, donde los de mayor tamaño se encuentran fracturados y alterados a clorita-esmectita, mientras que los de menor tamaño no presentan fracturas ni alteración. Esto indicaría al menos 2 etapas distintas de cristalización (Figura 3.12). En general, los cristales de plagioclasa se encuentran alterados parcialmente a arcillas, clorita y epidota (Figura 3.11; Figura 3.12), además de presentar una generalizada albitización.

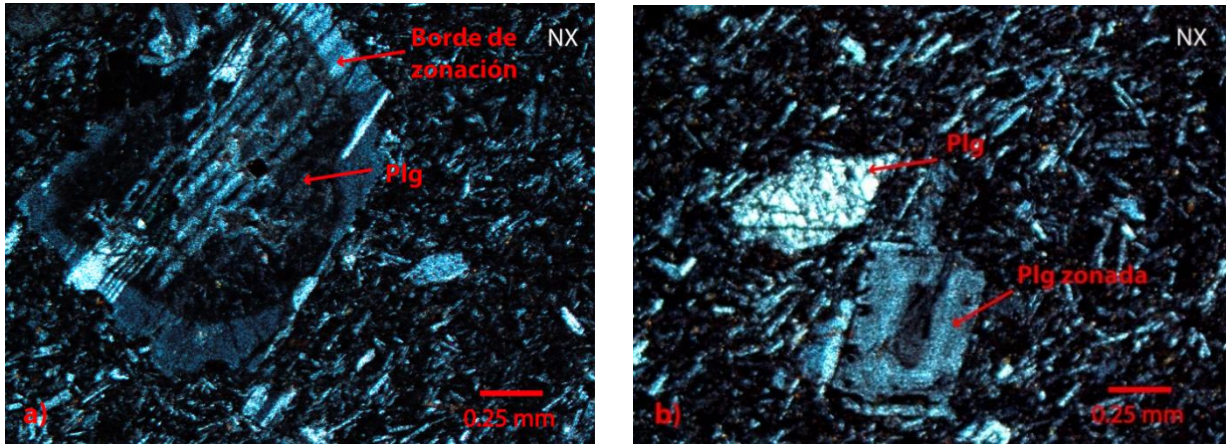


Figura 3.11. Microfotografías a nicoles cruzados de una lava andesítico-basáltica con fenocristales de plagioclasa. Se observa en ambas figuras (a y b) la zonación de algunos fenocristales de plagioclasa. Plg: Plagioclasa.

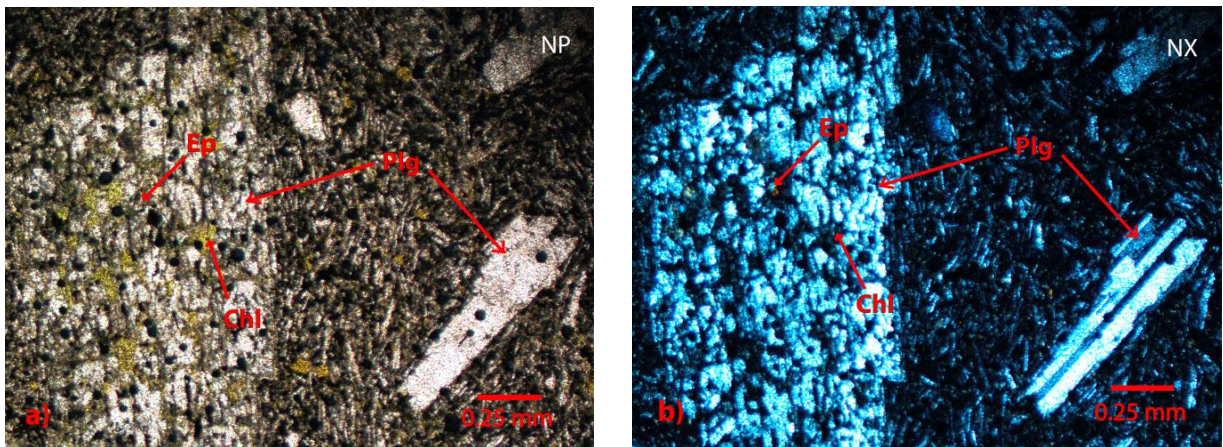


Figura 3.12. Microfotografías a nicoles paralelos (a) y nicoles cruzados (b) de una lava andesítico-basáltica con fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa (Plg) y óxidos de hierro (FeOx), alterados parcialmente a clorita (Chl), epidota (Ep) y arcillas.

Los fenocristales de **clinopiroxeno** se presentan de formas euhedrales a subhedrales con tamaños que varían entre 0,5 y 2 mm, con una integridad media a alta, constituyendo hasta un 25% de la roca total en todas las muestras (Figura 3.13a; Figura 3.13b). Presentan texturas glomeroporfíricas, de reabsorción, y en dos muestras estos fenocristales se encuentran intercrecidos con cristales de plagioclasa conformando texturas sub-ófticas (Figura 3.12a; Figura 3.13b). En general, los cristales de clinopiroxeno se encuentran íntegros sin evidencias de alteración.

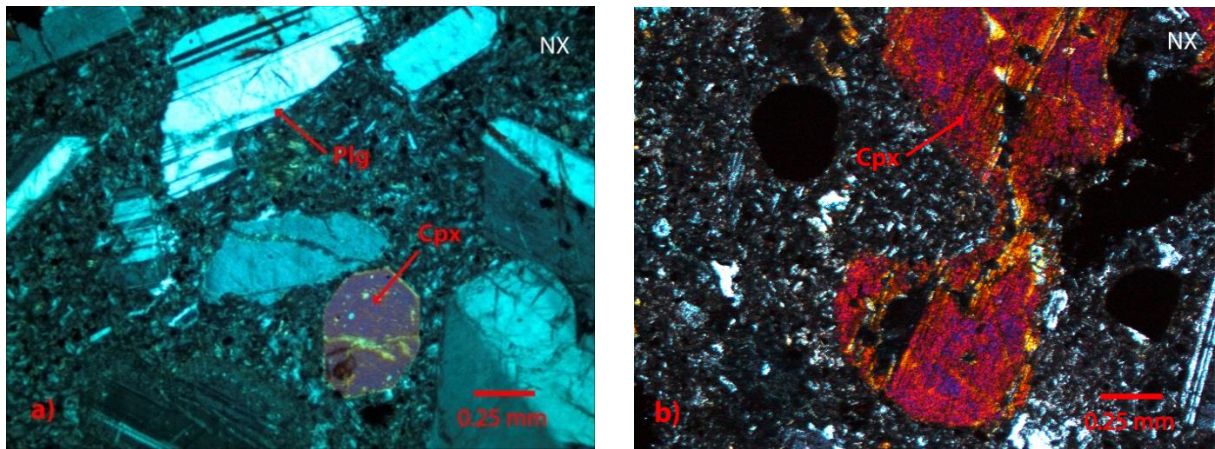


Figura 3.13. a) Microfotografía a nicoles cruzados de una lava andesítica con fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa conformando una textura porfírica. b) Microfotografía de una lava basáltica con textura porfírica, donde se observa un fenocristal de clinopiroxeno parcialmente reabsorbido. Cpx: Clinopiroxeno. Plg: Plagioclasa.

Los fenocristales de **ortopiroxeno** se presentan de formas subhedrales con tamaños que varían entre 0,5 y 2 mm, con una integridad baja a media, constituyendo hasta un 15% de la roca total en todas las muestras. En algunos casos conforman texturas glomeroporfíricas. Es común que estos cristales se encuentren parcialmente oxidados y cloritizados (Figura 3.14), con bordes totalmente reemplazados por óxidos de hierro. Esto contrasta con los fenocristales de clinopiroxeno, que en términos generales no presentan alteración (Figura 3.14b).

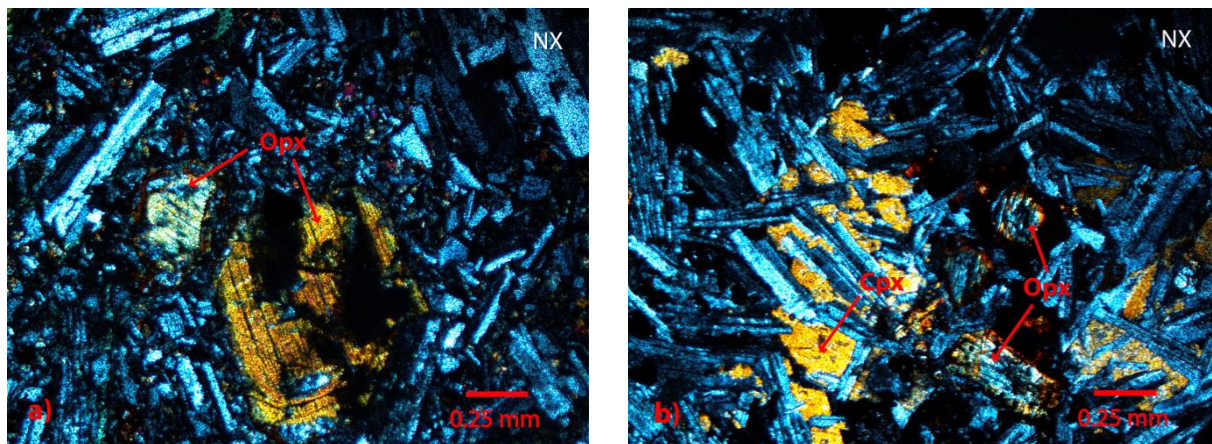


Figura 3.14. a) Microfotografía a nicoles cruzados de una lava andesítico-basáltica con fenocristales de ortopiroxeno parcialmente alterados a clorita. b) Microfotografía a nicoles cruzados de una lava andesítico-basáltica con fenocristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa, conformando una textura sub-ófica. Notar la diferencia de alteración entre los cristales de clinopiroxeno (no alterados) y de ortopiroxeno (bordes oxidados y cristales parcialmente cloritizados). Opx: Ortopiroxeno. Cpx: Clinopiroxeno

Los fenocristales de **olivino** corresponden todos a pseudomorfos, reconocidos por presentar hábitos prismáticos cortos de formas euhedrales a subhedrales. Sus tamaños varían entre 0,5 y 1,5 mm. Ellos presentan una baja integridad y constituyen

hasta un 15% de la roca total en las muestras. Comúnmente presentan bordes reemplazados por minerales opacos y se encuentran parcial a totalmente oxidados. Es común que se encuentren parcialmente cloritizados e intensamente fracturados, con las fracturas rellenas de serpentina y/o óxidos de hierro (Figura 3.14).

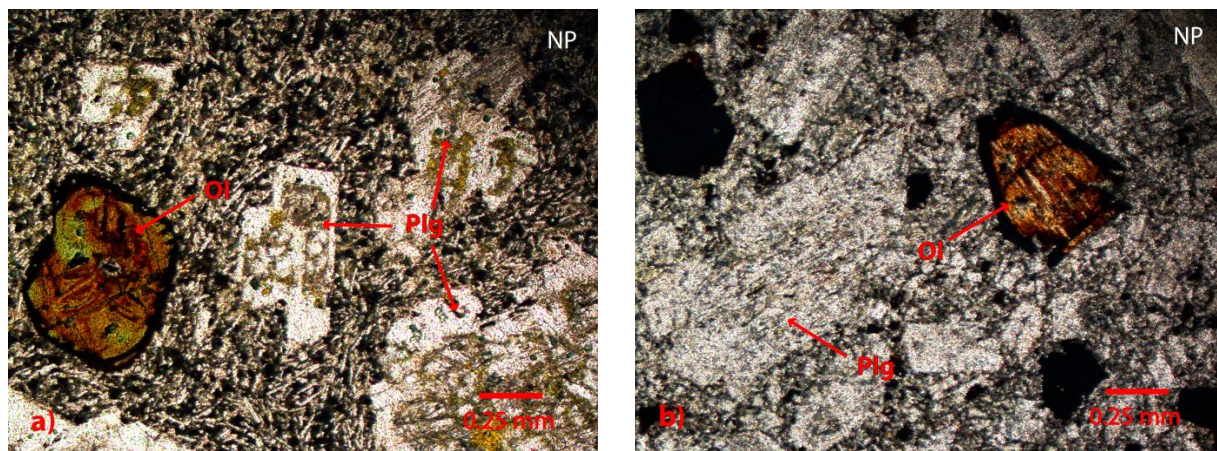


Figura 3.15. a) Microfotografía a nicoles paralelos de una lava basáltica con fenocristales de plagioclasa alterados a clorita y arcillas y pseudomorfos de olivino reemplazados por clorita y óxidos de hierro. b) Microfotografía a nicoles paralelos de una lava andesítico-basáltica, donde se observan pseudomorfos de olivino con hábito prismático corto totalmente reemplazado por clorita y óxidos de Fe, y fenocristales de plagioclasa parcialmente argilizados. Ol: Olivino. Plg: Plagioclasa.

Dentro de los minerales de alteración se observa titanita, presente en cristales subhedrales de 0,1 a 0,4 mm de tamaño, que alteran la masa fundamental, algunos minerales opacos y escasos minerales máficos primarios (Figura 3.15). También se observan cristales de epidota, clorita y prehnita de tamaños menores a 0,5 mm relleno de amígdalas y alterando la masa fundamental (Figura 3.15b), el vidrio volcánico y los cristales de plagioclasa. En algunas muestras se aprecian vetillas de 0,1 a 0,3 mm de ancho de calcita y clorita-esmectita que cortan la roca.

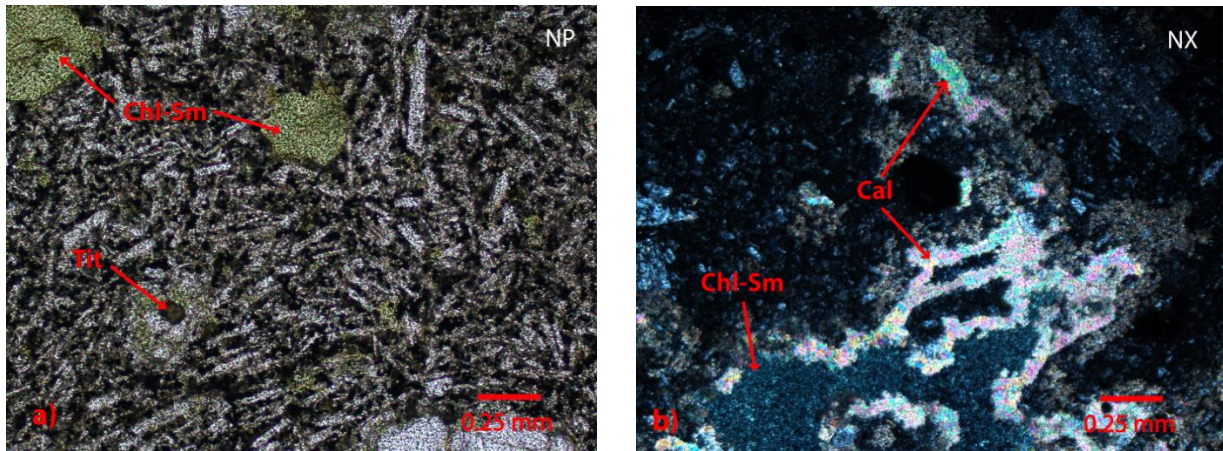


Figura 3.16. a) Microfotografía a nicolos paralelos de una lava andesítico-basáltica con amígdalas de 0,2 mm de diámetro rellenas por clorita-esmectita y cristales de titanita secundarios. b) Microfotografía a nicolos cruzados de una lava andesítico-basáltica con una amígda de ~1,5 mm de diámetro, rellena de clorita-esmectita y carbonato. Tit: Titanita. Chl: Clorita. Sm: Esmectita. Cal: Calcita.

3.5.3 Rocas Piroclásticas

Las rocas piroclásticas corresponden a brechas volcánicas, tobas líticas y vítreas de lapilli medio a grueso que se presentan en afloramientos de 1 a 10 m de espesor. Ellas se encuentran alteradas de manera parcial a arcillas y óxidos de hierro. Están compuestas por piroclastos que corresponden a juveniles, fragmentos líticos y cristales conformando texturas fragmentadas. Sus tamaños que varían entre 0,2 mm a 2 m de diámetro, constituyendo del 30 al 60% de la roca (Figura 3.17), los que están inmersos en una matriz compuesta principalmente por ceniza, esquirlas, fragmentos de plagioclasa de tamaño submilimétrico y vidrio volcánico.

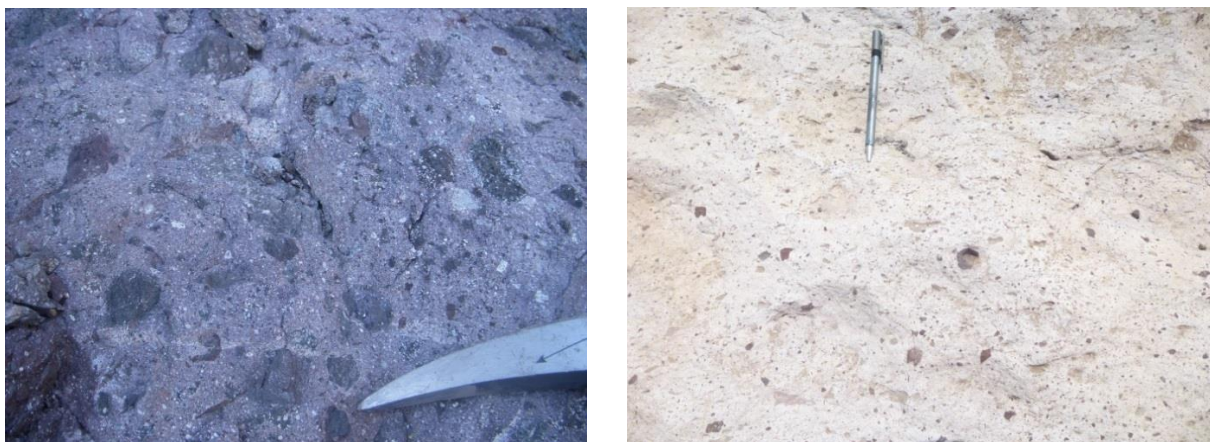


Figura 3.17. a) Fotografía de afloramiento de una toba lítica de lapilli grueso, con clastos volcánicos subangulosos a subredondeados dispuestos en una matriz tobácea. b) Fotografía de una toba vítrea de ceniza, compuesta por clastos volcánicos angulosos dispuestos en una matriz cinerítica.

Los fragmentos líticos son subangulosos a subredondeados y a escala de afloramiento alcanzan tamaños que varían desde 1 cm hasta 2 m de diámetro (Figura 3.17). A nivel microscópico, ellos presentan texturas porfíricas compuestas principalmente por fenocristales de plagioclasa de 0,2 a 1 mm de largo y escasos fenocristales de orto y clinopiroxeno, dispuestos en una masa fundamental de plagioclasa y óxidos de hierro primarios, alterada parcialmente a epidota (Figura 3.17; Figura 3.18).

La plagioclasa corresponde al principal mineral de los fragmentos cristalinos presentes en las rocas piroclásticas (Figura 3.17). Éstos se presentan en cristales íntegros y fragmentos de cristales de 0,2 a 2 mm de tamaño, y están frecuentemente alterados de manera parcial a epidota y arcillas.

Los juveniles corresponden principalmente a ceniza y esquirlas de tamaños que varían entre 0,1 y 0,4 mm, las que se encuentran alteradas parcialmente a arcillas. También se observan pómez de 0,5 a 1,5 mm de diámetro con evidencias de recristalización de cristales de cuarzo y feldespato potásico (Figura 3.19).

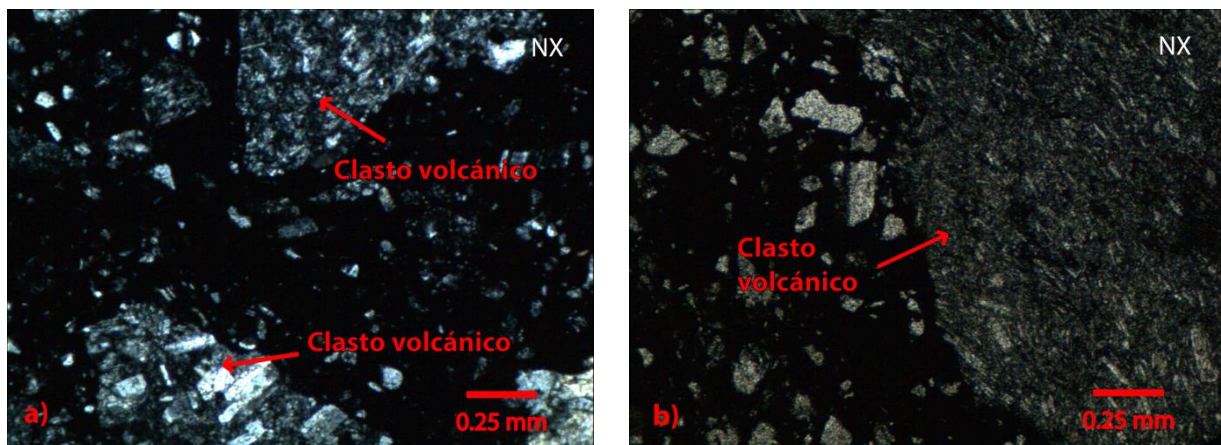


Figura 3.18. a) Microfotografía a niclos cruzados de una toba lítica con clastos volcánicos subangulosos compuestos por fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz hipocristalina. b) Microfotografía de la misma toba lítica, donde se observa un clasto volcánico de ~1 cm de diámetro compuesto principalmente por fenocristales de plagioclasa, reflejando el origen volcánico de los fragmentos líticos.

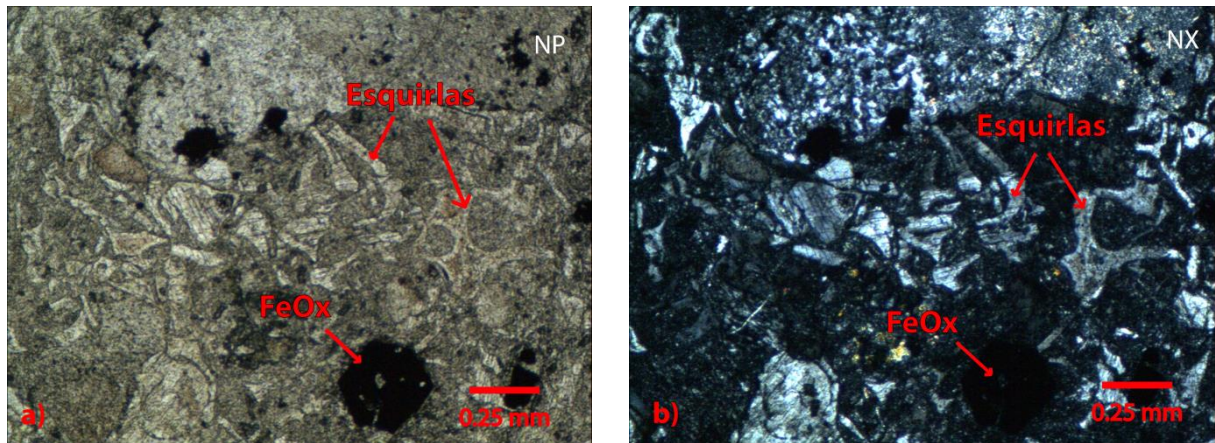


Figura 3.19. Microfotografía a nicoles paralelos (a) y nicoles cruzados (b) de la única toba analizada (MT12). Se observan fragmentos de plagioclasa y esquirlas reemplazadas parcialmente por filosilicatos, dispuestos en una matriz vítrea opaca. FeOx: Óxidos de hierro.

3.5.4 Depósitos Sedimentarios

Los depósitos sedimentarios son limitados y escasos en los afloramientos de la Unidad Guanaco, concentrándose principalmente en la base de ésta, en el sector del arroyo Guanaquito. Ellos se presentan en estratos de 0,5 a 3 m de espesor, y presentan una marcada coloración café y rojiza. En términos generales, corresponden a conglomerados y areniscas gruesas con clastos esencialmente volcánicos.

Los conglomerados presentan una textura matriz soportada, con clastos volcánicos subredondeados de tamaños que varían desde 1 hasta 15 cm de diámetro y que componen hasta el 30% de la roca. Ellos presentan texturas porfíricas compuestas principalmente por fenocristales de plagioclasa que alcanzan hasta 1 mm de largo. La matriz presenta un tamaño de arena media y está compuesta principalmente por clastos volcánicos de tamaño inferior a 1 cm, los cuales se encuentran parcialmente alterados por óxidos de hierro.

Las areniscas presentan una textura clasto soportada, con clastos volcánicos subredondeados con tamaños que varían entre 0,5 y 2 mm. La matriz presenta un tamaño de arena fina compuesta por fragmentos de clastos volcánicos y fragmentos de plagioclasas.

La abundante presencia de fragmentos volcánicos, tanto en los conglomerados como en las areniscas, sugiere procesos de retrabajo de material volcánico durante el depósito de esta unidad.

Dado que este trabajo está enfocado en la génesis de los productos volcánicos de la Unidad Guanaco, no se cuenta con cortes transparentes ni análisis químico para estas rocas que permitan una caracterización más detallada.



Figura 3.20. a) Fotografía de un conglomerado volcanoclástico en el arroyo Guanaquito, con textura matriz soportada de tamaño arena media, y clastos volcánicos monomícticos subredondeados que varían desde 2 hasta 15 cm. b) Fotografía de un nivel de arenisca totalmente oxidada en el arroyo Guanaquito.

4 GEOQUÍMICA DE ROCAS VOLCÁNICAS DE LA UNIDAD GUANACO

4.1 GENERALIDADES

En este capítulo se presentan las principales características geoquímicas de rocas volcánicas representativas de la Unidad Guanaco, en base a un análisis de elementos mayores y elementos traza, con el objetivo de caracterizar su composición geoquímica y establecer un modelo petrogenético para su formación. En las primeras secciones de este capítulo se presentan y describen los rasgos principales de los datos obtenidos, para luego discutir e interpretar esta información.

Las muestras analizadas corresponden a 9 lavas y 1 toba (Figura 3.4; Tabla 1). Ellas fueron seleccionadas a partir del estudio de 20 cortes transparentes donde se realizó una descripción microscópica detallada bajo luz polarizada (ver Anexo A). Dicha descripción se enfocó en las características texturales y mineralógicas, tanto de origen primario como secundario. Se descartaron las muestras con una alta presencia de minerales de alteración ya descritos.

Se realizaron 10 análisis químicos en roca total de elementos mayores y elementos traza (incluyendo tierras raras; REE) mediante espectrometría de masas (ICP-MS) en el laboratorio Activation Laboratories Ltda., Canadá. Además, en las dos muestras menos alteradas, correspondientes a un basalto y una andesita basáltica, se realizaron análisis de composición isotópica de Sr y Nd en roca total, en el laboratorio de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Los resultados de los análisis químicos e isotópicos se presentan en el Anexo B y el detalle de los procedimientos analíticos se presenta en el Anexo C. Los datos fueron tratados y analizados con el software ioGAS 6.0.1. La ubicación estratigráfica de las muestras con análisis químico se presenta en la figura 3.4 y en el Anexo D.

De las 10 muestras analizadas, 9 de ellas poseen una pérdida de volátiles por calcinación (LOI) menor a 3,5%, correspondientes a las 9 muestras de lava. Una sola muestra arrojó un valor de LOI elevado (6,2%), correspondiente a la toba vítrea con escaso contenido de líticos y baja alteración. Para el tratamiento de los datos que se presenta a continuación, los análisis fueron recalculados a una base anhidra al 100%.

La asimetría en las muestras analizadas, donde existe una sobrerrepresentación de lavas sobre tobas, se debe a la dificultad de la realización de análisis químicos en estas últimas, debido a la presencia de fragmentos líticos que suelen contener. Como se mencionó en el Capítulo 3, las tobas de la Unidad Guanaco son, en general, líticas, razón por la cual se cuenta con 1 sólo análisis químico correspondiente a una toba vítrea con escaso contenido de líticos. Para las lavas, al contrario, se cuenta con 9 análisis. Esta situación, sumado a la composición relativamente monótona de las lavas, genera una limitada variación composicional en las muestras analizadas de la Unidad Guanaco, lo que impide en varios casos observar patrones de variación geoquímica para un espectro composicional continuo. Este es el caso particular de los diagramas de Harker donde, descontando algunas excepciones, se observa mucha dispersión en

el rango básico como para interpretar patrones debido a la falta de miembros intermedios y ácidos.

4.2 ELEMENTOS MAYORES

El total de muestras analizadas presenta contenidos de SiO_2 que varían entre 51 y 72%, ubicándose la mayoría en el campo de la serie subalcalina según Irvine y Baragar (1971) (Figura 4.1). Según el diagrama TAS de Le Maitre *et al.* (1989), la gran mayoría de las lavas varían entre basaltos y andesitas con contenidos de SiO_2 entre 51 y 58%, con dos muestras presentando una leve tendencia traquítica. Por otra parte, la muestra correspondiente a la única toba analizada (MT12) presenta una composición dacítica con un contenido de sílice de 71 % (Figura 4.1).

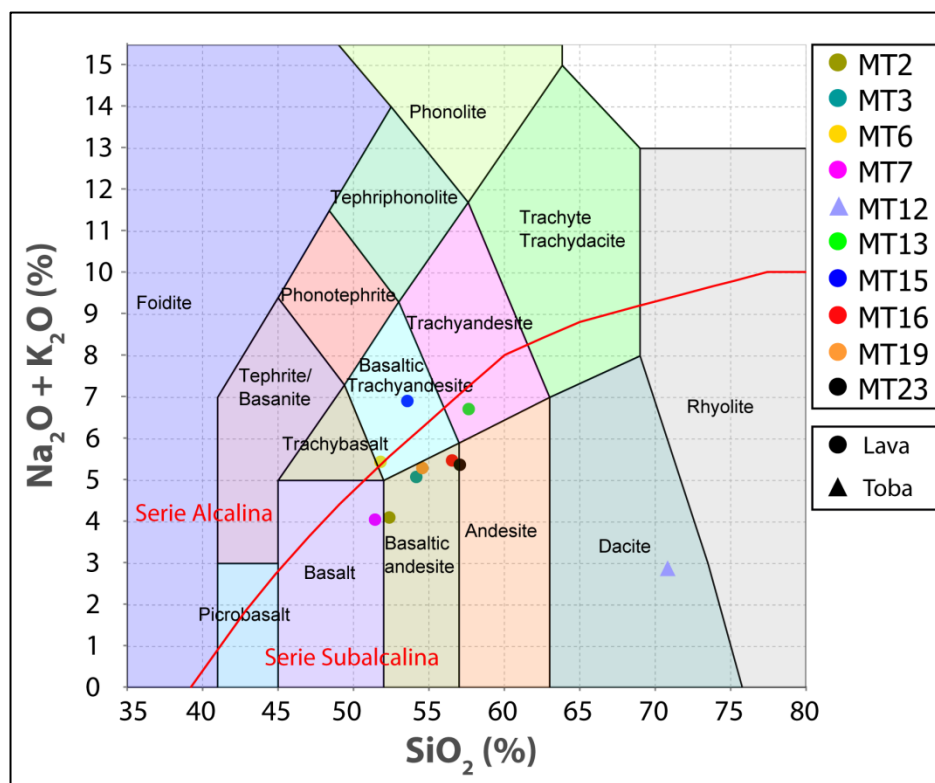


Figura 4.1. Diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 1989) con límite entre campos de la serie alcalina y subalcalina (Irvine y Baragar, 1971) para rocas volcánicas de la Unidad Guanaco.

En un diagrama AFM, utilizado para discriminar tendencias toleíticas de calcoalcalinas, se observa que todas las muestras analizadas se ubican en el campo calcoalcalino (Figura 4.2). Según el contenido de K_2O vs SiO_2 , las muestras presentan un patrón creciente de baja dispersión, ubicándose casi la totalidad en el campo de la serie calcoalcalina de potasio medio (Figura 4.3).

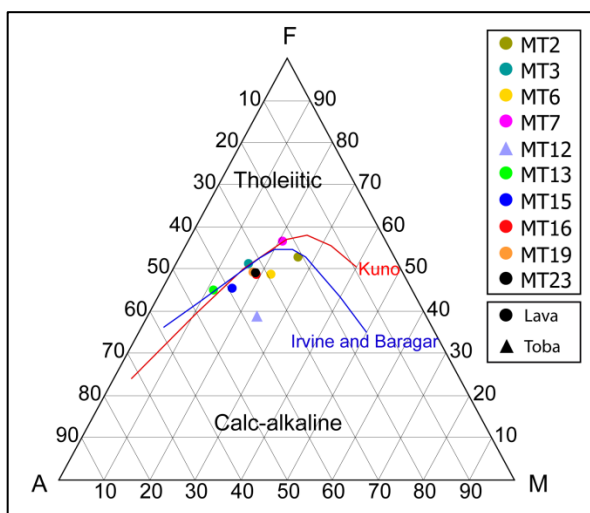


Figura 4.2. Diagrama AFM con los límites calcoalcalino-toleítico de Irvine y Baragar (1971) y de Kuno (1966) para rocas volcánicas de la Unidad Guanaco. A: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, F: Fe_2O_3 , M: MgO .

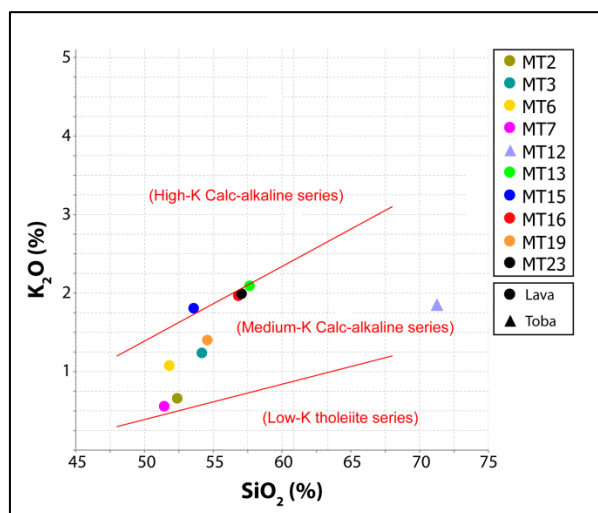


Figura 4.3. Diagrama K_2O vs SiO_2 de Le Maitre et al. (1989) con los campos de potasio alto, medio y bajo para rocas volcánicas de la Unidad Guanaco.

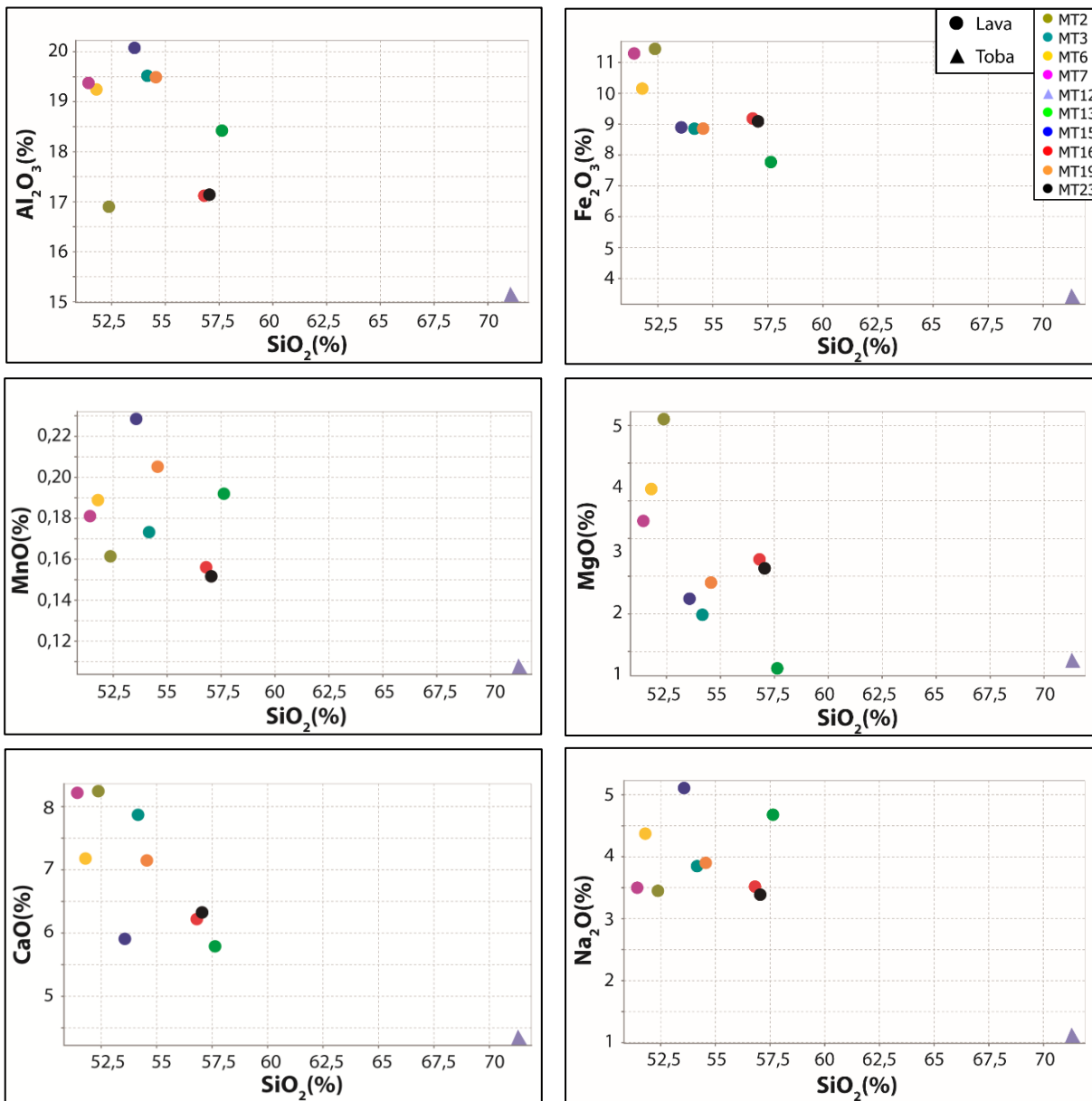
En la figura 4.4 se presentan los diagramas Harker para 9 elementos mayores expresados en óxidos y el número de magnesio (#Mg) calculado como $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$.

Las muestras analizadas en general presentan una baja variabilidad composicional con el estrecho rango de SiO_2 que estas presentan. En su mayoría son muestras básicas, correspondiente a las lavas muestreadas, lo que en muchos casos no permite inferir variaciones en los patrones geoquímicos. Sólo se cuenta con una muestra ácida, existiendo un *gap* composicional de SiO_2 de ~14%, lo que impide establecer inferencias para un espectro continuo de evolución magmática de rocas ígneas de la Unidad Guanaco. Esto genera que, salvo algunas excepciones, no se puedan discernir patrones claros más allá de la dispersión de los datos.

Dentro de las lavas, los óxidos CaO y MgO presentan un comportamiento fuertemente decreciente con el aumento de sílice y una baja dispersión de los datos. Para el hierro total, expresado como Fe_2O_3 , también se observa un patrón decreciente con baja dispersión. El K_2O se comporta de manera fuertemente creciente con el aumento de sílice, presentando también una baja dispersión de los datos. Por otra parte, los contenidos de Al_2O_3 varían entre 17 y 20%, con una alta dispersión de los datos que impide inferir patrones. Los contenidos de MnO también presentan alta dispersión de los datos, sin tendencias observables. Similar comportamiento presentan los óxidos TiO_2 , Na_2O y P_2O_5 , cuya dispersión tampoco permite establecer correlación alguna con el contenido de sílice. Los valores máximos y mínimos para estos elementos que presentan las muestras analizadas se presentan detallados en la Tabla 2.

Tabla 2. Contenidos mínimo y máximo de porcentaje en peso (%) de óxidos de elementos mayores para las muestras analizadas (normalizados a una base 100% anhidra).

(%)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	#Mg
Min.	51,43	15,13	3,40	0,11	1,78	4,84	1,11	0,56	0,32	0,07	0,51
Max.	71,30	20,08	11,44	0,23	5,08	8,74	5,11	2,09	1,09	0,44	0,17



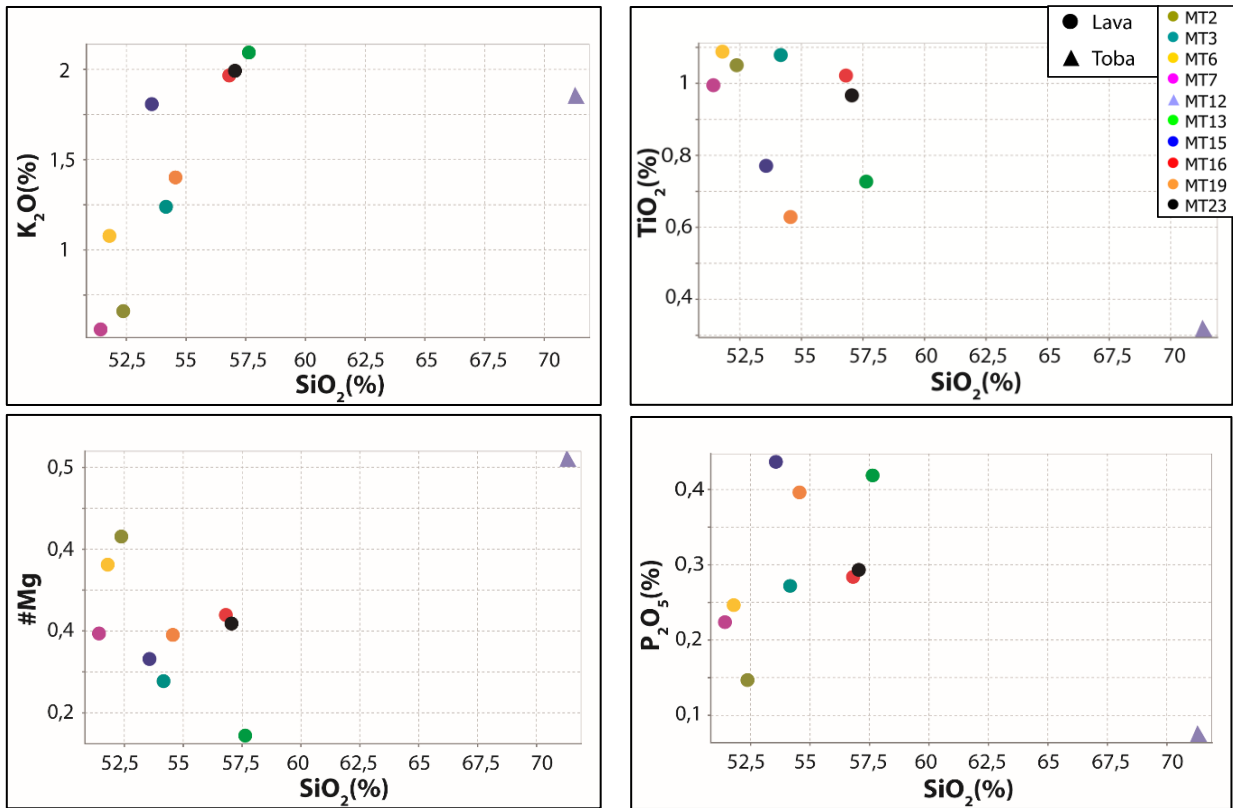


Figura 4.4. Diagramas Harker para óxidos de 9 elementos mayores (Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti y P) y el número de magnesio (#Mg) de rocas volcánicas de la Unidad Guanaco.

4.3 ELEMENTOS TRAZA

4.3.1 Elementos Compatibles

En esta sección se describe el comportamiento de los elementos Cr, Ni, Co, V y Sc, considerados elementos compatibles con minerales máficos primarios como olivino, En esta sección se describe el comportamiento de los elementos Cr, Ni, Co, V y Sc, considerados elementos compatibles con minerales máficos primarios como olivino, piroxenos y óxidos de Fe-Ti. En la figura 4.5 se muestran los diagramas de Harker de estos elementos. Los elementos Co y V presentan un comportamiento similar, caracterizado por un patrón decreciente con el aumento de sílice y una dispersión baja y media de los datos, respectivamente. Por su parte, los elementos Ni y Cr muestran valores más bien constantes entre 20-75 y 45-130 ppm, respectivamente, a excepción de la muestra MT12 cuyos contenidos de Cr se encuentran por debajo del límite de detección. El elemento Sc no muestra tendencia ni correlación clara con el aumento del contenido sílice. Los valores máximos y mínimos para estos elementos que presentan las muestras analizadas se presentan detallados en la Tabla 3.

Tabla 3. Contenidos mínimo y máximo en partes por millón (ppm) de elementos traza compatibles para las muestras analizadas.

(ppm)	Ni	V	Co	Sc	Cr
Min.	< 20	36	4	7	30
Max.	160	236	42	26	250

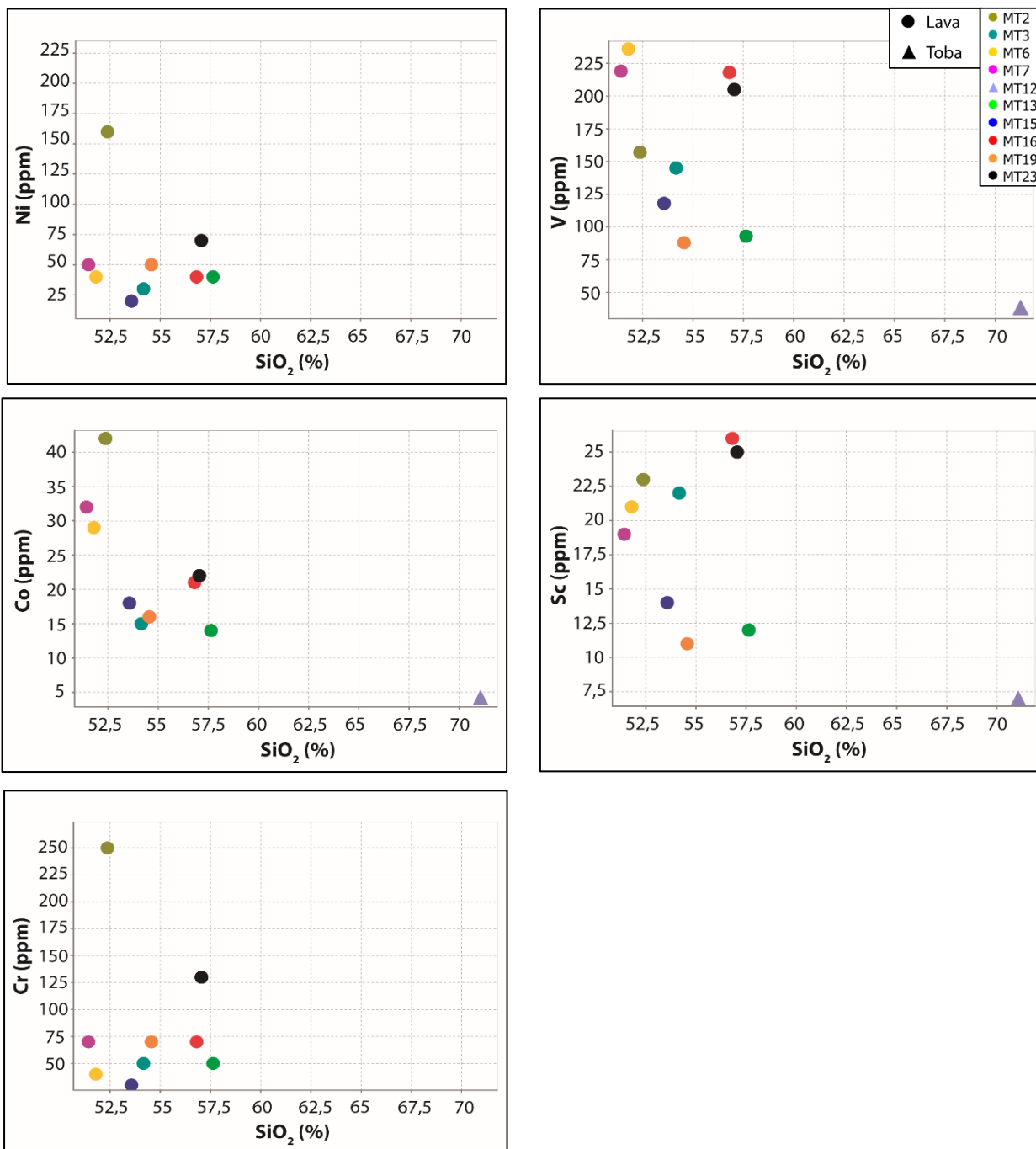


Figura 4.5. Diagramas Harker para 5 elementos traza compatibles (Ni, V, Co, Sc y Cr) de rocas volcánicas de la Unidad Guanaco.

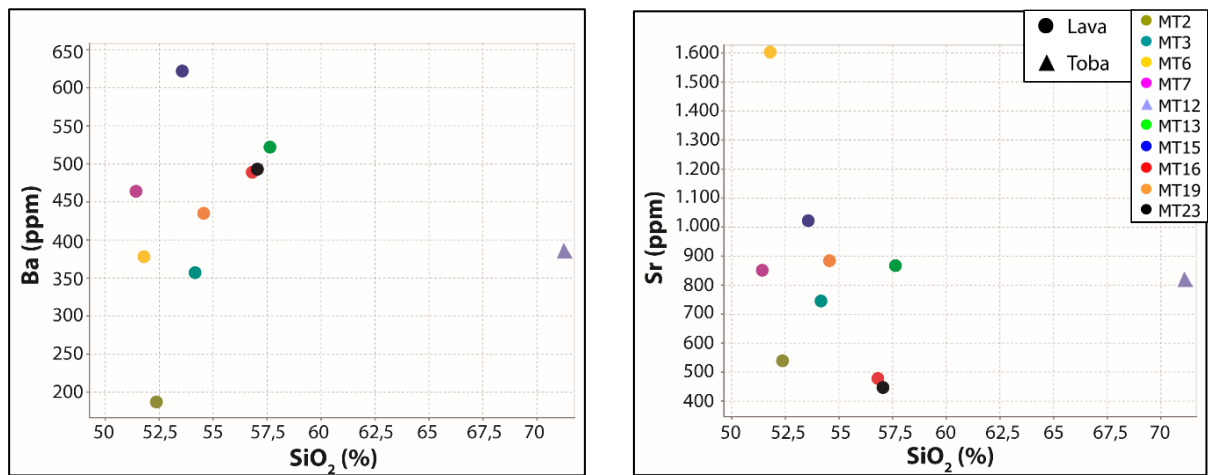
4.3.2 Elementos LILE

En esta sección se describe el comportamiento de los elementos Ba, Rb, y Sr, caracterizados por poseer un radio iónico grande (*Large Ion Lithophile Elements*) y una baja carga. Dado el gran tamaño relativo a otros elementos de la tabla periódica, los elementos LILE tienen un comportamiento que es en general altamente incompatible en fundidos silíceos, y a la vez altamente móvil en presencia de fluidos. Los diagramas Harker de estos elementos se presentan en la figura 4.6.

De todos los elementos considerados, el Rb muestra una clara tendencia de variación con el contenido de sílice. Ésta está caracterizada por un patrón marcadamente creciente con una baja dispersión de los datos. El elemento Ba sigue una tendencia similar, pero ésta no es tan clara debido a una dispersión leve a moderada de los datos. Por su parte, los contenidos de Sr presentan una alta dispersión, por lo que no es posible establecer correlaciones con el contenido de sílice. Los valores máximos y mínimos para estos elementos que presentan las muestras analizadas se presentan detallados en la Tabla 4.

Tabla 4. Contenidos mínimo y máximo en partes por millón (ppm) de elementos LILE para las muestras analizadas.

(ppm)	Ba	Sr	Rb
Min.	187	447	6
Max.	622	1603	65



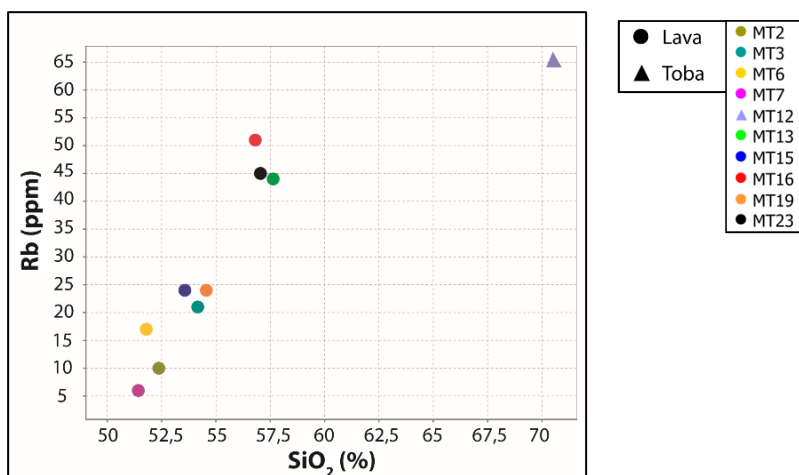


Figura 4.6. Diagramas Harker para 3 elementos LILE (Ba, Sr y Rb) de rocas volcánicas de la Unidad Guanaco.

4.3.3 Elementos HFSE

En esta sección se describe el comportamiento de los elementos Y, Ta, Nb, Zr, Hf y Th, caracterizados por poseer un bajo radio y una alta carga iónica (*High Field Strength Elements*). Por ello, este grupo de elementos presenta un carácter altamente incompatible con fases minerales silicatadas, sin embargo, algunas fases accesorias pueden concentrarlos. Los diagramas Harker de estos elementos se presentan en la figura 4.7.

Los contenidos de Zr, Hf e Y muestran una buena correlación con el contenido de sílice, comportándose de manera creciente. El elemento Th también presenta una correlación positiva con el contenido de sílice, aunque con una moderada dispersión de los datos. Los elementos Ta y Nb presentan una alta dispersión de los datos con el contenido de sílice, además de una limitada variación producto de los bajos contenidos de estos elementos que impiden una mejor resolución de los datos, lo que limita la inferencia de patrones. Los valores máximos y mínimos para estos elementos que presentan las muestras analizadas se presentan detallados en la Tabla 5.

Tabla 5. Contenidos mínimo y máximo en partes por millón (ppm) de elementos HFSE para las muestras analizadas.

(ppm)	Y	Ta	Zr	Hf	Nb	Th
Min.	16	0,10	65	1,80	2,00	1,50
Max.	26	0,30	180	4,60	4,00	9,60

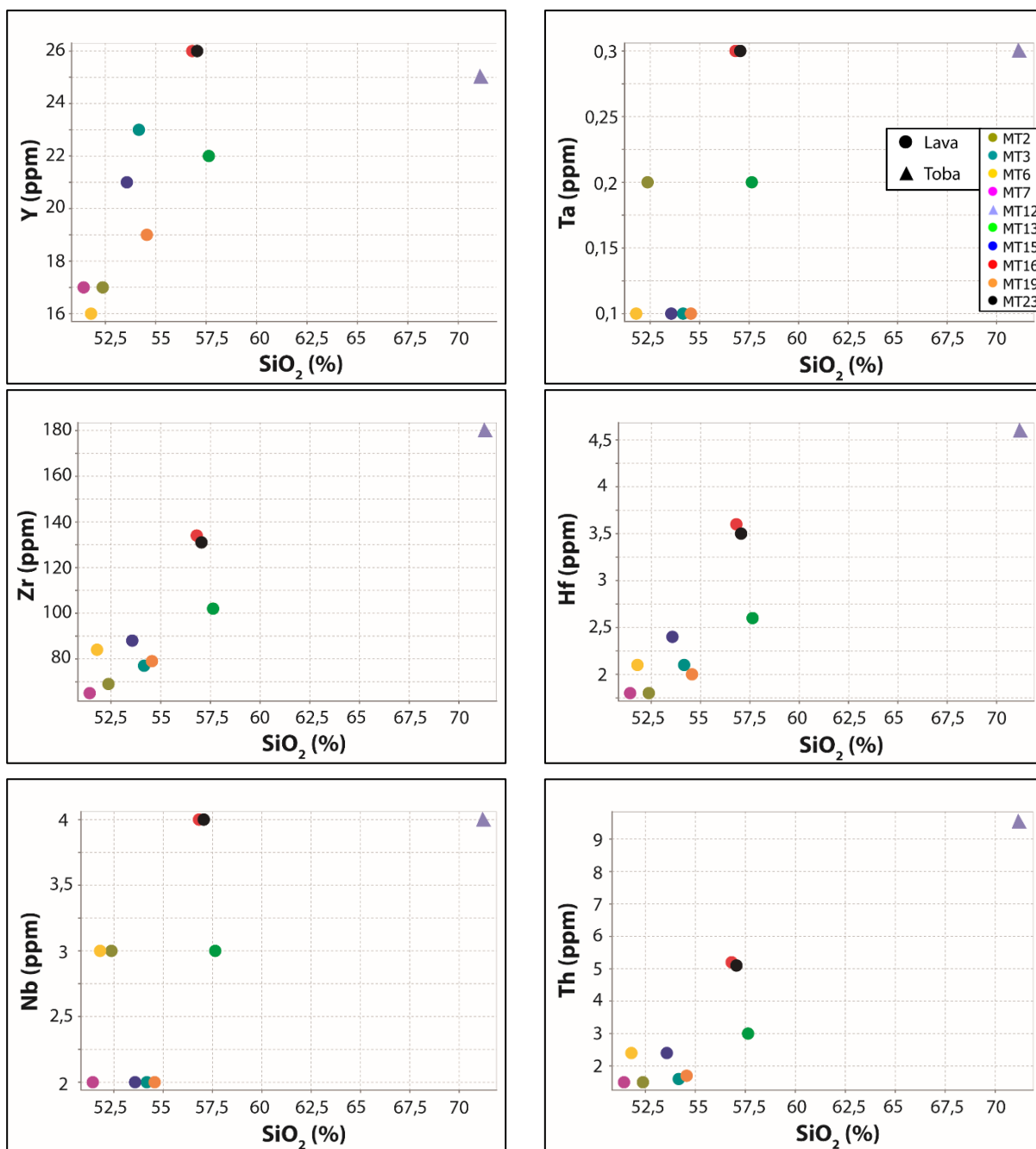


Figura 4.7. Diagramas Harker para 6 elementos HFSE (Y, Ta, Zr, Hf, Nb y Th) de rocas volcánicas de la Unidad Guanaco.

4.3.4 Tierras Raras (REE)

En esta sección se presentan los resultados de los análisis de las tierras raras realizados a las muestras en estudio. Estas fueron ordenadas en dos grupos según sus contenidos de sílice. El grupo 1 está constituido por las rocas de composición básica, con contenidos de sílice que varían entre 51 y 54%, donde todas las muestras corresponden a lavas. El grupo 2 está constituido por rocas de composición intermedia

a ácida, con contenidos de sílice que varían entre 55 y 58%, donde además se ha incluido una toba de 71% de sílice. Esta última no tiene grupo de comparación por ser la única roca ácida. En las figuras 4.8 y 4.9 se muestran los diagramas de REE normalizados al condrito de Sun & McDonough (1989) de ambos grupos, respectivamente.

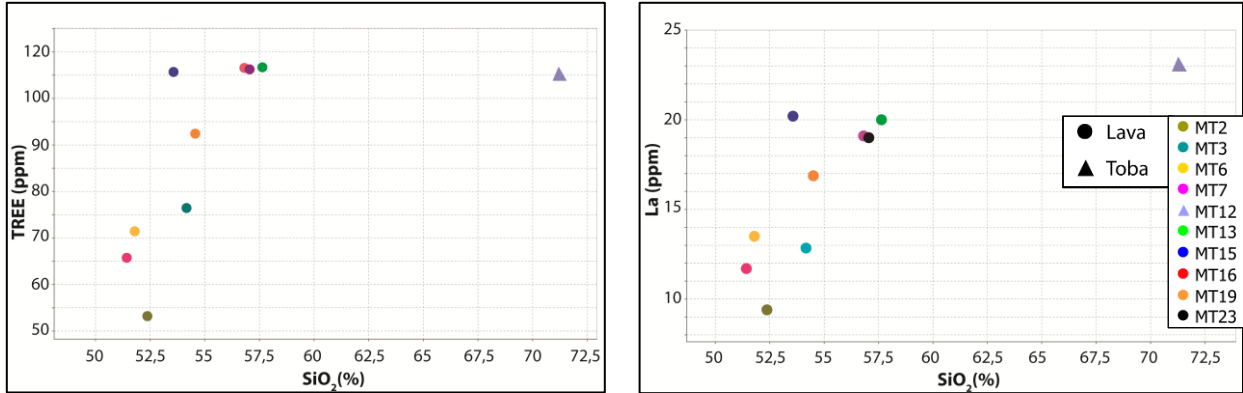


Figura 4.8. Diagramas del contenido total de tierras raras (TREE) y La vs SiO_2 para rocas volcánicas de la Unidad Guanaco.

El grupo 1 en general presenta patrones subparalelos entre todas las muestras, con valores de La y Lu variando entre 40-85 y 10-15 veces el valor condritico respectivamente (Figura 4.9). Se observa un enriquecimiento en el contenido total de REE con el aumento de SiO_2 (Figura 4.8), en algunos casos con enriquecimiento de LREE para similares valores de HREE. Las razones La_n/Yb_n de este grupo varían entre 3,9 y 6,9 con razones La_n/Sm_n entre 1,6 y 2,3 y razones Sm_n/Yb_n entre 2,1 y 2,9. Con respecto a la forma de los patrones, en las tierras raras pesadas (HREE) se observa un patrón relativamente plano, mientras que entre las LREE y MREE se observan morfologías relativamente rectas con baja pendiente. En algunas muestras, se aprecian leves anomalías positivas de Eu (MT2, MT7 y MT19) (Figura 4.9).

El grupo 2 también presenta patrones subparalelos entre todas las muestras, con valores de La y Lu variando entre 80-100 y 10-20 veces el valor condritico respectivamente (Figura 4.9). Las muestras del grupo presentan razones La_n/Yb_n que varían entre 4,8 y 6,5, con razones La_n/Sm_n entre 2,1 y 3,5 y razones Sm_n/Yb_n entre 1,8 y 2,7. Para las tierras raras pesadas (HREE) se observa un patrón plano y no se aprecia un empobrecimiento de tierras raras medianas (MREE). A diferencia del primer grupo, las muestras de este presentan anomalías negativas de Eu, excepto por la muestra MT13 en la que se observa una leve anomalía positiva.

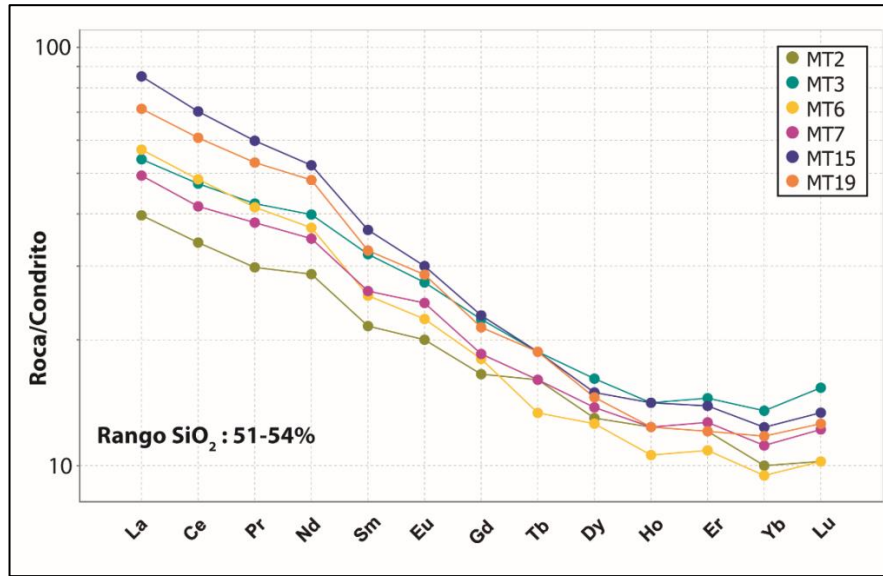


Figura 4.9. Diagrama REE normalizado a condrito de Sun & McDonough (1989) para basaltos y andesitas basálticas (grupo 1) de la Unidad Guanaco.

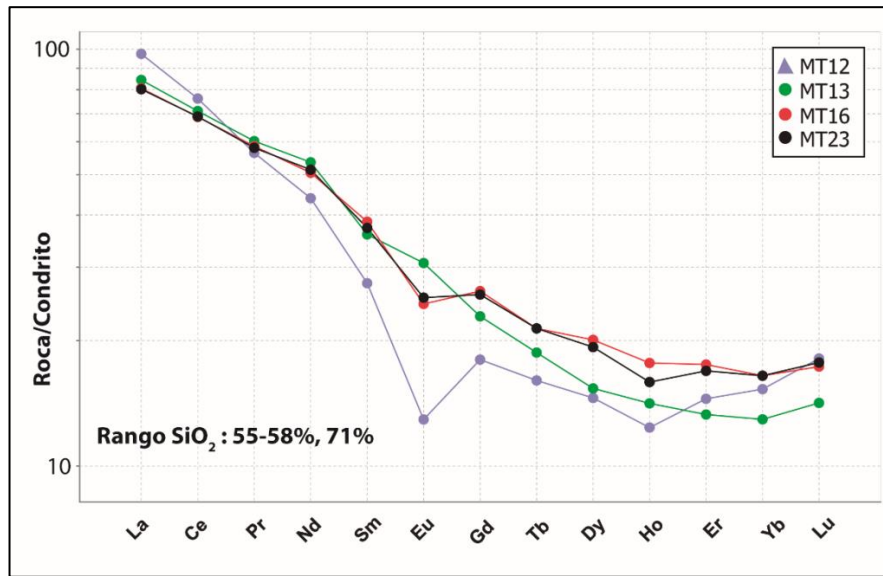


Figura 4.10. Diagrama REE normalizado a condrito de Sun & McDonough (1989) para andesitas y dacitas (grupo 2) de la Unidad Guanaco.

4.3.5 Diagramas multielemento

En las figuras 4.10 y 4.11 se presentan los diagramas multielemento normalizados al N-MORB de Pearce (1983) de las muestras en análisis. Para el estudio de estos diagramas, se utilizó la misma agrupación en contenidos de sílice que en la sección anterior.

Todas las muestras presentan un enriquecimiento en elementos LILE (Sr, K, Rb, Ba, Th) con respecto a elementos HFSE y un marcado empobrecimiento relativo en los elementos Nb-Ta. Estos corresponden a rasgos característicos de magmas asociados a ambientes de subducción como el caso del margen Andino (e.g., Pearce & Peate, 1995). Las muestras presentan patrones paralelos entre sí, con mayores contenidos de los distintos elementos a medida que aumenta el contenido de sílice.

Al comparar los elementos LILE entre los dos grupos composicionales considerados, se observa un enriquecimiento en los contenidos de K₂O, Rb, Ba y Th con el aumento del contenido de sílice, coherente con el carácter incompatible de estos elementos durante la cristalización. Por su parte, el Sr no presenta variaciones significativas. Dichas características están representadas en la curva cóncava vs convexa que muestran los patrones los elementos LILE entre el grupo básico y el grupo intermedio-ácido, respectivamente (Figuras 4.10 y 4.11).

La mayoría de las muestras presenta concentraciones de Cr deprimidas, bajo el nivel del N-MORB, salvo la muestra MT2 que presenta los contenidos de Cr más altos de la serie, iguales al N-MORB (Figura 4.10). Además, esta muestra presenta los contenidos más altos de #Mg y MgO. También se observan anomalías positivas de Ce, P y Sm en la mayoría de las muestras (Figura 4.10).

Otro rasgo distintivo es el contenido de Zr y Hf, el cual se encuentra bajo el valor del N-MORB en el grupo 1, a diferencia del grupo 2 que presenta valores de estos elementos sobre el valor del N-MORB.

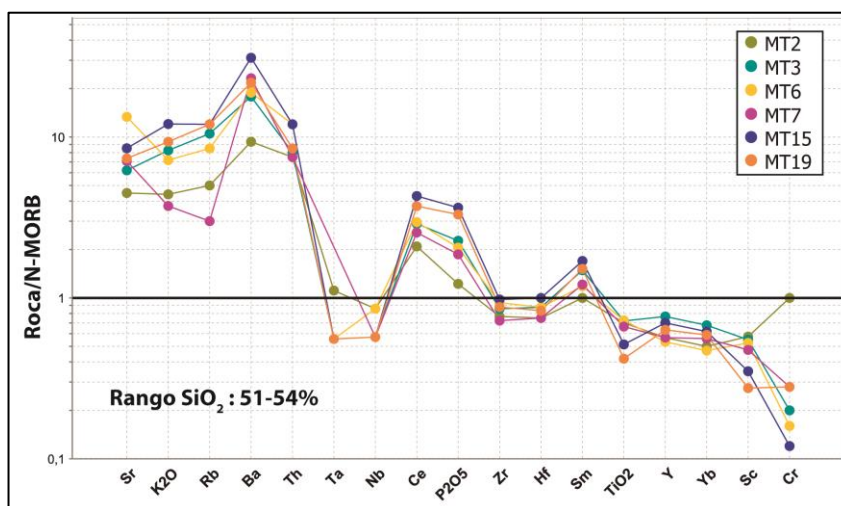


Figura 4.11. Diagrama multielemento normalizado a N-MORB de Pearce (1983) para basaltos y andesitas basálticas (grupo 1) de la Unidad Guanaco.

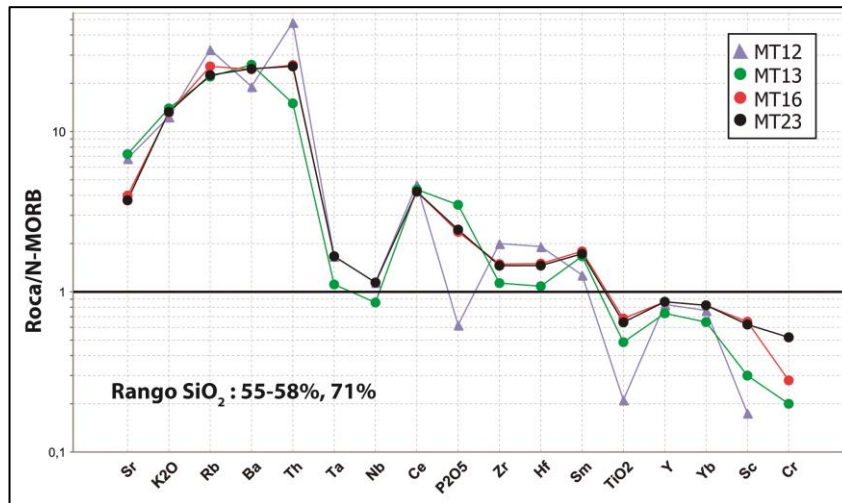


Figura 4.12. Diagrama multielemento normalizado a N-MORB de Pearce (1983) para andesitas y dacitas (grupo 2) de la Unidad Guanaco.

4.3.6 Diagramas de discriminación tectónica

Para las 10 muestra analizadas, se utilizaron diagramas de discriminación tectónica basados en elementos traza y elementos inmóviles. En la figura 4.12 se presenta el diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980) en base a elementos HFSE utilizado para rocas volcánicas. Se observa que todas las muestras se ubican en el campo de basaltos volcánicos de arco (VAB) y de basaltos calcoalcalinos (CAB), lo que indica una signatura típica de magmatismo de arco. Esto también se observa en el diagrama de Cabanis & Lecolle (1989) para rocas ígneas máficas de la figura 4.13, donde todas las muestras presentan composiciones afines con rocas calcoalcalinas de arco, argumentando a favor de una signatura calcoalcalina típica de ambientes de subducción.

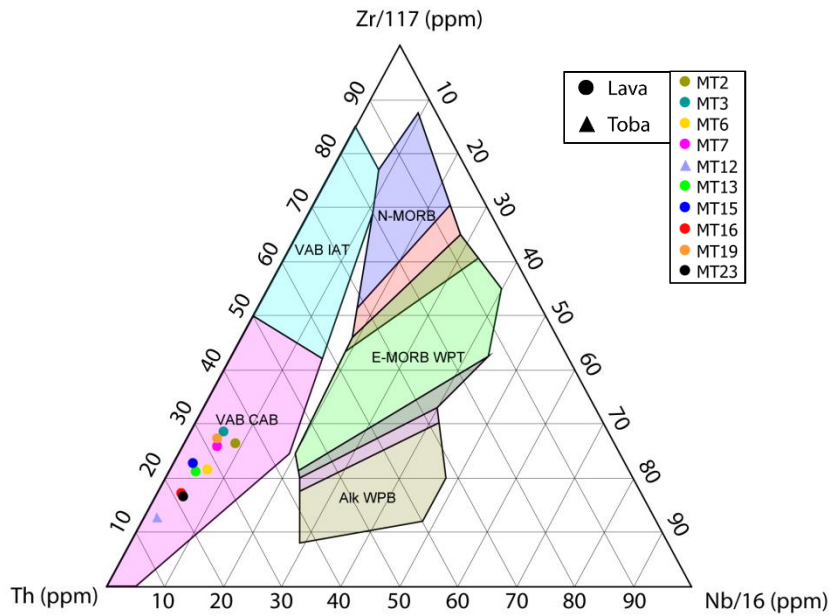


Figura 4.13. Diagrama de discriminación tectónica (Wood, 1980) para rocas volcánicas de la Unidad Guanaco. VAB: Volcanic arc basalt; CAB: Calc-alkaline basalt; Alk WPB: Alkaline within-plate basalt; E-MORB: Enriched mid-oceanic ridge basalt; WPT: Within-plate tholeiite; IAT: Island arc tholeiite; N-MORB: Normal mid-oceanic ridge basalt.

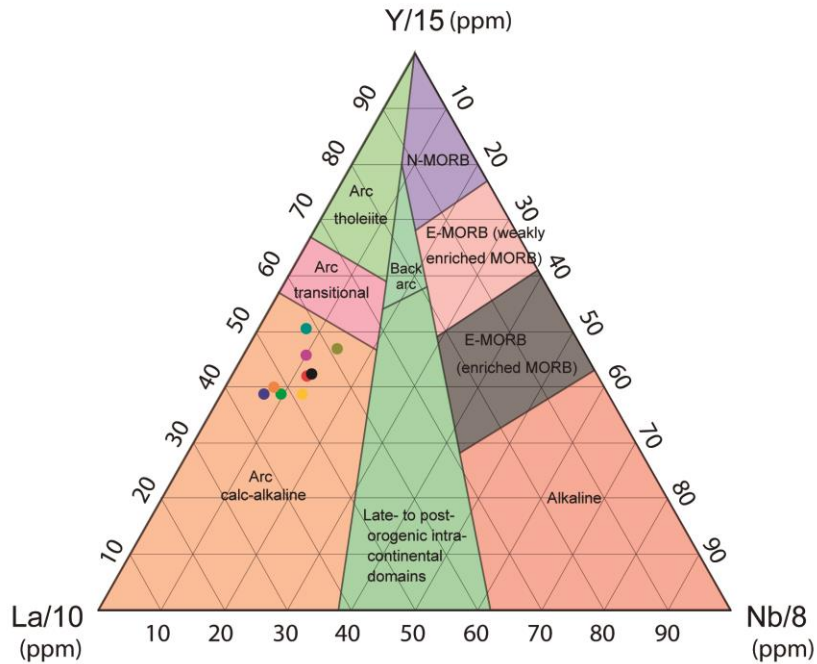


Figura 4.14. Diagrama de discriminación tectónica de Cabanis & Lecolle (1989) para rocas básicas de la Unidad Guanaco.

4.3.7 Isótopos de Sr-Nd

De las 10 muestras analizadas, en 2 de ellas se realizaron análisis de composición isotópica de Sr y Nd, correspondientes a 2 lavas con contenidos de SiO₂ de 51 y 53% (MT2 y MT7 respectivamente). Para el cálculo de las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ y ϵNd_i , se utilizó una edad promedio de 70 Ma, calculado a partir de las edades obtenidas por Mosolf (2013) y Tapia (2015) (Figura 3.4), dado que no se cuenta con dataciones radiométricas para las muestras analizadas. La ubicación estratigráfica de estas muestras es coherente con las edades reportadas (ubicación estratigráfica de las muestras con análisis químico se presenta en el Anexo D). La muestra MT2 presenta una razón de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de 0,7038 y un valor de ϵNd_i de 4,0, mientras que la muestra MT7 presenta una razón de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de 0,7039 y un valor de ϵNd_i de 4,0. Estos valores se ubican en el campo del manto fértil e indican una signatura juvenil, moderadamente enriquecida con respecto a los valores del N-MORB (Figura 4.15).

En la figura 4.15 se han graficado las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs ϵNd_i de las 2 muestras analizadas, donde además se han incluido para comparar datos de otras unidades de edad Cretácico Tardío de Chile central (Fuentes, 2004). Éste es el caso de la Formación Lo Valle, la que según las edades reportadas entre 73 y 65 Ma (Gana y Wall, 1997; Boyce, 2015), permite correlacionarla cronológicamente con la Unidad Guanaco (ver Capítulo 5). Adicionalmente, el gráfico de la figura 4.15 incluye los campos definidos por rocas volcánicas cretácicas y cenozoicas de Chile Central a la latitud de ~33°S y los campos definidos 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.* (2003). En este diagrama, las muestras de la Unidad Guanaco se ubican en el campo definido por rocas del Cretácico medio a Tardío, con la muestra MT2 interceptando el campo de la Formación Farellones (Mioceno Temprano), y la muestra MT7 interceptando el campo de la CSVZ.

La composición isotópica de las muestras de la Formación Lo Valle la ubican en el diagrama de la figura 4.15 fuera del campo del manto (datos obtenidos de Francisco Fuentes, comunicación personal). Esto probablemente refleja una perturbación de las concentraciones isotópicas por procesos de alteración. En ese sentido, los elementos Rb y Sr son elementos LILE altamente móviles y, por tanto, más susceptible a sufrir modificaciones. Por otra parte, el Nd corresponde a un elemento HFSE relativamente inmóvil, y por ende, menos susceptible a sufrir modificaciones en sus contenidos. Dada esta diferencia en ambos elementos, se infiere que la composición isotópica se ubica fuera del campo del manto debido a modificaciones en el sistema isotópico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$. Esto entrega resultados isotópicos de Nd similares entre ambas formaciones, sugiriendo un posible origen similar para ambas.

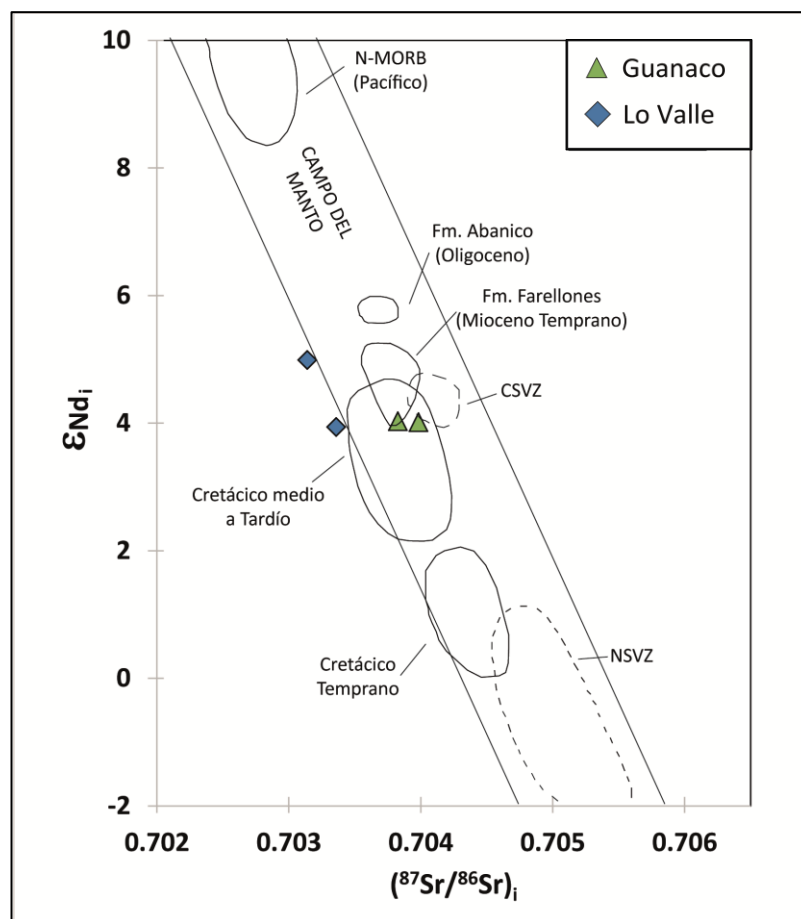


Figura 4.15. Composición isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs ϵNd_i para muestras de la Unidad Guanaco y de la Formación Lo Valle. Los campos de las rocas cretácicas, cenozoicas y de la parte norte y central de la Zona Volcánica Sur de los Andes (NSVZ y CSVZ respectivamente) fueron tomados de Nyström *et al.* (1993; 2003). Datos de la Formación Lo Valle obtenidos de Francisco Fuentes (comunicación personal)

Al graficar las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs el contenido de SiO_2 de las mismas unidades, se observa que los datos de la Unidad Guanaco presentan similares contenidos de sílice, por lo que la dispersión de éstos es muy baja para establecer alguna correlación (Figura 4.16). Los datos de la Formación Lo Valle presentan contenidos isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ menores a los de la Unidad Guanaco, también con una baja dispersión. Si bien, en términos generales se observa una tendencia decreciente de las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ con el aumento de SiO_2 , la baja cantidad de datos y la posible alteración del sistema isotópico en las muestras de la Formación Lo Valle, no permiten hacer observaciones confiables de interés petrogenético.

En las figuras 4.17 y 4.18 se muestran las variaciones de valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ y ϵNd_i según los contenidos de Sr y Nd, respectivamente. Como se mencionó anteriormente, la densidad de muestras es muy baja como para establecer observaciones significativas de interés petrogenético. No obstante, se notan otras características que se detallan a continuación.

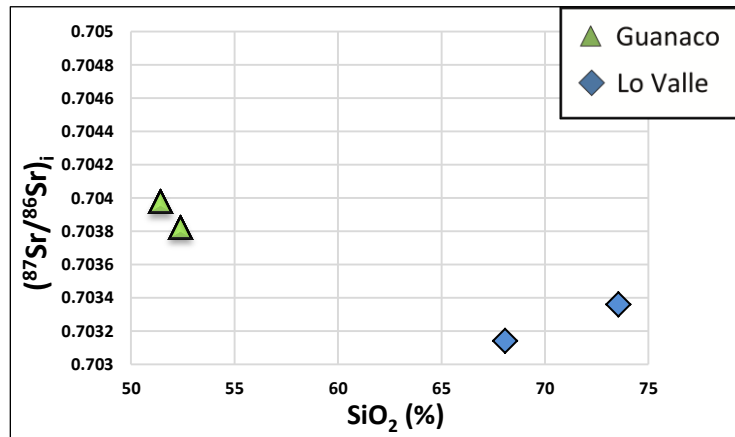


Figura 4.16. Diagrama de contenidos isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs SiO_2 para muestras de la Unidad Guanaco y de la Formación Lo Valle.

En la figura 4.17 se observa una baja dispersión de los datos de la Unidad Guanaco, con un leve enriquecimiento de los contenidos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ con el aumento del contenido de Sr. La Formación Lo Valle presenta distintos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ para un contenido similar de Sr, apoyando la idea de alteración de este sistema isotópico. En la figura 4.18 las unidades graficadas muestran una baja dispersión de los datos, sin mayores variaciones, sugiriendo un mismo origen para todas las muestras.

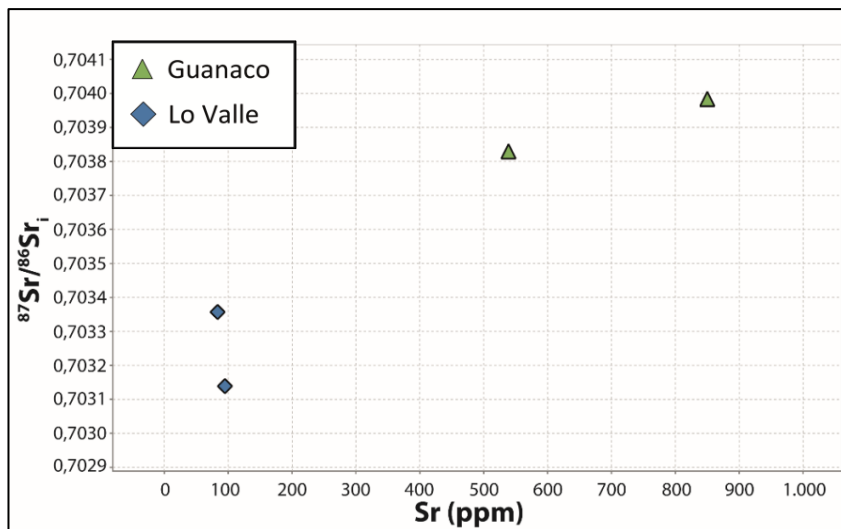


Figura 4.17. Contenidos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs Sr para muestras de la Unidad Guanaco y Formación Lo Valle.

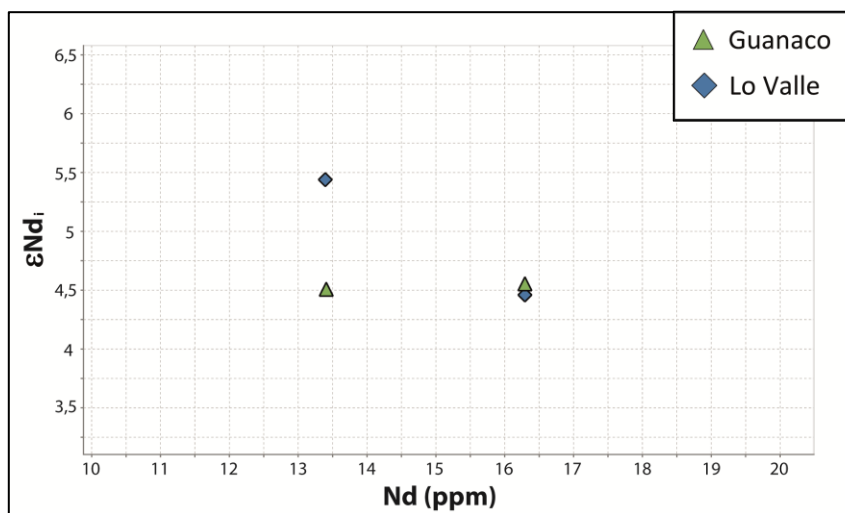


Figura 4.18. Variación de los contenidos de ϵNd_i respecto de Nd para muestras de la Unidad Guanaco y Formación Lo Valle.

4.3.8 Razones de elementos traza incompatibles de interés petrogenético

Como se mencionó anteriormente, una de las características típicas del magmatismo de arco en zonas de subducción corresponde el enriquecimiento en elementos LILE, y en algunos casos LREE, con respecto a elementos tipo HFSE, atribuido principalmente al aporte de fluidos derivados de la placa subductante (Pearce, 1983; Pearce & Peate, 1995). Las razones de elementos LILE/HFSE y LILE/LREE han sido utilizadas por diversos autores para estudiar aspectos como variaciones en el tiempo del componente de subducción, la participación de componentes corticales en la evolución de los magmas, diferencias en el grado de fusión parcial, o diferencias en la fuente.

En la figura 4.18 se presentan diagramas de variación de elementos LILE vs LREE y LILE vs HFSE para las muestras de la Unidad Guanaco. En el caso de los primeros se observa una correlación de tendencia positiva de los contenidos de LILE (Ba, K, Rb) con el aumento del contenido de elementos LREE (La), lo que describe razones relativamente constantes. En el caso de los diagramas LILE vs HFSE, no se observa correlación entre ambas variables. En estos últimos, se aprecia que muestran distintos valores de los contenidos de Ba, K y Rb para un mismo contenido de Nb (elemento HFSE), y por tanto diferentes razones LILE/HFSE. No obstante, se debe notar que la baja dispersión de los datos y los bajos contenidos de Nb, que impiden observar variaciones significativas, no permiten ser concluyentes.

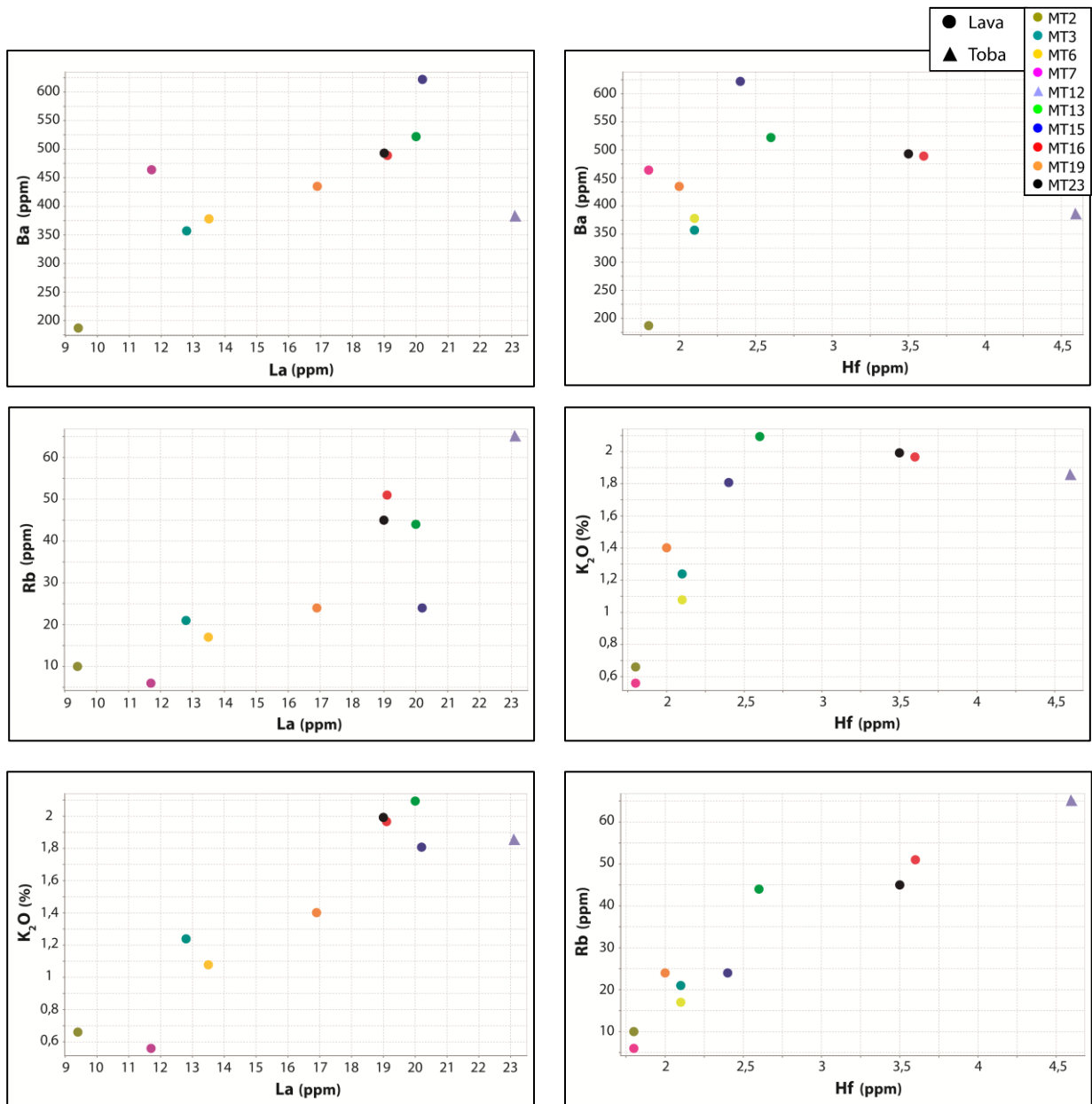


Figura 4.19. Razones LILE/LREE y LILE/HFSE para rocas volcánicas de la Unidad Guanaco.

4.4 DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES PETROGENÉTICAS

Las características geoquímicas de las muestras estudiadas de la Unidad Guanaco permiten inferir una historia de cristalización y evolución común de sus rocas volcánicas. En general, todas las muestras presentan características que indican una signatura típica de magmas generados en zonas de subducción. Esto se infiere por el enriquecimiento relativo en elementos LILE sobre HFSE y la fosa Nb-Ta que muestran los diagramas multielemento, con razones La/Ta > 40, Ba/Ta > 20 y Zr/Y > 3, valores típicos reportados para arcos magmáticos continentales (Hildreth & Moortbath, 1988; Kay *et al.*, 2005) (Figuras 4.10, 4.11). A su vez, los diagramas AFM y de Percillo & Taylor (1976) indican una afinidad calcoalcalina, apoyando la signatura de arco para la

Unidad Guanaco. De igual manera, los diagramas de discriminación utilizados en base a elementos traza, indican una afinidad de volcanismo de arco para todas las muestras.

Del análisis de elementos mayores se desprende que las muestras varían desde basaltos a dacitas, con aparente ausencia de rocas con contenidos de sílice entre 58 y 72% como se muestra en el diagrama TAS (Figura 4.1). Lo anterior, sugiere una composición bimodal en el volcanismo de la Unidad Guanaco, donde los miembros básicos están representados por lavas andesítico-basálticas y los miembros ácidos por tobas dacíticas de alto contenido de sílice. En el trabajo de campo, este carácter se encuentra reflejado en potentes paquetes de tobas de color blanco y rosado que sugieren una composición ácida, consistente con la composición dacítica de la única toba analizada en este trabajo (71% de SiO_2). Por otra parte, todas las lavas analizadas presentan una composición básica, con contenidos de sílice menores a 58%. Esto, sumado a la existencia de sectores en la columna estratigráfica en los que dominan las tobas por sobre lavas y viceversa, argumentan a favor de un carácter bimodal de la Unidad Guanaco, con ausencia de composiciones intermedias.

La mineralogía presente, junto con los patrones coherentes descritos en los diagramas de REE y Harker de elementos mayores y elemento traza, permiten inferir una evolución magmática para los miembros básicos de la Unidad Guanaco controlada por procesos de cristalización fraccionada y equilibrio de los magmas con minerales de baja presión, dominados por clinopiroxeno, plagioclasa y olivino. Esto se desprende del decrecimiento de MgO , CaO y Al_2O_3 entre 51 y 58% de SiO_2 , consistente con el fraccionamiento de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, fases presentes en la mayoría de las muestras.

El fraccionamiento de clinopiroxeno también sería responsable del decrecimiento de V, y en menor medida de Sc en el rango de sílice mencionado. El decrecimiento en FeO_t , expresado como Fe_2O_3 , es consistente con la presencia de pseudomorfos de olivino y la gran abundancia de minerales opacos presentes en todas las muestras. Esto sugiere la cristalización continua de óxidos de Fe-Ti (magnetita, ilmenita, entre otros), apoyado por la ausencia de patrones toleíticos en la serie. Los contenidos bajos y constantes de Ni y Cr (excepto la muestra MT2) también son consistentes con el fraccionamiento temprano de olivino.

Los contenidos de P_2O_5 , fuertemente crecientes con el aumento del contenido de SiO_2 , indican que no hubo fraccionamiento de apatito en los miembros básicos, lo que habría ocurrido en las etapas tardías de la evolución de la serie como lo sugiere la presencia de este mineral en la muestra ácida.

La muestra MT2 presenta los contenidos más altos de MgO , FeO_t , #Mg y los contenidos más altos de Ni, Co y Cr. Esto indicaría que se trata de la muestra más primitiva de la serie, o bien, podría corresponder a un cumulado máfico. Sin embargo, la ausencia de olivino y baja presencia modal de piroxeno como fases principales en esta muestra, argumentan a favor de la primera hipótesis.

La presencia de patrones de REE paralelos y el aumento de su contenido con el contenido de SiO_2 sugieren un mismo origen para todas las muestras, con pendientes

relativamente planas ($La_n/Yb_n < 8$) que apoyan la existencia de fraccionamiento de una mineralogía de baja presión. Además, las bajas razones $Sm_n/Yb_n (< 2,9)$ indicarían una ausencia de anfíbola y granate como fases residuales en la fuente y/o fases fraccionadas en la evolución de los magmas. La ausencia de anomalías negativas de Eu podría indicar un fraccionamiento de plagioclasa en condiciones de alta fugacidad de oxígeno, o bien, que la plagioclasa no es una fase predominante en la secuencia de cristalización en los términos básicos de la serie. Sin embargo, esta última hipótesis se considera poco probable dada la abundante presencia modal de cristales de plagioclasa en las muestras, y patrones coherentes en los diagramas Harker con un fraccionamiento de fase mineral.

Los bajos contenidos de Cr que presentan las muestras en los diagramas multielemento, junto al patrón paralelo al N-MORB que presentan las HREE en los diagramas multielemento, indicarían que la fuente de los magmas correspondería a un manto lherzolítico de espinela, similar a lo reportado por Nyström *et al.* (2003) y Muñoz (2005) para rocas volcánicas cenozoicas a los $\sim 33^\circ\text{S}$.

Los contenidos isotópicos de Sr y Nd de las 2 muestras analizadas corresponden a los valores más primitivos del Cretácico, según los campos definidos por Nyström *et al.* (2003) (Figura 4.10). Estos resultados son consistentes con el patrón hacia signaturas tipo N-MORB, registrado en el magmatismo de Chile central desde el Cretácico Temprano hasta el Oligoceno entre los $32^\circ 30'$ y $34^\circ 30'\text{S}$ por Nyström *et al.* (1993). Al comparar los datos de la Unidad Guanaco con la información reportada para el magmatismo cenozoico, definido por los campos de las formaciones Abanico y Farellones según Nyström *et al.* (2003), se observa que la Unidad Guanaco presenta signaturas más enriquecidas que la Formación Abanico, siendo similares a las de la Formación Farellones del Mioceno Temprano. Comparando los valores isotópicos de la Unidad Guanaco con el volcanismo de la Formación Lo Valle, también de edad Cretácico Tardío, y a pesar de la posible perturbación del sistema isotópico del Sr en esta última, se observa que ambas unidades comparten signaturas similares a grandes rasgos, con características esencialmente juveniles ($\epsilon\text{Nd}_i = +4.0$), sugiriendo una fuente y evolución similar para ambas.

Las características geoquímicas de la Unidad Guanaco, en general, sugieren una fuente correspondiente a una lherzolita de espinela, cuya evolución habría estado dominada por una secuencia de cristalización en condiciones de baja presión. Además, estos magmas presentan un componente mayoritariamente juveniles, inferido por las signaturas isotópicas poco enriquecidas. Las características mencionadas, junto con la signatura de las REE, sugieren que los productos volcánicos de esta unidad habrían sido generados sobre una corteza continental de unos 35-40 km de espesor, sin evidencias de una corteza engrosada a fines del Cretácico, como se esperaría producto de la construcción del orógeno de la Formación Las Chilcas, episodio inmediatamente anterior al volcanismo de la Unidad Guanaco y que está representado en las unidades de edad Cretácico Tardío temprano en la Depresión Central.

5 DISCUSIÓN

En este capítulo se discuten las principales características de la Unidad Guanaco descritas en los capítulos 3 y 4, con el objetivo de comprender el ambiente para el origen y evolución de sus depósitos. Asimismo, se describen algunas unidades que afloran en Chile central y Argentina que se corresponden cronológicamente con esta unidad, y con algunas de las cuales ésta ha sido correlacionada en el presente trabajo. A partir de estas correlaciones, y de las características estratigráficas y geoquímicas, se discute el contexto geodinámico de formación para los depósitos de la Unidad Guanaco, y el rol de ésta en la evolución del volcanismo en el margen Andino.

5.1 CARACTERÍSTICAS DE LA UNIDAD GUANACO

Las características geoquímicas de la Unidad Guanaco, junto con la naturaleza esencialmente volcánica de sus depósitos, permiten establecer que sus productos representan depósitos del arco volcánico de edad Campaniano-Daniano. Estos depósitos habrían sido acumulados en un depocentro cercano a centros eruptivos, con actividad recurrente durante al menos 12 Ma. La gran acumulación (> 2.200 m) de depósitos volcánicos, sumado a las fallas normales reportadas por Tapia (2015) (ver Figura 3.3), sugieren una depositación bajo condiciones extensionales y subsidentes, al menos a escala local. Además, los depósitos sedimentarios intercalados registran procesos de erosión sincrónicos con la actividad eruptiva de ese período. Por otra parte, las observaciones petrográficas indican una mineralogía común entre todas las muestras, compuesta por olivino, piroxenos y plagioclasa, sugiriendo un fraccionamiento de baja presión en la diferenciación de sus magmas.

Las características isotópicas de la Unidad Guanaco coinciden con los datos reportados para las formaciones Abanico y Farellones por Kay *et al.* (2005), donde la Unidad Guanaco presenta firmas similares a las rocas del miembro inferior de la Formación Farellones (Mioceno Temprano), siendo levemente más enriquecidas que las rocas de la Formación Coya Machalí (equivalente de la Formación Abanico) y más empobrecidas que las rocas de la Formación Farellones del Mioceno Medio y Tardío (Nyström *et al.*, 1993) (Figura 5.1). A su vez, estas firmas coinciden con los campos definidos por muestras de la parte central de la Zona Volcánica Sur (CSVZ) según Nyström *et al.* (2003) y por los campos reportados por Kay *et al.* (2005) para la Zona Volcánica Sur al sur de los 36°S. Estas firmas, esencialmente juveniles, junto con las bajas razones La/Yb que presentan las muestras de la Unidad Guanaco, y las similitudes entre sus características y las unidades mencionadas, sugieren un espesor cortical no superior al actual en la evolución de esta unidad en el área de estudio (Tassara 2011) (Figura 5.1).

Las características mencionadas, en conjunto con los patrones geoquímicos de elementos mayores y elementos traza, además de las similitudes con el magmatismo cenozoico, permiten inferir una evolución magmática sobre una corteza continental cuyo espesor no superaría los 35-40 km en la zona de estudio.

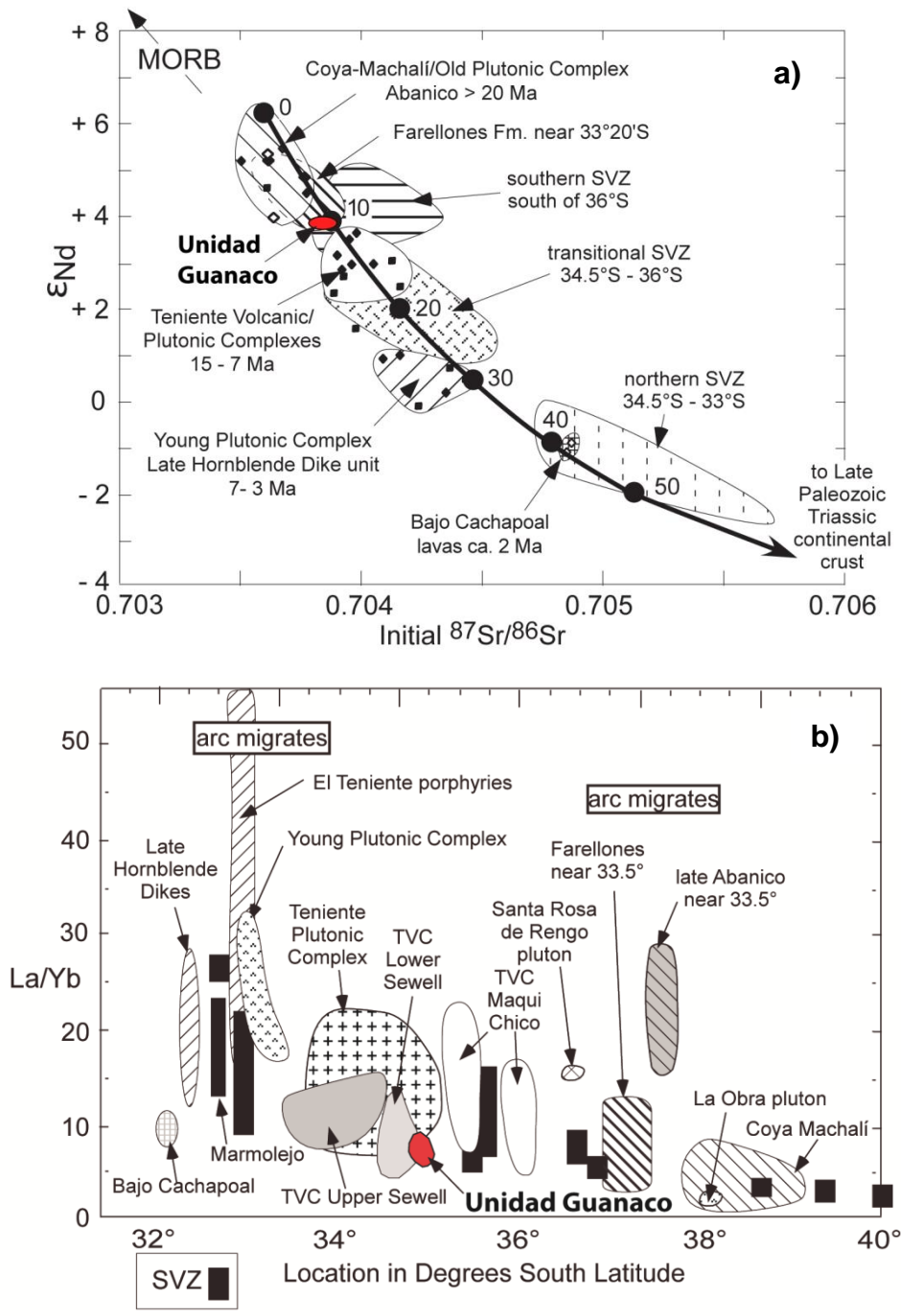


Figura 5.1. a) Diagrama de $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ vs ϵ_{Nd}_i con los campos definidos por rocas volcánicas cenozoicas de Chile central (modificado de Kay et al., 2005). En rojo se muestra el campo definido por las muestras de la Unidad Guanaco analizadas en este trabajo. Se observa un aumento en las razones $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ y una disminución en los valores de ϵ_{Nd}_i con la disminución de las edades. b) Diagrama que muestra ubicación en latitud vs razones La/Yb para los campos definidos por rocas volcánicas cenozoicas de Chile central (modificado de Kay et al., 2005). En rojo se muestra el campo definido por las muestras de la Unidad Guanaco analizadas en este trabajo. Se observa un aumento en las razones La/Yb de sur a norte.

5.2 CORRELACIONES DE LA UNIDAD GUANACO

Dado que la Unidad Guanaco corresponde al primer registro de una serie volcánica de edad Cretácico Tardío en la Cordillera Principal de los Andes, se describen a continuación algunas unidades de Chile central y Argentina que se correlacionan con ésta. En base al rango de edades que presenta y a su naturaleza, la Unidad Guanaco puede correlacionarse con unidades que afloran en la Depresión Central de Chile central entre los 33° y 35°S, como es el caso de la Formación Lo Valle los Estratos del Cordón de los Ratones y la Formación Plan de los Yeuques (Figura 5.2). En este estudio, la Unidad Guanaco también se ha correlacionado con unidades volcánicas de la región de Argentina, en el sector noroeste de la Cuenca de Neuquén, pertenecientes al Grupo Naunaco y a la Serie Andesítica.

5.2.1 Formación Lo Valle

Esta formación aflora en el límite norte de la Depresión Central, al noroeste de la ciudad de Santiago (Figura 5.2). Thomas (1958) la definió como una serie volcánica compuesta por tobas blancas y tobas soldadas, con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias continentales fluviales y lacustres con restos de troncos fósiles. Su espesor oscila entre 700 y 1.800 m, existiendo una variación N-S respecto a su potencia (Wall *et al.*, 1999; Fuentes *et al.*, 2000; Fuentes, 2004). Dataciones Ar-Ar reportadas por Gana y Wall (1997) indican edades de ~71 Ma, lo que permite asignar a la Formación Lo Valle una edad Maastrichtiana (Gana y Wall, 1997), y correlacionarla directamente con la Unidad Guanaco. Recientemente, Boyce (2015) ha reportado edades U-Pb en circón de 73 y 71 Ma, confirmando la edad Cretácico Tardío, y por lo tanto corroborando la correlación entre ambas unidades.

La Formación Lo Valle cubre en discordancia erosiva a la Formación Las Chilcas y subyace, del mismo modo, a la Formación Abanico. Sus depósitos han sido interpretados como parte del arco volcánico del Cretácico Tardío (Charrier *et al.*, 2007; Boyce, 2015). Este último autor ha propuesto que la Formación Las Chilcas correspondería a depósitos de antepaís proximales, producto de la erosión de unidades cretácicas que afloran hacia el oeste, evidenciando el alzamiento del orógeno Andino.

5.2.2 Estratos del Cordón de los Ratones

Corresponde a una unidad informal definida por Sellés y Gana (2001) que aflora al sur de Santiago en el sector de Pirque (Figura 5.2). Consiste en una secuencia de tobas, brechas piroclásticas de composición dacítica y domos riolíticos, con niveles de lavas basálticas y escasas intercalaciones sedimentarias. Posee un espesor de aproximadamente 450 m. Su base no aflora y se infiere una relación de discordancia con la sobreyacente Formación Abanico, debido a la falta de continuidad de pliegues e intrusiones ácidas presentes en esta última (Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005; Rissetto, 2015).

Las únicas edades reportadas corresponden a una serie de diques y *stocks* que presentan edades K/Ar de 36 y 22 Ma (Sellés y Gana, 2001). Sin embargo, no se sabe con certeza si estas intrusiones son parte de la unidad, pudiendo ser posteriores. Además, dada la alta movilidad del elemento K, el sistema isotópico K/Ar suele presentar perturbaciones. Por lo tanto, no existen dataciones radiométricas robustas que permitan establecer una edad para esta unidad.

Los Estratos del Cordón de los Ratones han sido correlacionados con la Formación Lo Valle en base la similitud que presentan ambas unidades en términos de litología, distribución y signatura geoquímica (Sellés, 2000).

5.2.3 Formación Plan de los Yeuques

Esta formación corresponde a una unidad definida por González y Vergara (1962) en la zona de Plan de los Yeuques, al este de la ciudad de Chillan (~37°S) en la Cordillera Principal. Sus afloramientos se encuentran expuestos por más de 100 km hacia el norte, alcanzado los 35°S, en el valle e inmediaciones del curso superior del río Teno (Figura 5.2). Corresponde a un conjunto de rocas volcánicas, efusivas y piroclásticas de carácter ácido, con algunas intercalaciones sedimentarias continentales. Se apoya en concordancia sobre la Formación Colimapu, mientras que su techo se desconoce (González y Vergara, 1962).

Esta formación no cuenta con dataciones radiométricas a la fecha. Sin embargo, la disposición y colores de sus afloramientos se asemejan a la Unidad Guanaco, expuesta en el valle Tinguiririca, inmediatamente al norte del río Teno. Durante el verano del año 2016 se realizó una campaña de terreno al valle de este último, con el objetivo de reconocer y profundizar en la extensión y conocimiento de la Unidad Guanaco. En un futuro se contempla la realización de análisis químicos y dataciones radiométricas para establecer la edad de esta formación, y así corroborar la correlación entre ambas unidades.

5.2.4 Otras unidades sedimentarias de similar edad

De acuerdo a su edad, la Unidad Guanaco también se corresponde cronológicamente con la Formación Colimapu, que afloran en el valle del río Volcán en Chile central (~33°50'S) (Figura 5.2), depositada durante el Cretácico Tardío (Tapia, 2015). Esta unidad aflora 100 km más al norte, a la latitud de la ciudad de Santiago, y corresponde a una secuencia esencialmente sedimentaria con limitadas intercalaciones volcánicas.

La Unidad Guanaco también puede correlacionarse cronológicamente con la base del Grupo Malargüe (Aguirre-Urreta *et al.*, 2011), cuyos afloramientos se encuentran al este de la zona de estudio, en el sector noroeste de la Cuenca de Neuquén (Figura 5.2). No obstante, se debe notar que al igual que la Formación Colimapu, esta unidad presenta una naturaleza marcadamente sedimentaria, con intercalaciones volcánicas menores marginales o ausentes.

Cabe destacar que el grupo Malargüe presenta niveles marinos intercalados, provenientes del ingreso del Océano Atlántico a fines del Cretácico. Estos últimos depósitos no alcanzaron la zona de estudio, sugiriendo la presencia de una barrera orográfica que habría impedido el ingreso marino hacia el oeste (Fennell *et al.*, 2015; Tapia, 2015).

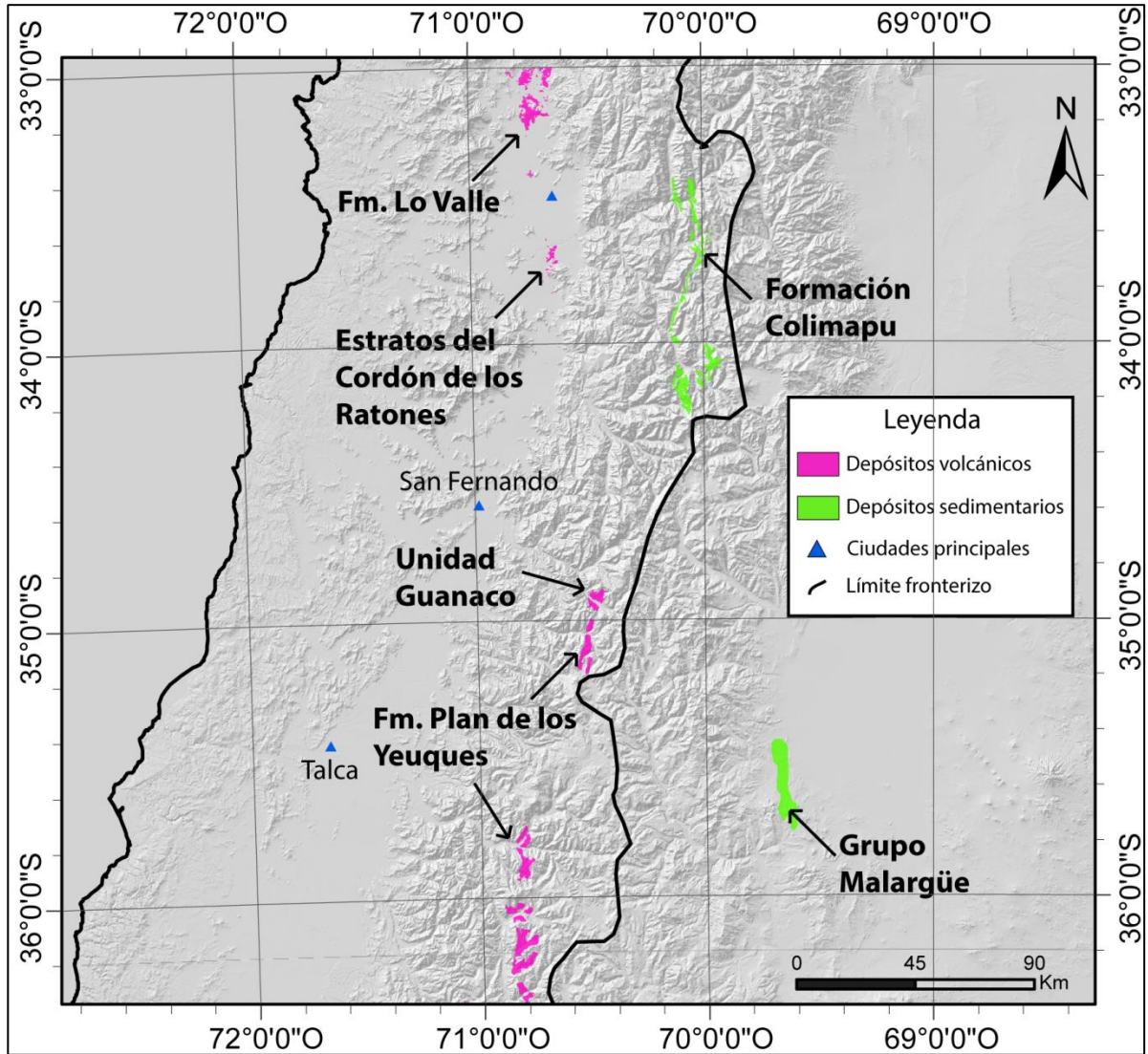


Figura 5.2. Mapa de la distribución de las unidades correlacionadas cronológicamente con la Unidad Guanaco en este trabajo. Basado en: González y Vergara (1962), Wall *et al.* (1999), Sellés y Gana (2001), Fock (2005), Aguirre-Urreta (2011) y Tapia (2015).

5.3 IMPLICANCIAS TECTÓNICAS

La correlación propuesta de las unidades volcánicas de edad Cretácico Tardío implica una distribución oblicua del arco volcánico al margen continental actual (Figura 5.3). Además, el arco volcánico de este período presentaría diferencias en su ancho, siendo mayor hacia el sur del área de estudio (Figura 5.3). Esto contrasta con la distribución del arco volcánico del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, el cual presenta una distribución paralela al margen continental. A su vez, una distribución oblicua del arco también contrasta con la distribución que presenta el arco volcánico actual, representado por los centros eruptivos de la Zona Volcánica Sur (SVZ).

Las unidades de edad similar que afloran directamente hacia el norte de la Unidad Guanaco, siguiendo el eje de la Cordillera Principal (Formación Colimapu en el valle del río Volcán en Chile a los $\sim 33^{\circ}50'S$; Figura 5.2; Figura 5.3), muestran un carácter marcadamente sedimentario. Ellas se corresponden mejor con las series del Grupo Malargüe, cuyos afloramientos se distribuyen también de manera oblicua al rumbo del orógeno hacia el sureste, similar al rumbo de los depósitos predominantemente volcánicos de este período (Figura 5.3).

Dada la distribución de los afloramientos de las unidades mencionadas, se propone que en conjunto ellas configurarían un par arco-tras-arco de distribución oblicua al margen actual. Los depósitos del arco estarían representados por los miembros volcánicos de la Formación Lo Valle, los Estratos del Cordón de los Ratones, Unidad Guanaco y la Formación Plan de los Yeuques. Los depósitos de tras-arco estarían representados por los miembros sedimentarios de la Formación Colimapu y el Grupo Malargüe (Figura 5.3; Figura 5.5). El ensanchamiento del arco volcánico (Figura 5.3), y la distribución oblicua de ambos depósitos al margen continental actual, podrían estar ligadas a una somerización del *slab* oceánico durante el Cretácico Tardío, tal como ha sido propuesto por Folguera y Ramos (2011) para el segmento comprendido entre los 34 y $37^{\circ}S$ (Figura 5.5). Una somerización de la placa oceánica provocaría una migración del arco volcánico y un aumento en la superficie de deshidratación del *slab*, lo que favorecería una mayor superficie de fusión de la cuña astenosférica y por ende una ampliación del magmatismo generado (Figura 5.4).

Una alternativa para la distribución que presenta el arco de este período podría estar relacionada al evento extensional durante el Oligoceno relacionado a la cuenca de Abanico. Una extensión diferencial, con un mayor desarrollo hacia el sur del área de estudio, explicaría el desplazamiento hacia el este de los afloramientos volcánicos del Cretácico Tardío, idea apoyada por firmas químicas tipo MORB en el área de Colbún (Vergara et al., 1999).

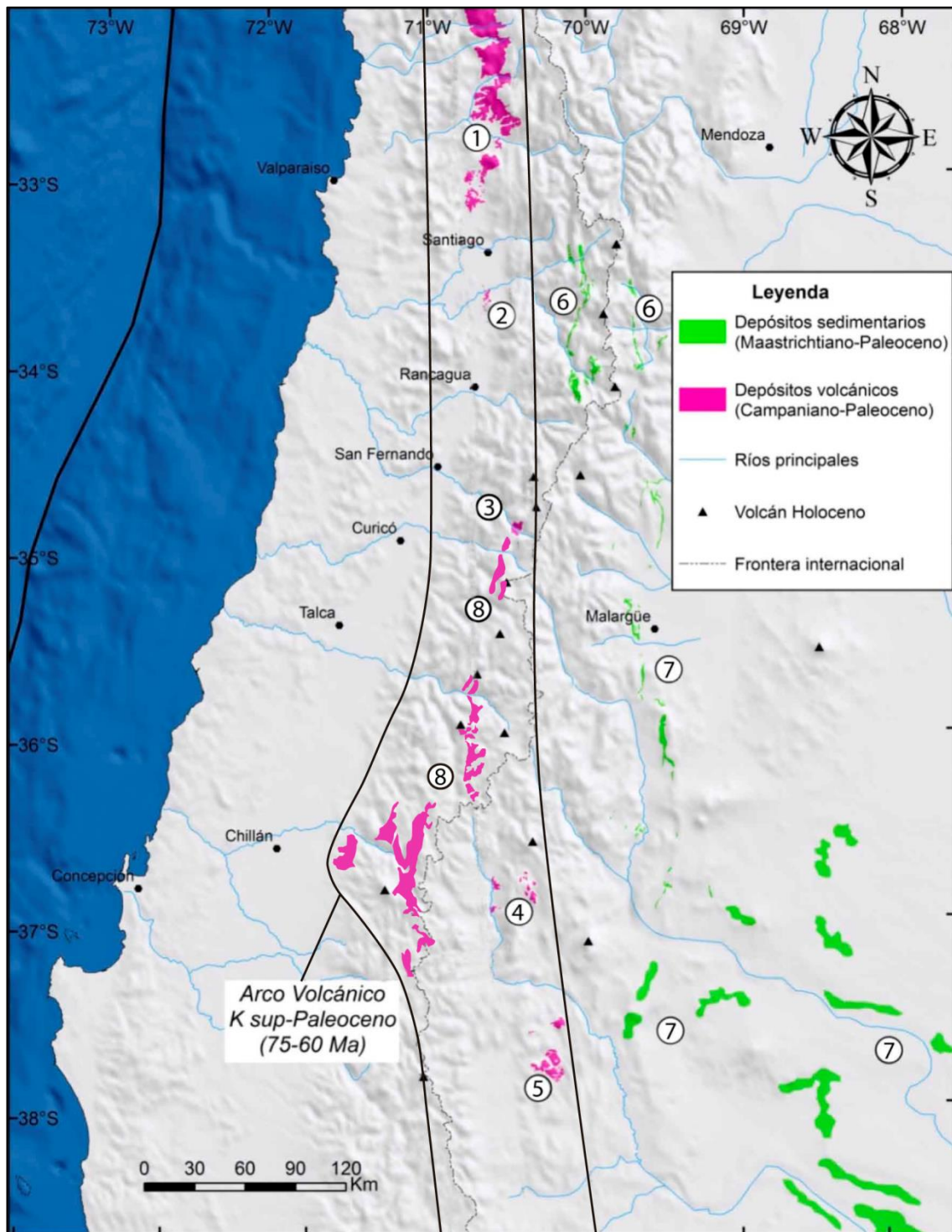


Figura 5.3. Distribución de los afloramientos del Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano en el margen occidental de Sudamérica, entre 32° y 38°S. Basado en: Aguirre-Urreta *et al.* (2011), Charrier *et al.* (2007), Wall *et al.* (1999), Sellés & Gana (2001), Tapia (2015), Tunik (2003), Zamora Valcarce *et al.* (2006), González y Vergara (1962). Referencias mapa: 1. Formaciones Salamanca y Lo Valle, 2. Estratos del Cordón de los Ratones, 3. Unidad Guanaco, 4. Serie Andesítica, 5. Grupo Naunaco, 6. Formación Colimapu, 7. Grupo Malargüe, 8. Formación Plan de los Yeuques. Modificado de Tapia *et al.* (2015).

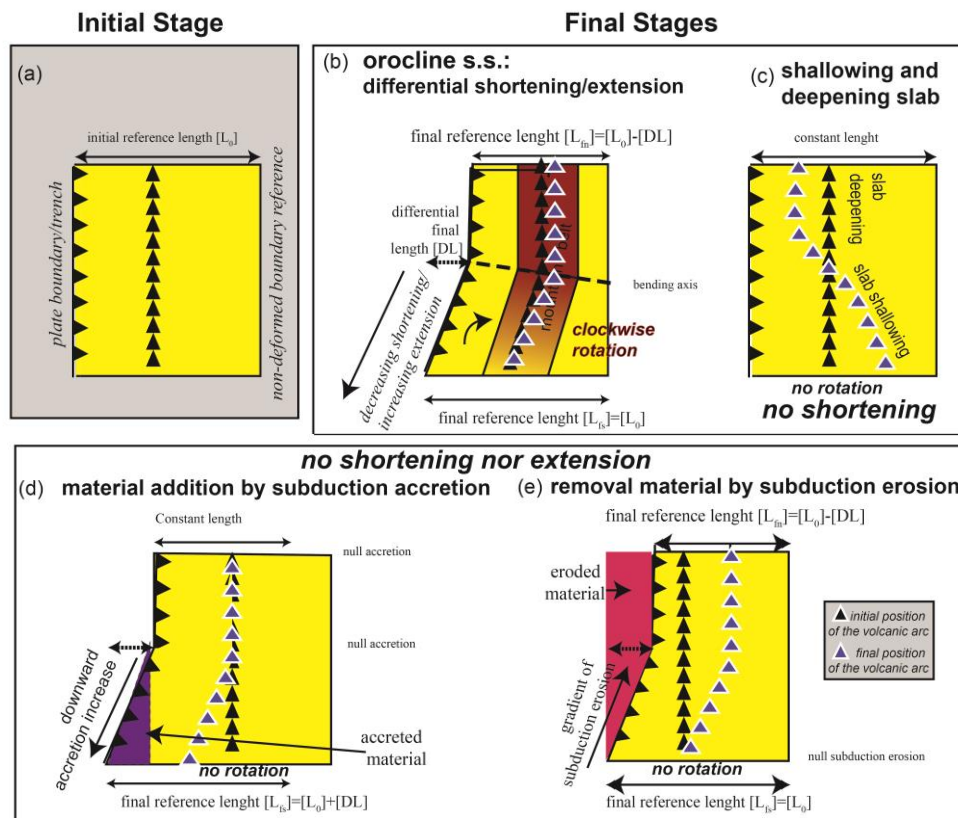


Figura 5.4. Esquema inicial de la distribución del arco volcánico en un margen convergente. b) Esquema final de la distribución del arco volcánico en un margen convergente sometido a compresión/extensión diferencial. c) Esquema final de la distribución del arco volcánico en un margen convergente sometido a somerización/empinamiento del *slab*. d) Esquema final de la distribución del arco volcánico en un margen convergente sometido a adición de material producto de acreción por subducción. e) Esquema final de la distribución del arco volcánico en un margen convergente sometido a erosión por subducción. Modificado de Farías (comunicación personal).

Actualmente el régimen tectónico imperante en Chile central durante el Cretácico Tardío no es claro y sigue siendo materia de discusión. Algunos autores proponen que durante este período se habrían reactivado las condiciones extensionales que imperaban durante el Cretácico Temprano. Estas condiciones se habrían mantenido hasta comienzos del Cenozoico, con la formación de cuencas con potentes depósitos volcánicos y sedimentarios que indicarían un ambiente subsidente (Charrier *et al.*, 2007). La signatura geoquímica de los depósitos de arco del Cretácico Tardío, sugiere una corteza relativamente delgada durante este período (Charrier *et al.*, 2007 y referencias citadas ahí), consistente con los valores isotópicos reportados por Nyström *et al.* (1993). Estos valores indican progresivamente menores componentes corticales en la evolución magmática en Chile central desde el Cretácico Temprano al Cretácico Tardío. A su vez, Nasi y Thiele (1982) propusieron condiciones extensionales para la Formación Lo Valle. En coherencia con lo anterior, Tassara y Echaurren (2011) proponen un modelo de corteza continental actual que no supera los 40 km de espesor para la zona de estudio. A su vez, los valores de razones La/Yb reportadas para Chile

central son similares a los valores de la zona volcánica sur a la latitud de $\sim 38^{\circ}\text{S}$, donde se ha propuesto un espesor cortical de aprox. 35 km a la latitud de 35°S (Kay et al., 2005) (Figura 5.1). Similar modelo propone Bergoeing (2015) para la región de Los Pelambres, a los $\sim 31^{\circ}\text{S}$, con un emplazamiento del magmatismo Cretácico Tardío sobre una corteza adelgazada bajo un alto estadio termal asociado a condiciones extensionales. Esto es consistente con las bajas razones La/Yb (< 10) que presentan las unidades volcánicas del Cretácico Tardío (Fm. Lo Valle, Estratos del Cordón de los Ratones y Unidad Guanaco).

En contraste, Boyce (2015) plantea un paso de condiciones extensionales a un régimen compresivo aproximadamente a los 105 Ma, que habría dado origen al inicio del alzamiento del orógeno Andino. Este evento ha sido reconocido en gran parte de la cadena andina, que se denomina “Fase Peruana” (Charrier *et al.*, 2007). Esta compresión habría continuado hasta los ~ 80 Ma, produciéndose el alzamiento y erosión de la Cordillera de la Costa, representado por los depósitos proximales de antepaís de la Formación Las Chilcas a la latitud de 33°S (Boyce, 2015). Recientemente, en el Grupo Neuquén, equivalente cronológico de la Formación Las Chilcas y del BRCU, se han documentado dataciones en circones detríticos de ~ 100 Ma en estratos de crecimiento de los miembros basales y medios asociados a una deformación compresiva. Además, estos indican una proveniencia desde el oeste, sugiriendo que el frente orogénico ya se ubicaba en el sector de la Cordillera Principal de los Andes a partir del Cretácico medio (Fennell *et al.*, 2015). Sobre el Grupo Neuquén se apoya en discordancia el Grupo Malargüe, el cual está compuesto por depósitos esencialmente sedimentarios continentales de antepaís, con intercalaciones marinas de edad Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano. Los depósitos de este último han sido interpretados como depósitos de antepaís acumulados en el *foredeep* en el sentido de DeCelles (1996) producto de una tectónica compresiva, donde estudios de proveniencia en circones detríticos indican un aporte desde el oeste, interpretado como un alzamiento y erosión del orógeno Andino (Aguirre-Urreta 2011; Balgord, 2015). Estas condiciones compresivas coinciden con lo reportado por Somoza y Zaffarana (2008), quienes proponen un aumento en la velocidad desplazamiento de Sudamérica hacia el oeste luego de la apertura del Atlántico sur entre los 90 y 70 Ma.

Las unidades en territorio chileno y argentino mencionadas anteriormente evidenciarían una tectónica compresiva durante el Cretácico medio y Tardío. Sin embargo, existe un *hiatus* en el registro estratigráfico entre la edad más joven del Grupo Neuquén, equivalente a la Formación Las Chilcas, (~ 83 Ma, Boyce, 2015; Fennell *et al.*, 2015) y la base del grupo Malargüe que ha sido datada en 64 Ma (Aguirre-Urreta *et al.*, 2011). Esta interrupción estratigráfica coincide con el intervalo entre ~ 70 -75 Ma, para el cual la Unidad Guanaco presenta estructuras de condiciones extensionales al menos a escala local, que también podrían inferirse a una escala mayor, como lo sugieren características de otras series similares de esta edad en la región. Éste es el caso de los depósitos volcánicos del Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano reportados por Franchini *et al.* (2003) para el sector noroeste de la cuenca de Neuquén a la latitud de $\sim 37^{\circ}\text{S}$. Estos autores han sugerido que dichos depósitos habrían sido emplazados en una corteza continental adelgazada, que podría estar relacionada a una tectónica extensional. Las características estratigráficas de la Unidad Guanaco, con al menos 2.200 m de espesor y un carácter esencialmente volcánico,

sugieren un ambiente subsidente cercano a centros eruptivos. Las características químicas de la Unidad Guanaco, descritas en el Capítulo 4, indican una composición bimodal y una cristalización en condiciones de baja presión, lo que sugiere una corteza continental con un espesor no superior a los 35-40 km. A su vez, los valores isotópicos de las muestras analizadas en este trabajo señalan una signatura con poco aporte radiogénico, generalmente asociado a un ambiente de corteza relativamente delgada (Figura 5.1).

Si la hipótesis de la tectónica extensional es correcta, la Unidad Guanaco representaría depósitos acumulados en una cuenca de intra-arco con orientación N-S a NNO-SSE durante el Campaniano-Daniano en el margen Andino (Figura 5.5). Esta cuenca habría estado dominada por fallas normales y se habría desarrollado a lo largo del orógeno formado durante el Cenomaniano-Santoniano (Fennell *et al.*, 2015).

En caso de ser incorrecta la hipótesis de condiciones extensionales durante fines del Cretácico Tardío, los depósitos de la Unidad Guanaco podrían corresponder a depósitos del arco volcánico del Cretácico Tardío que se habrían acumulado en cuenca de antepaís, con una importante subsidencia producto de la carga orogénica (Figura 5.3). No obstante, se debe notar que en caso de haber existido un engrosamiento cortical desde principios del Cretácico hasta fines del mismo, inferido por la construcción de un orógeno a los 33°S, este rasgo no se observa en las características químicas de la Unidad Guanaco, las que reflejan, por el contrario, condiciones de una corteza relativamente delgada, con un espesor no superior al actual en la región.

Así, se propone que los depósitos de la Unidad Guanaco corresponderían a depósitos volcánicos del arco cretácico tardío – paleoceno temprano, acumulados en una cuenca de intra-arco, cuyos magmas habrían evolucionado bajo una corteza de un espesor no superior al actual (~35-40 km) en el área de estudio. La distribución de sus afloramientos, y la correlación de ella con unidades similares en la región, indicarían una migración y ampliación del arco hacia el sureste, posiblemente ligado a una somerización de la placa oceánica al sur de los 34°S durante este período. De manera alternativa, la distribución actual de los afloramientos del arco mencionado podría estar también condicionada por procesos posteriores. Durante el Oligoceno, con el desarrollo de la cuenca de Abanico, una mayor extensión hacia el sur de los 34-35°S podría explicar la distribución oblicua que describen estos depósitos.

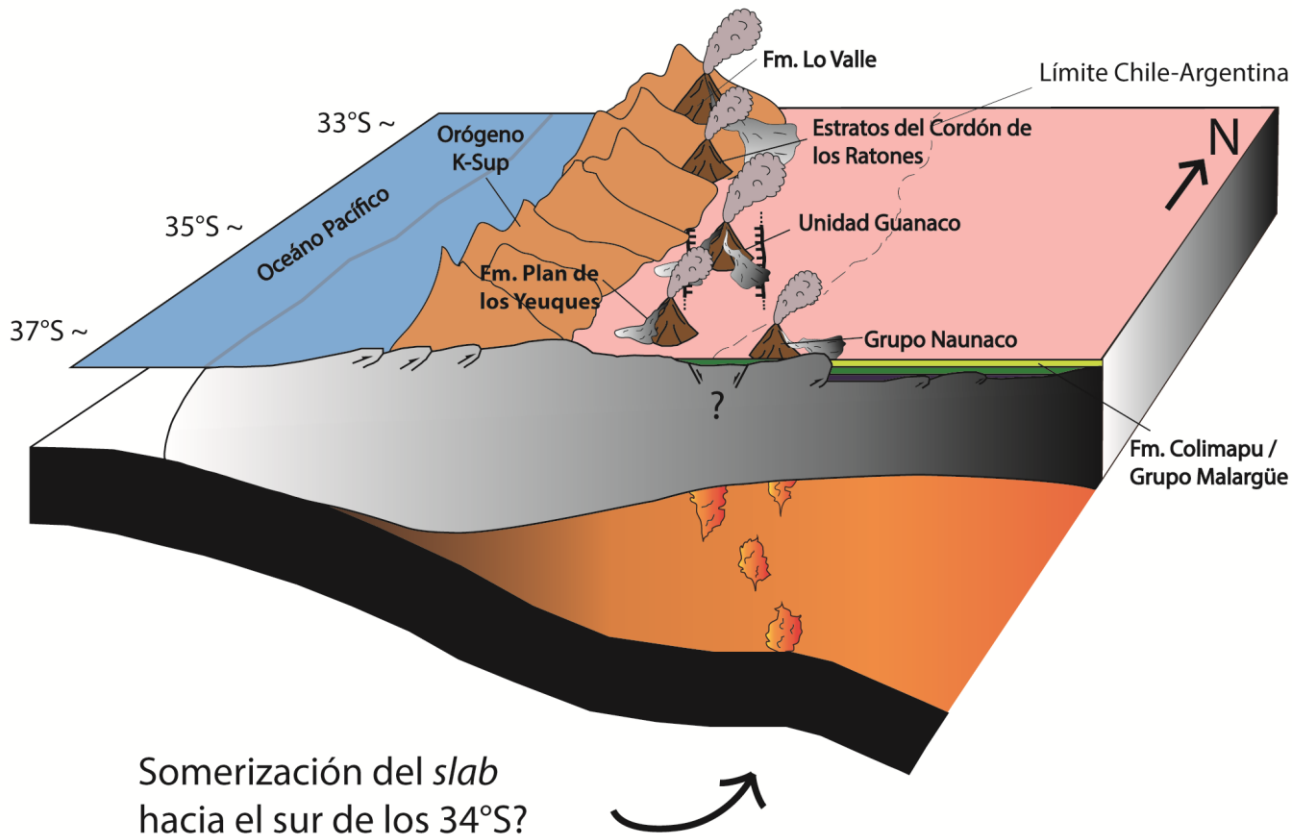


Figura 5.5. Modelo paleogeográfico esquemático del margen Andino durante el Cretácico Tardío-Paleógeno Temprano entre los ~33° y ~37°S.

6 RESUMEN Y CONCLUSIONES

La Unidad Guanaco presenta una estratigrafía esencialmente volcánica, descrita por al menos 2.200 m de espesor compuestos por flujos de lava, tobas y brechas volcánicas, con escasas intercalaciones de depósitos sedimentarios. De acuerdo al trabajo de campo y a observaciones petrográficas, el volcanismo de la Unidad Guanaco muestra un carácter bimodal, reflejado en la ocurrencia común de lavas de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, intercaladas con rocas piroclásticas de carácter ácido.

Los resultados geoquímicos de las muestras analizadas presentan contenidos de SiO₂ (valores anhidros) que varían entre 51 y 58% para las lavas y de 71% para la única toba analizada. Además, las muestras analizadas presentan características típicas de magmas de arco, representadas por un enriquecimiento en elementos LILE sobre HFSE y una fosa Nb-Ta en los diagramas multielemento normalizados al N-MORB. Similar afinidad se observa en los diagramas de discriminación tectónica basados en elementos traza inmóviles. En términos de la composición isotópica, las muestras presentan firmas poco radiogénicas, con razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ entre 0,7038-0,7039 y valores de $\epsilon\text{Nd}_i +4$, lo que indica un aporte mayoritariamente juvenil con escasa contaminación cortical. Las características mencionadas sugieren que la acumulación de los depósitos de la Unidad Guanaco habría ocurrido en una cuenca de intra-arco, cuyos magmas habrían evolucionado sobre una corteza continental de espesor no superior al actual en la región (~35-40 km).

Dadas las características estratigráficas y geoquímicas descritas anteriormente, se concluye que la Unidad Guanaco representa el arco volcánico del Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano en la región de la Cordillera Principal de los Andes a los ~35°S. Sus productos volcánicos se habrían generado al este del orógeno del Cretácico Tardío Temprano, sobre una corteza continental de espesor no superior a los ~35-40 km, y se habrían acumulado en una cuenca de intra-arco bajo condiciones extensionales y subsidentes, al menos a escala local. Esto es apoyado por los patrones geoquímicos de elementos traza e isótopos, cuyas bajas razones La/Yb y las firmas poco radiogénicas argumentan a favor de una corteza de un espesor no superior al actual en la región de estudio.

En base a la distribución y naturaleza de las unidades de este período, se propone que ellas configurarían, en conjunto, un par arco-tras-arco de orientación NNO-SSE, con los miembros volcánicos representando el arco de este período (Formación Lo Valle, Estratos del Cordón de los Ratones, Unidad Guanaco y Formación Plan de los Yeuques), y los miembros sedimentarios representando los depósitos de antepaís (Formación Colimapu y Grupo Malargüe). Esta distribución oblicua al margen continental actual de los depósitos mencionados estaría potencialmente ligada a una somerización de la placa oceánica durante este período entre los ~34° y ~38°S. Alternativamente distribución actual de los afloramientos del arco mencionado podría estar también condicionada por procesos posteriores. Durante el Oligoceno, con el desarrollo de la cuenca de Abanico, una mayor extensión hacia el sur de los 34-35°S podría explicar la distribución oblicua que describen estos depósitos.

BIBLIOGRAFÍA

- 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.
- Aguirre-Urreta, B., Tunik, M., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, M., Ramos, V. 2011. Malargüe Group (Maastrichtian-Danian) deposits in the Neuquén Andes, Argentina: Implications for the onset of the first Atlantic transgression related to western Gondwana break-up. *Gondwana Research*, vol. 19, p. 482-494.
- Balgord, E., Caparra, B., 2015. Basin evolution of the Upper Cretaceous-Lower Cenozoic strata in the malargüe fold-and-thrust belt: northern Neuquén basin, Argentina. *Basin Research*, 2014. European Association of Geoscientists & Engineers and International Association of Sedimentologists, p. 1-24.
- Bergoeing, J.P. 2016. Evolución geoquímica del magmatismo de la región de Los Pelambres (31°S) entre el Cretácico Superior y el Mioceno Superior. Implicancias para la evolución tectónica y metalogénica de los Andes de Chile central. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 131 p.
- Boyce, D. 2015. Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen Andino en Chile central durante el Cretácico medio-Tardío: El registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 304 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*, vol. 9, 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*, vol. 15, 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*, vol. 236, 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.
- Covacevich, V., Varela, J., Vergara, M., 1976. Estratigrafía y sedimentación de la Formación Baños del Flaco al sur del río Tinguiririca, Cordillera de los Andes, Provincia de Curicó, Chile, en: 1° Congreso Geológico Chileno, Santiago, vol. 1, p. 191-211.
- Davidson, J. 1971. Tectónica y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de la 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: 5° Congreso Geológico Argentino. p. 11-55.
- Drake, R.E., Curtis, G., Vergara, M. 1976. Potassium-argon dating of igneous activity in the Central Chilean Andes: Latitude 33° S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 3, p. 285-295.

- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., Comte, D. 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°-35°S). *Tectonics*, vol. 27, 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*, vol. 29, TC3006, 22 p.
- Fennell, L., Folguera, A., Naipauer, M., Gianni, G., Rojas, E., Bottesi, G., Ramos, V.A. 2015. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35°30'-37°S). *European Association of Geoscientists & Engineers and International Association of Sedimentologists, Basin Research*, p. 1-22.
- Fock, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 179 p.
- Fock, A., Charrier, R., Farías, M., Muñoz, M.A. 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial*, p. 48-55.
- Folguera, A., Orts, D., Spagnuolo, M.G., Vera, E.R., Litvak, V., Sagripanti, L., Ramos, M.E., Ramos, V.A. 2011. A review of Late Cretaceous to Quaternary palaeogeography of the southern Andes. *Biological Journal of the Linnean Society*, vol. 103, p. 250-268.
- Folguera, A., Ramos, V.A. 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: A revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 32, p. 531-546.
- Fuentes, F., Vergara, M., Nyström, J.O., Levi, B., Aguirre, L. 2000. Geology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the Cuesta de Chacabuco area. En: 9° Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, vol. 2, p. 21-25.
- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Féraud, G. 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. *Revista Geológica de Chile*, vol. 29, p. 207-225.
- Fuentes, F. 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligoceno-miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33° S). Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 398 p.
- Franchini, M., López-Escobar, L., Schalamuk, I., Meinert, L. 2003. Magmatic characteristics of the Paleocene Cerro Nevazón region and other Cretaceous to Early Tertiary calc-alkaline subvolcanic to plutonic units in the Neuquén Andes, Argentina. *Journal of South America Earth Sciences*, vol. 16, p. 399-421.
- Gana, P., Wall, R. 1997. Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus cretácico superior-eoceno en Chile central (33-33°30'S). *Revista Geológica de Chile*, vol. 24, p. 145-163.
- Hildreth, W., Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 98, p. 455-489.
- 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*, vol. 94, 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*, vol. 20, TC0018, p. 308-324.
- 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*, vol. 117, p. 67-88.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P., Mancilla, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin, in Kay, S.M. and 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.
- Klohn, C. 1960. *Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín N°8, 95 p.
- Mescua, J.F., Giambiagi, L.B., Tassara, A., Giménez, M., Ramos, V.A. 2014. Influence of pre Andean history over Cenozoic foreland deformation: Structural styles in the Malargue fold-and-thrust belt at 35°S, Andes of Argentina. *Geosphere*, vol. 10, p. 1-25.
- 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.
- Mpodozis, C., Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina, en: Eriksen, G.E., Cañas, M.T. and Reintmund, J.A. Eds. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources; Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, Earth Sciences Series*, Houston, Texas, vol. 11, p. 59-90.
- Mpodozis, C., Kay, S.M. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28°-31°S). *Revista Geológica de Chile*, vol. 17, p. 153-180.
- 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*, vol. 53, p. 1091-1122.
- 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. Paris ORSTOM Editions. 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*, vol. 115, p. 1523-1537.
- Nasi, C., Thiele, R. 1982. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa, al sur de Río Maipo, entre Melipilla y Laguna de Aculeo (Chile Central). *Revista Geológica de Chile*, vol. 16, p. 81-89.
- Parada, M.A., López-Escobar, L., Oliveros, V., Fuentes, F., Morata, D., Calderón, M., Aguirre, L., Féraud, G., Espinoza, F., Moreno, H., Figueroa, O., Muñoz Bravo, J., Troncoso Vásquez, R., Stern, C. 2007. Andean Magmatism, en: Moreno, T., Gibbons, W. Eds. *The Geology of Chile*. Geological Society, London, p. 115-146.

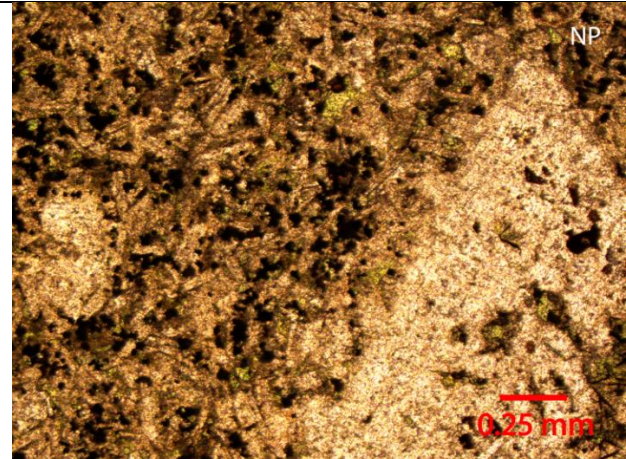
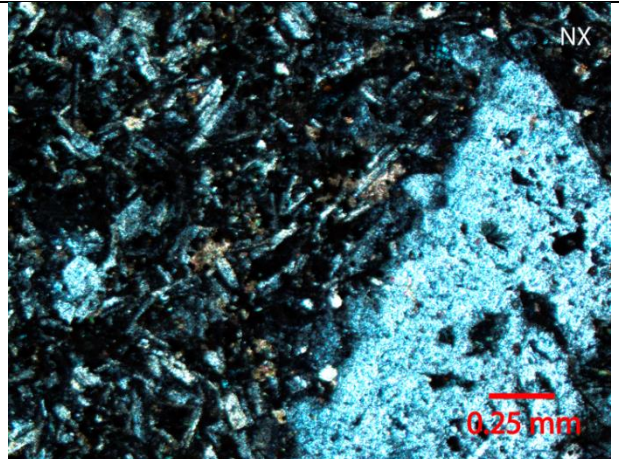
- Persico, M., Muñoz, M., Tapia, F., Arellano, P., Farías, M. 2015. Hallazgo de estratos de edad Cretácico Tardío en el curso alto del río Tinguiririca (~34°55'S). Parte I: Principales Características, en: 14° Congreso Geológico Chileno, Actas digitales. La Serena, 4 p.
- Ramos, V.A., Kay, S.M. 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°–39°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). Geological Society of America Special Papers, vol. 407, p. 1–17.
- Rauld, R. 2002. Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33°S). Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención Geología, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 444 p.
- Rissetto, H. 2015. Evolución del borde occidental de la cuenca de Abanico en el extremo sur de Santiago (33°58'S), Chile. Tesis para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 112 p.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., Reutter, K. 1994. Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. *Fachrichtung Geologie, Freire Universitat Berlin*, p. 121-139.
- 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*, vol. 11, p. 211-215.
- Somoza, R., Ghidella, M. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico, subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 60, p. 797-809.
- Stern, C. 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*, vol. 19, p. 78–81.
- Streckeisen, A. L. 1978. IUGS. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilite Rocks. Recommendations and Suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, vol. 141, p. 1-14.
- Tapia, F. 2010. Análisis estructural del sector occidental de la faja plegada y corrida de Malargüe en el curso superior del río Colorado de Lontué (35°18' y 35°23'S), región del Maule, Chile. Tesis para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 101 p.
- Tapia, F. 2015. Evolución tectónica de los Andes Centrales del Sur durante el Cenozoico Superior. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, mención Geología, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 340 p.
- Tapia, F., Muñoz, M., Farías, M., Persico, M., Arellano, P. 2015. Hallazgo de estratos de edad Cretácico Tardío en el curso alto del río Tinguiririca (~34°55'S). Parte II: Implicancias Tectónicas, en: 14° Congreso Geológico Chileno, Actas digitales, La Serena, 4 p.

- Tassara, A., Echaurren, S. 2011. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, vol 180, p. 161-168.
- Thiele, R. 1980. Geología de la Hoja de Santiago, Región Metropolitana, SERNAGEOMIN, Mapas geológicos N°8, escala 1:250.000, 51 p.
- Vergara, M., Drake, R. 1978. Edades potasio-argón y su implicancia en la geología regional de Chile. *Revista Comunicaciones* (publicación interna del Departamento de Geología, Universidad de Chile), vol. 23, p. 1-11.
- 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*, vol. 26, N°1, p. 23-41.
- Wall, R., Sellés, D., Gana, P. 1999. Área Til Til-Santiago, Región Metropolitana. SERNAGEOMIN, Mapas geológicos N° 11, escala 1:100.000, Santiago.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Del Pino, D., Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio Fold-and-thrust belt. 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)*. Geological Society of America Special Papers, vol. 407, p. 125-145.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T. 2009. Evolución tectónica del frente andino en Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 65, p. 192-203.
- 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.
- Zonenshayn, L.P., Savostin, L.A., Sedov, A.P. 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for the last 160 million years. *Geotectonics*, vol. 18, p. 181-19.

ANEXOS

ANEXO A

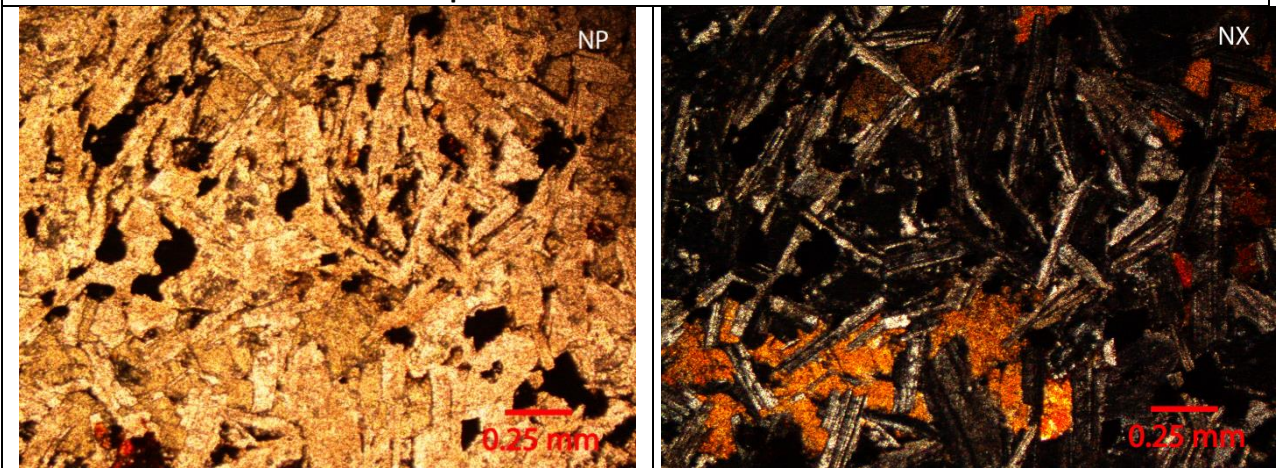
Descripción de cortes transparentes


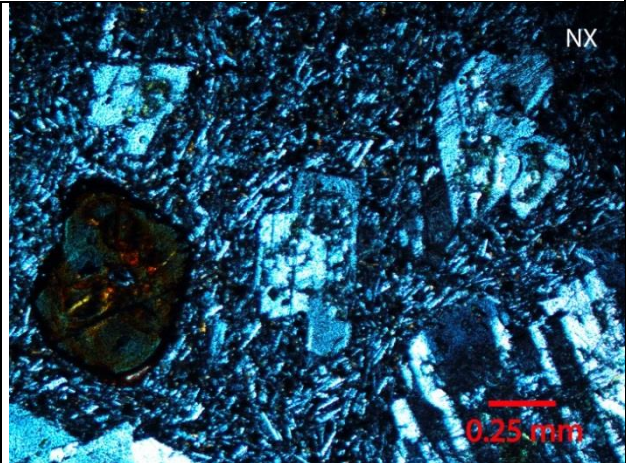
Muestra: MT1					
Coordenadas UTM		6134560N / 361510E ¹			
Texturas		Porfírica, hipidiomórfica, holocristalina			
Características		Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales	Plagioclasa	15	Cristales de tamaño 0,5 a 1,5 mm de largo, euhedrales a subhedrales de integridad media. Presentan una textura glomeroporfírica formando cúmulos. Escasos cristales presentan macla de 2 individuos.	Sericita, Arcillas
	Masa Fundamental	Plagioclasa	68	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño < 0,1 hasta 0,5 mm de largo, con textura intergranular.	Sericita
		Calcita	8	Cristales de tamaño 0,1-0,5 mm rellenando vesículas de 2-3 mm de diámetro.	No presenta
		Clorita-esmectita	3	Cristales de hábito acicular radial, presentes de manera intersticial entre los cristales de calcita, alterando los cristales de plagioclasa y entre las plagioclasas.	No presenta
		Opacos	6	Cristales de tamaño < 0,1 mm, subhedrales, distribuidos homogéneamente en toda la roca.	No presenta
Accesorios		No se observan			
Otros		No se observan			
Nombre: Dique andesítico. Aumento de 50x.					
					

¹ Las coordenadas de todas las muestras están en el datum WGS-84.

Muestra: MT2					
Coordenadas UTM		6134560N / 361510E			
Texturas		Porfírica, holocristalina, subofítica			
Características		Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales	Plagioclasa	25	Cristales de tamaño > 2 mm, euhedrales a subhedrales con presencia de maclas polisintéticas, de integridad media. Se encuentran intercrecidos con cristales de clinopiroxeno, mostrando una textura subofítica.	Arcillas
		Clinopiroxeno	15	Cristales euhedrales a anhedrales de tamaño 1 a 2 mm de largo, intercrecidos con cristales de plagioclasa. Se encuentran parcialmente oxidados.	Óxidos de hierro
	Masa Fundamental	Plagioclasa	49	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño 0,5 a 2 mm de largo, con texturas sub-ofíticas.	Arcillas
		Calcita	8	Cristales subhedrales a anhedrales de tamaño variable hasta 2 mm, intercrecidos con cristales de plagioclasa	No presenta
		Opacos	6	Cristales de tamaño < 0,5 mm distribuidos homogéneamente en la roca.	No presenta
	Accesorios		No se observan		
Otros		No se observan			

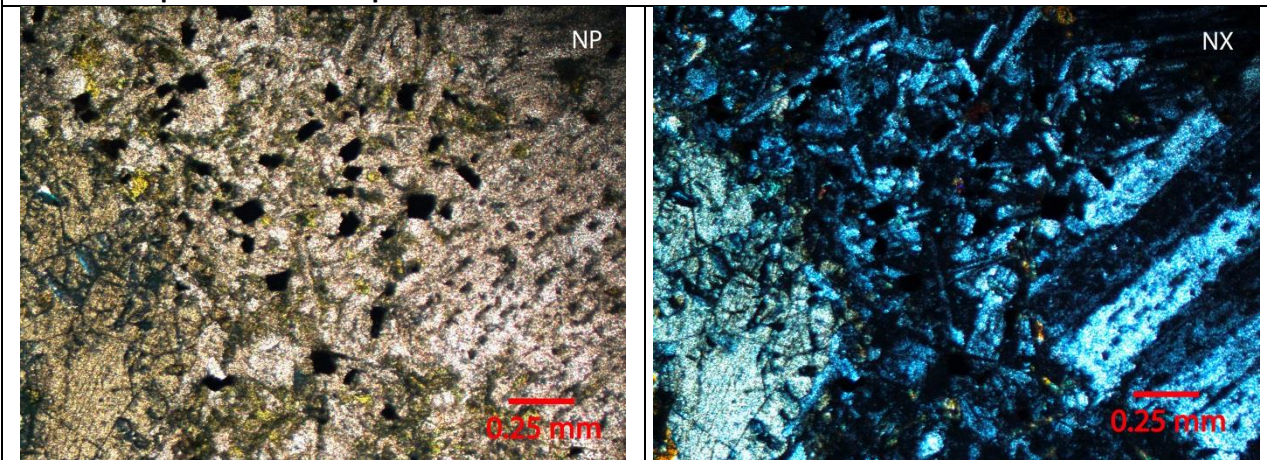
Nombre: Andesita basáltica de clinopiroxeno. Aumento de 50x.


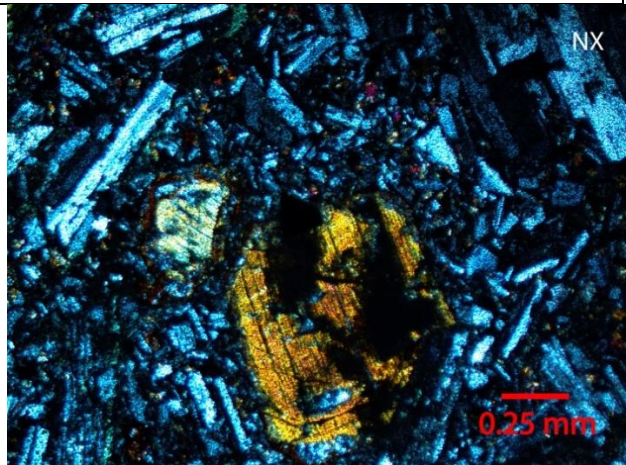


Muestra: MT3					
Coordenadas UTM		6133936N / 362549E			
Texturas		Porfírica, hipocristalina, hipidiomórfica			
Características		Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales	Plagioclasa	20	Cristales subhedrales de tamaño 0,5-1,5 mm de largo, con presencia de maclas polisintética y albita. El ~50% de los cristales presentan núcleos reemplazados por epidota y arcillas.	Epidota, Arcillas.
		Clinopiroxeno	5	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño 1 a 2 mm de diámetro intercrecidos con cristales de plagioclasa, mostrando una textura subofítica. Escasos cristales presentan bordes completamente oxidados.	Óxidos de hierro
		Olivino	3	Pseudomorfo subhedrales de 0,5 a 1 mm de tamaño. Se encuentran alterados pervasivamente a clorita y óxidos de hierro.	Clorita, Óxidos de hierro
	Masa Fundamental	Plagioclasa	30	Microlitos euhedrales a subhedrales de tamaño submilimétrico orientados, presentando una textura traquítica.	No presenta
		Clinopiroxeno	17	Cristales de tamaño < 0,1 mm intercrecidos con microlitos de plagioclasa.	No presenta
		Opacos	5	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño < 0,5 mm distribuidos homogéneamente en la roca.	No presenta
		Vidrio	20	Se presenta de manera intersticial entre los microlitos de plagioclasa y entre los cristales de clinopiroxeno.	Arcillas
	Accesorios		No se observan		
Otros		No se observan			
Nombre: Andesita basáltica de clinopiroxeno. Aumento de 50x.					
		NP		NX	
					

Muestra: MT5					
Coordenadas UTM		6134098N / 362555E			
Texturas		Porfírica, hipocristalina, hipidiomórfica			
Características		Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales	Plagioclasa	18	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño 1 a 4 mm de largo, con presencia de macla polisintética. Presentan inclusiones de opacos, piroxeno y titanita.	Sericita, Arcillas
		Clinopiroxeno	10	Cristales subhedrales de tamaño 0,5-1,5 mm con presencia de macla. Varios cristales se encuentran intercrecidos con cristales de plagioclasa.	Clorita-Esmectita
		Ortopiroxeno	6	Cristales subhedrales de tamaño < 1 mm de integridad media, parcialmente oxidados.	Óxidos de hierro
	Masa Fundamental	Plagioclasa	40	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño < 1 mm intercrecidos con cristales de clinopiroxeno.	Epidota
		Clinopiroxeno	16	Cristales de tamaño < 0,1 mm intrecrados con microlitos de plagioclasa.	No presenta
		Epidota	9	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño < 0,5 mm alterando la masa fundamental.	No presenta
Accesorios		No se observan			
Otros		No se observan			

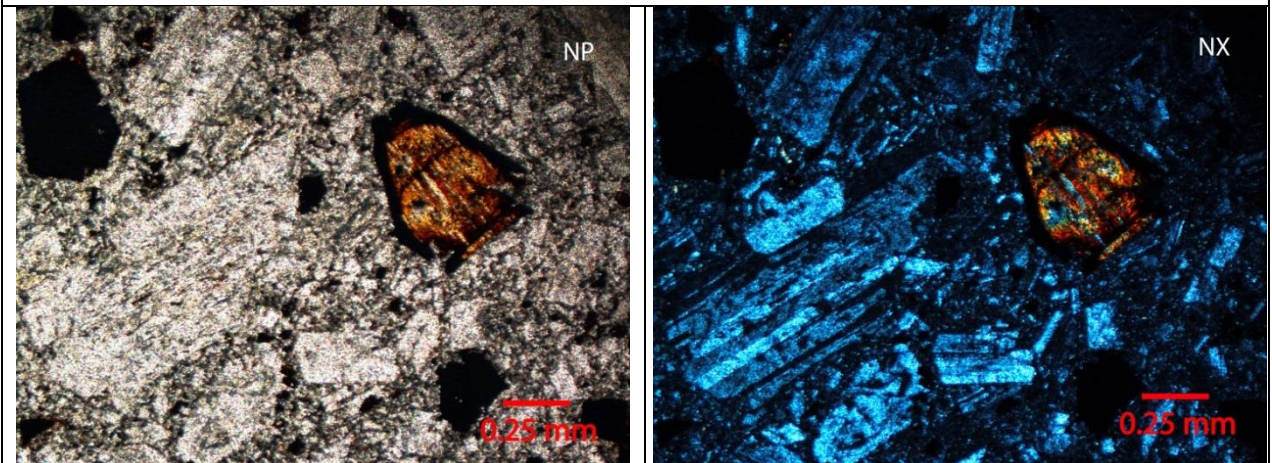
Nombre: Dique diorítico de 2 piroxenos. Aumento de 50x.

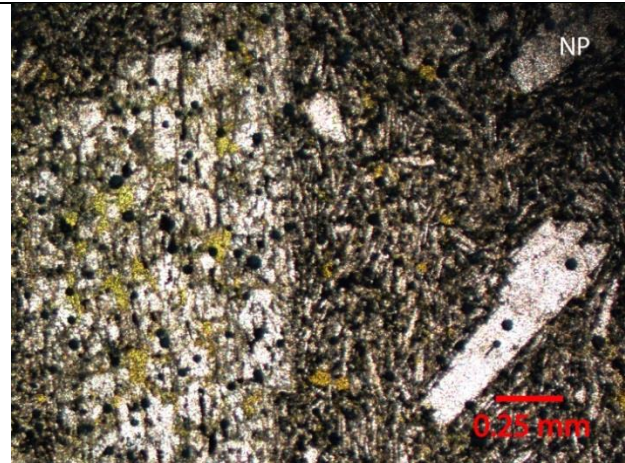
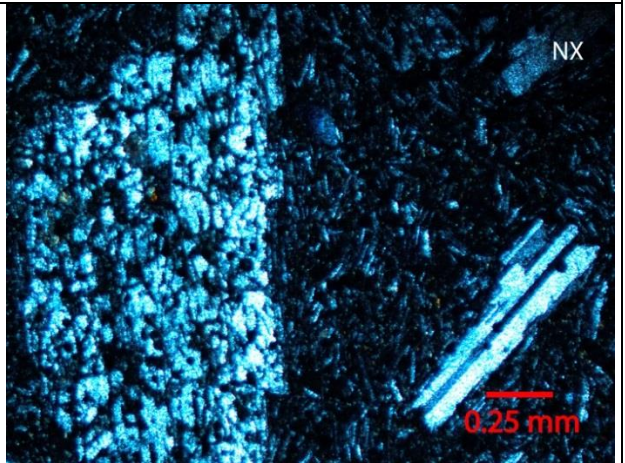


Muestra: MT6					
Coordenadas UTM		6134360N / 362171E			
Texturas		Porfírica, hipocristalina, hipidiomórfica			
Características		Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales	Plagioclasa	18	Cristales euhedrales de tamaño 0,5-1,5 mm de largo, con presencia de maclas polisintética y periclina. Escasos cristales presentan núcleos intensamente argilizados de color amarillo-verdoso.	Arcillas
		Clinopiroxeno	7	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño 0,2-0,6 mm con presencia de maclas. Se encuentran intercrecidos con fenocristales de plagioclasa formando cúmulos.	No presenta
		Ortopiroxeno	5	Cristales de 0,5-1 mm de diámetro con bordes parcialmente oxidados. Escasos cristales presentan cristales de cuarzo recristalizado en los bordes.	Óxidos de hierro
	Masa Fundamental	Plagioclasa	40	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño submilimétrico, intercrecidos con cristales de piroxenos y minerales opacos.	Arcillas
		Clinopiroxeno	18	Cristales subhedrales de tamaño submilimétrico, intercrecidos con cristales de plagioclasa y minerales opacos	No presenta
		Ortopiroxeno	12	Cristales subhedrales de tamaño submilimétrico, alterados a clorita y óxidos de hierro.	Clorita, Óxidos de hierro
Accesorios		No se observan			
Otros		Vetilla de < 0,2 mm de ancho, de carbonato que corta toda la lámina.			
Nombre: Andesita basáltica de clinopiroxeno. Aumento de 50x.					
					
					

Muestra: MT7					
Coordenadas UTM		6133420N / 363080E			
Texturas		Porfírica, hipocrystalina, hipidiomórfica			
Características		Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales	Plagioclasa	27	Cristales euhedrales de tamaño 1-4 mm de largo, con presencia de maclas periclina y albita. Escasos cristales presentan inclusiones de clinopiroxeno.	Epidota, Arcillas.
		Olivino	5	Pseudomorfos euhedrales a subhedrales con forma hexagonal de tamaño 0,2-1 mm, con bordes completamente oxidados. Varios cristales se encuentran totalmente reemplazados por óxidos de hierro y en algunos casos por cuarzo recristalizado.	Óxidos de hierro
		Clinopiroxeno	4	Cristales euhedrales de tamaño 0,2-0,8 mm de forma octagonal totalmente oxidados.	Óxidos de hierro
	Masa Fundamental	Plagioclasa	37	Cristales subhedrales de tamaño submilimétrico, con texturas intergranulares intercrecidos con cristales de olivino y clinopiroxeno.	No presenta
		Olivino	15	Cristales subhedrales de tamaño submilimétrico, con bordes parcialmente oxidados. Se encuentra intrecrecido con microlitos de plagioclasa.	Óxidos de hierro
		Clinopiroxeno	10	Cristales subhedrales de tamaño submilimétrico, alterados parcialmente a óxidos de hierro.	Óxidos de hierro
		Titanita	2%	Cristales euhedrales de tamaño submilimétrico, que alteran parcialmente la masa fundamental.	No presenta
	Accesorios		Opacos		
Otros		No se observan			

Nombre: Basalto de olivino. Aumento de 50x.



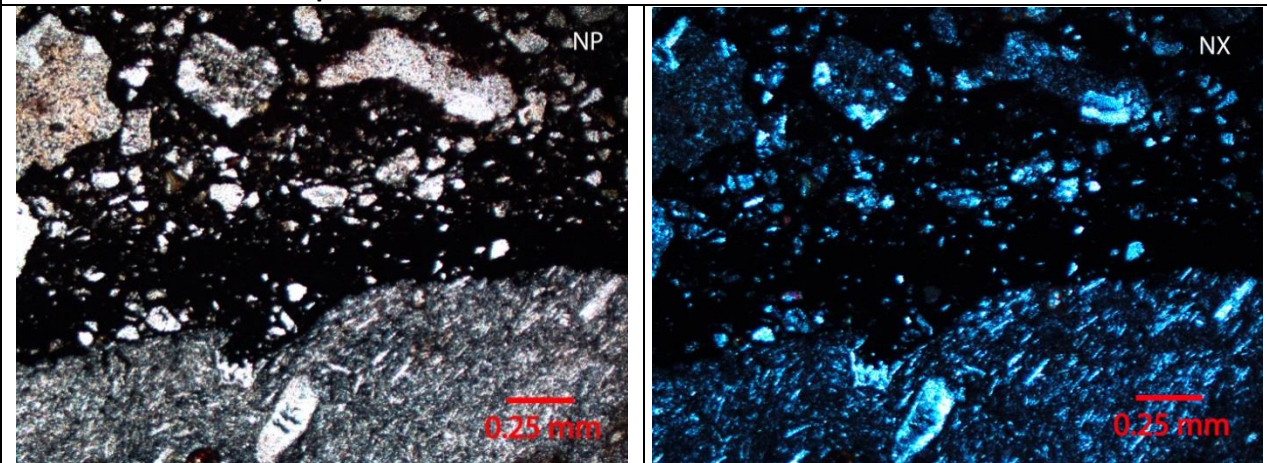
Muestra: MT8					
Coordenadas UTM		6133420N / 363080E			
Texturas		Porfírica, hipocrystalina, hipidiomórfica, traquítica			
Características		Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales	Plagioclasa	17	Se distinguen dos familias de tamaño. La primera presenta cristales euhedrales de tamaño 1-4 mm, intensamente fracturados, alterados a clorita-esmectita y con inclusiones de epidota. La segunda presenta cristales euhedrales de tamaño 0,2-1 mm sin fracturamiento, con presencia de maclas albita, periclina. Se observan escasos cristales zonados y cúmulos de plagioclasa con textura glomeroporfírica.	Epidota, Clorita-Esmectita, Arcillas.
		Clinopiroxeno	5	Cristal de 2 mm de tamaño, euhedral con inclusiones de plagioclasa y minerales opacos.	Óxidos de hierro
		Olivino	3	Pseudomorfos hexagonales de 1 mm de tamaño, totalmente cloritizados, con bordes reemplazados por óxidos de hierro.	Clorita, Óxidos de hierro
	Masa Fundamental	Plagioclasa	46	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño submilimétrico, presentando texturas traquíticas.	Clorita, Arcillas
		Clinopiroxeno	22	Cristales subhedrales de tamaño submilimétrico, intercrecidos con los cristales de plagioclasa, conformando un textura intergranular.	Óxidos de hierro
		Opacos	7	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño submilimétrico.	No presenta
Accesorios		No se observan			
Otros		Amígdalas de 0,2-0,6 mm de diámetro rellenas de clorita-esmectita			
Nombre: Basalto/Andesita de clinopiroxeno. Aumento de 50x.					
					
					

Muestra: MT11				
Coordenadas UTM	6133445N / 362407E			
Texturas	Piroclástica			
Características	Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Piroclastos	Fragmentos líticos	22	Fragmentos angulosos a subredondeados de tamaño 1-4 mm, de origen volcánico, alterados parcialmente a epidota. Escasos fragmentos presentan texturas traquíticas.	Epidota
	Cristales	14	Fragmentos cristalinos de plagioclasa, clinopiroxeno y cuarzo de tamaño variable entre 0,2 – 2 mm.	No presenta
	Esquirlas	11	Fragmentos irregulares de 0,1 – 0,5 mm, alterados parcialmente a sericita y arcillas.	Sericita, Arcillas
Matriz	Vidrio	63	Se presenta de manera intersticial, entre los fragmentos líticos y cristales, componiendo la mayoría de la matriz.	Arcillas

Accesorios: Titanita, circón

Otros: No se observan

Nombre: Toba lítica de lapilli. Aumento de 50x.

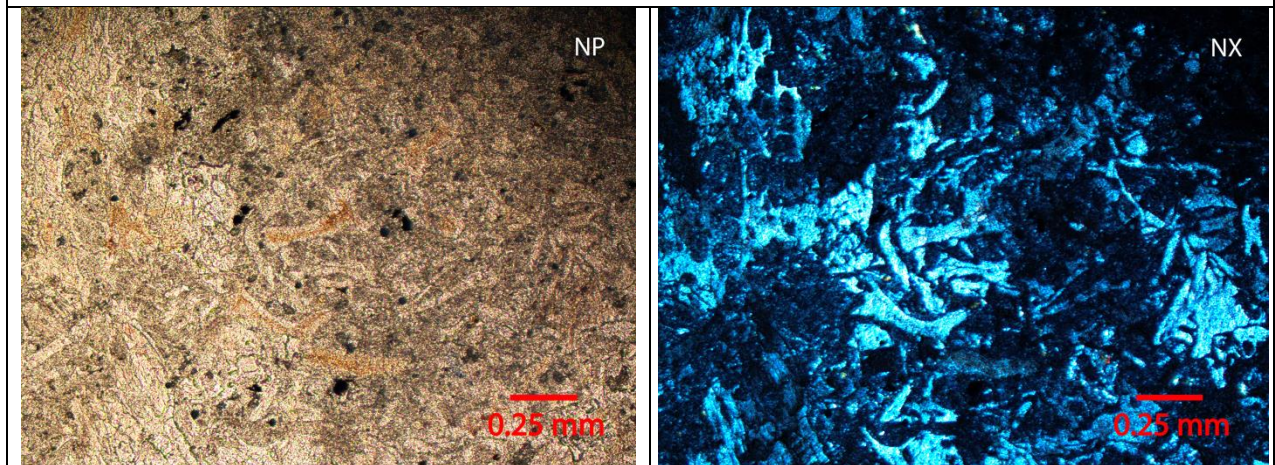



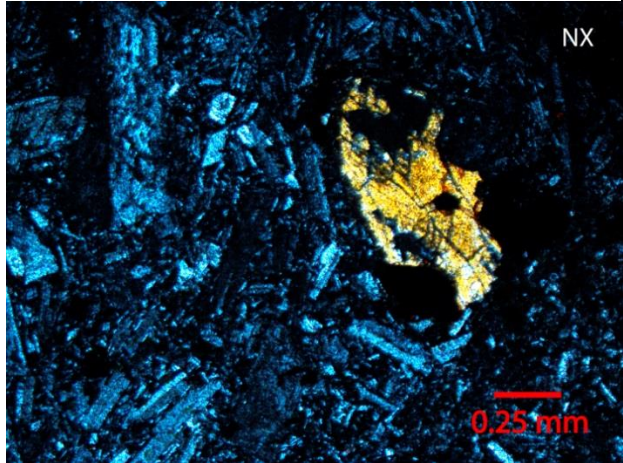
Muestra: MT12				
Coordenadas UTM	6133445N / 362407E			
Texturas	Piroclástica			
Características	Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Piroclastos	Esquirlas	15	Esquirlas y fragmentos de esquirlas de tamaños que varían entre 0,1 y 0,8 mm. Se encuentran alteradas parcialmente a arcillas.	Arcillas
	Fragmentos cristalinos	9	Fragmentos cristalinos de plagioclasa, clinopiroxeno y cuarzo de tamaño variable entre 0,2 – 2 mm	Clorita, Óxidos de hierro
	Fragmentos líticos	6	Fragmentos angulosos a subredondeados de tamaño 1-4 mm, de origen volcánico, alterados parcialmente a epidota. Escasos fragmentos presentan texturas traquíticas.	Epidota
Matriz	Vidrio	60	Se presenta de manera intersticial, entre los fragmentos líticos y cristales, componiendo la mayoría de la matriz.	Arcillas
	Cuarzo	10	Cristales subhedrales de tamaño < 0,2 mm.	No presenta

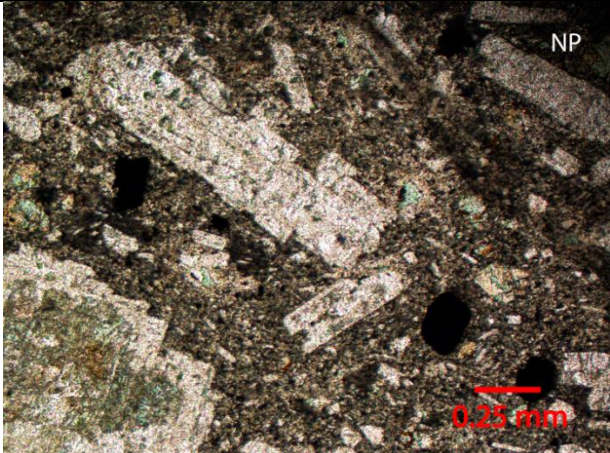
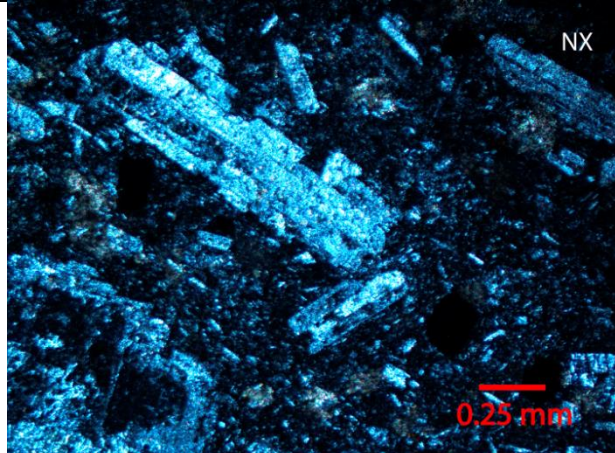
Accesorios: Titanita, circón

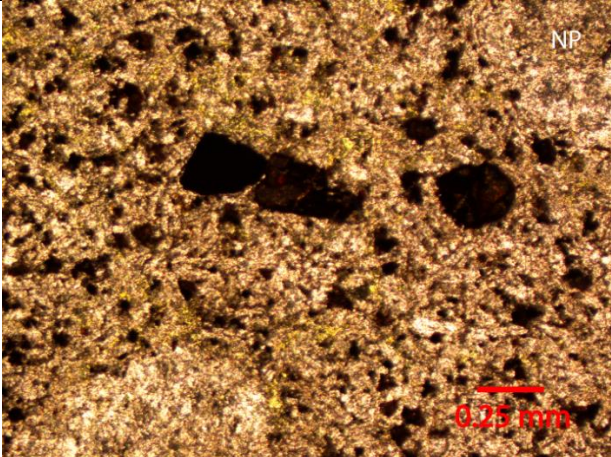
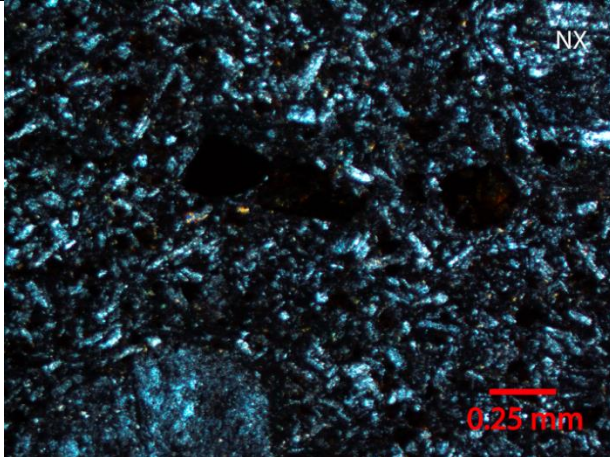
Otros: No se observan

Nombre: Toba vítrea dacítica. Aumento de 50x.



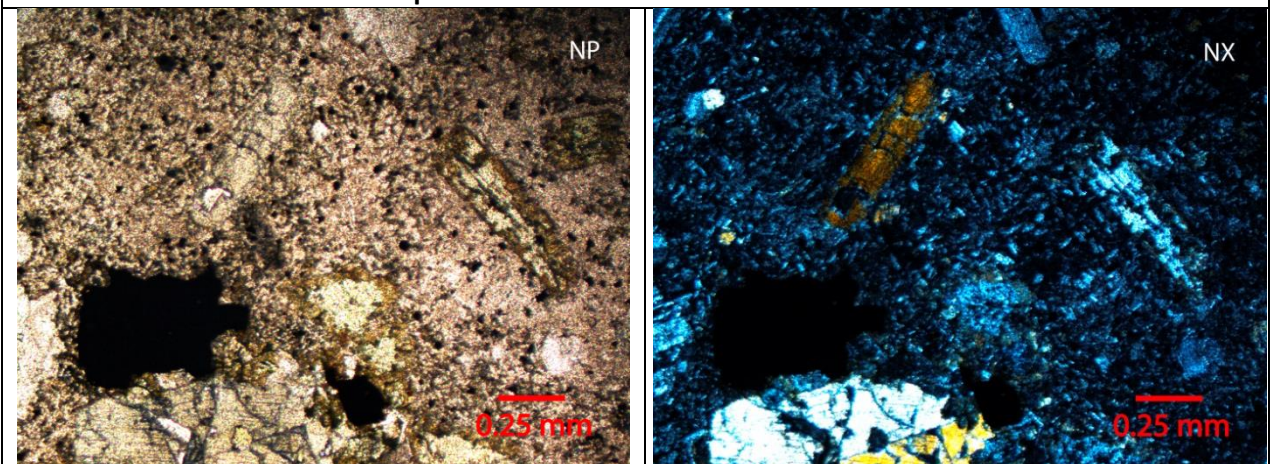
Muestra: MT13					
Coordenadas UTM		61334557N / 362651E			
Texturas		Porfírica, hipocristalina, hipidiomórfica			
Características		Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales	Plagioclasa	20	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño 0,2-1 mm con presencia de maclas Carlsbad y albita. Escasos cristales presentan inclusiones de piroxenos oxidados.	Arcillas, Cuarzo
		Ortopiroxeno	10	Cristales subhedrales de tamaño 0,3-1,5 mm de forma tabular y cúbica de color rojo. Escasos cristales presentan bordes oxidados, mientras otros se presentan totalmente oxidados.	Óxidos de hierro
		Olivino	6	Cristales euhedrales de tamaño 0,2-0,5 mm parcialmente reemplazados por óxidos de hierro.	Óxidos de hierro
	Masa Fundamental	Plagioclasa	64	Cristales subhedrales de tamaño < 0,2 mm alterados parcialmente a arcillas.	Arcillas, Óxidos de Fe, Epidota
Accesorios		Opacos			
Otros		Vetillas de 0,2 mm de espesor de minerales opacos y carbonato			
Nombre: Andesita de ortopiroxeno. Aumento de 50x.					
					

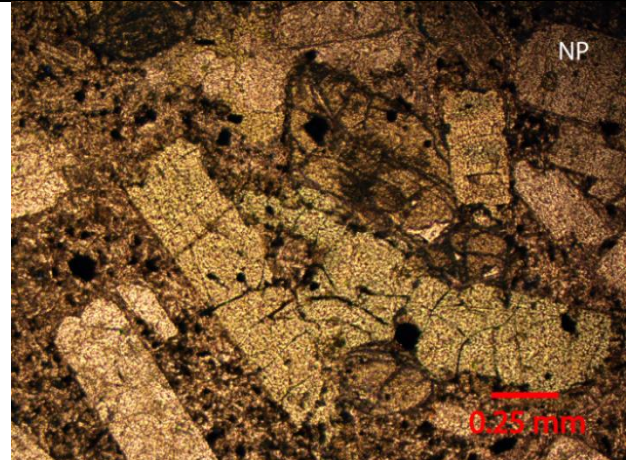
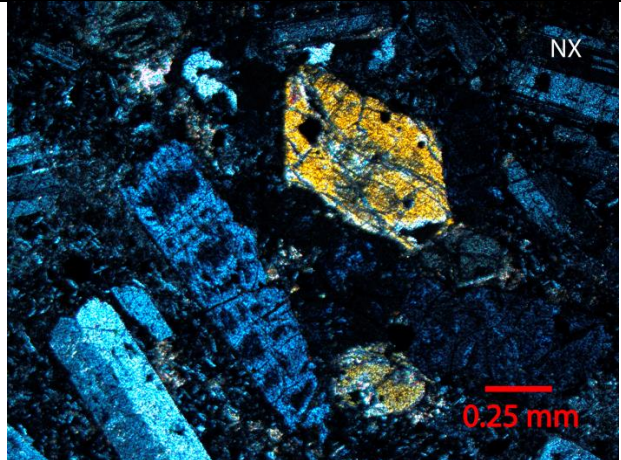
Muestra: MT14					
Coordenadas UTM		6133288N / 363496E			
Texturas		Porfírica, hipocristalina, hipidiomórfica			
Características		Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales	Plagioclasa	25	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño 0,5-2 mm, con presencia de macla albita-periclina, alterados parcialmente a sericita-arcillas.	Sericita, Arcillas
		Clinopiroxeno	8	Cristales subhedrales de tamaño 0,2-1 mm, opacos, posiblemente pseudomorfos de olivino y/o piroxeno	Óxidos de hierro
		Olivino	1	Pseudomorfo hexagonal de 1 mm de tamaño, con bordes totalmente reemplazados por óxidos de hierro, y alterado pervasivamente a clorita,	Clorita, Óxidos de hierro
	Masa Fundamental	Plagioclasa	56	Cristales subhedrales de tamaño < 0,5 mm, intercrecidos con cristales de carbonato.	Carbonato
		Vidrio	10	Se presenta de manera intersticial entre los cristales de plagioclasa y clinopiroxeno.	Arcillas
Accesorios		Opacos			
Otros		Amígdalas de 0,2-0,6 mm de diámetro rellenas de clorita-esmectita			
Nombre: Basalto/Andesita de clinopiroxeno. Aumento de 50x.					
					


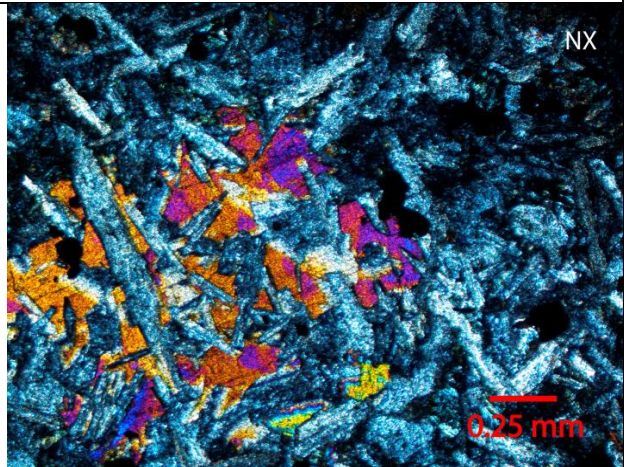
Muestra: MT15					
Coordenadas UTM		6133502N / 365088E			
Texturas		Porfírica, hipidiomórfica			
Características		Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales	Plagioclasa	18	Cristales euhedrales de tamaño 0,5-4 mm con desarrollo de maclas periclina y albita y zonación. Se observan pequeñas inclusiones de clinopiroxeno.	Clorita, Carbonato
		Clinopiroxeno	9	Cristales subhedrales de tamaño 0,3-1 mm con presencia de macla, parcialmente oxidados.	Clorita, Óxidos de hierro
		Olivino	6	Cristales subhedrales fracturas de tamaño < 1 mm reemplazados por clorita y arcillas. Las fracturas se encuentran rellenas con óxidos de hierro.	Clorita, Arcillas, Óxidos de hierro
	Masa Fundamental	Plagioclasa	56	Cristales subhedrales de tamaño < 0,5 mm	Clorita
		Clinopiroxeno	10	Cristales subhedrales de tamaño submilimétrico, reemplazados parcialmente por óxidos de Fe.	Óxidos de Fe
Accesorios		Opacos			
Otros		No se observan			
Nombre: Andesita de clinopiroxeno. Aumento de 50x.					
					

Muestra: MT16					
Coordenadas UTM		6134149N / 363549E			
Texturas		Porfírica, hipocrystalina, hipidiomórfica			
Características		Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales	Plagioclasa	17	Cristales euhedrales de 0,5-4 mm con desarrollo de maclas periclina y albita y zonación. Se observan inclusiones submilimétricas de clinopiroxeno.	Clorita, Carbonato
		Clinopiroxeno	12	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño 0,5-1,5 mm, con escasos cristales alcanzando los 4 mm de largo. Presentan pequeñas inclusiones de minerales opacos.	Clorita
		Ortopiroxeno	5	Cristales subhedrales de tamaño 0,6-1 mm de largo, alterados pervasivamente a clorita y bordes reemplazados por arcillas y óxidos de Fe.	Arcillas, FeOx
		Opacos	3	Cristales subhedrales de tamaño 0,2-0,7 mm.	No presenta
	Fundamental	Masa Plagioclasa	65	Cristales subhedrales de tamaño < 0,5 mm, levemente alterados a arcillas, en algunos casos intercrecidos con cristales submilimétricos de clinopiroxeno y opacos.	Arcillas, Prehnita
Accesorios		Opacos			
Otros		No se observan			

Nombre: Andesita basáltica de 2 piroxenos. Aumento de 50x.

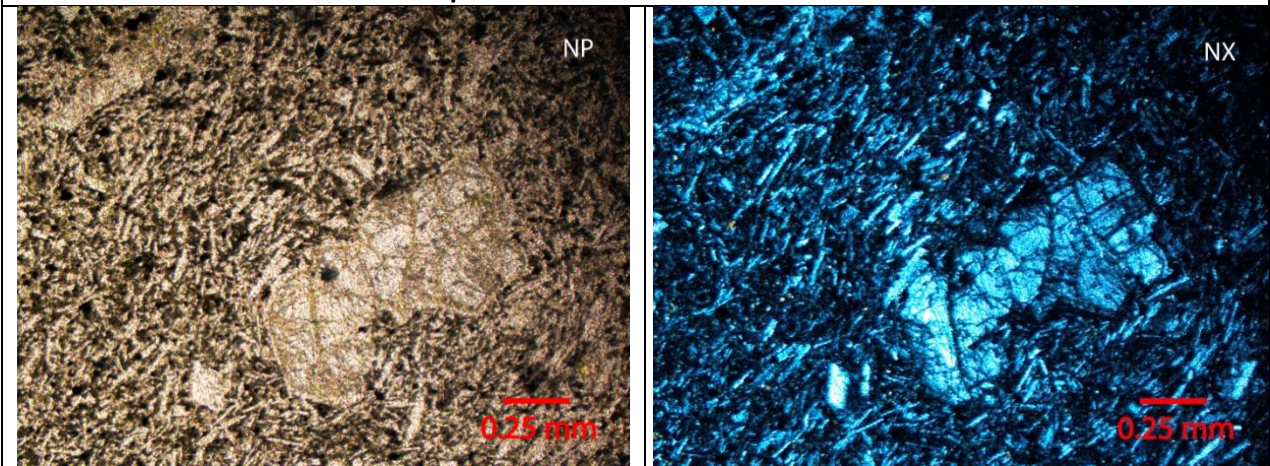


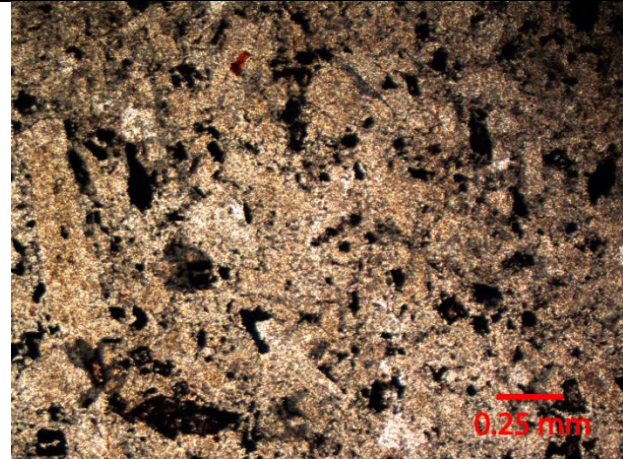
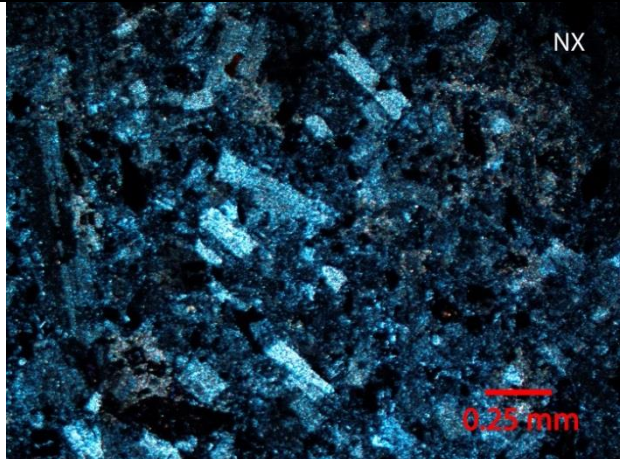
Muestra: MT17					
Coordenadas UTM		6134149N / 363549E			
Texturas		Porfírica, hipocristalina, hipidiomórfica			
Características		Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales	Plagioclasa	20	Cristales euhedrales de tamaño 0,5-4 mm con presencia de maclas carlsbad, albita y periclina. Escasos cristales presentan inclusiones de clinopiroxeno.	Clorita, Epidota, Arcillas
		Clinopiroxeno	10	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño 0,2-1 mm con desarrollo de maclas, sin evidencias de alteración.	No presenta
		Ortopiroxeno	8	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño 0,2-1 mm, con formas tabulares. Se encuentra alterados pervasivamente a clorita.	Clorita
		Opacos	5	Cristales subhedrales de tamaño 0,2-0,1 mm, posiblemente pseudomorfos minerales máficos.	No presenta
	Masa Fundamental	Plagioclasa	52	Cristales subhedrales de tamaño < 0,5 mm, intercrecidos con cristales de piroxeno y vidrio volcánico, alterados parcialmente a epidota.	Epidota
		Vidrio	5	Se presenta de manera intersticial entre los cristales de plagioclasa y piroxenos.	Arcillas
Accesorios		Opacos			
Otros		Vetilla de calcita de 0,2 mm de ancho atraviesa todo el corte			
Nombre: Basalto/Andesita de 2 piroxenos . Aumento de 50x.					
					
					

Muestra: MT18					
Coordenadas UTM		6133288N / 366725E			
Texturas		Porfírica, holocristalina, hipidiomórfica			
Características		Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales	Clinopiroxeno	13	Cristales subhedrales a anhedrales de tamaño 1-3 mm, intercrecidos con cristales de plagioclasa.	No presenta
		Plagioclasa	10	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño 1-2 mm alterados a arcillas. Varios cristales se encuentran intercrecidos con cristales de clino y ortopiroxeno (textura sub-ofítica).	Arcillas
		Ortopiroxeno	7	Cristales subhedrales de tamaño 0,5-2 mm intercrecidos con cristales de plagioclasa. Se encuentran levemente oxidados.	Óxidos de hierro
	Masa Fundamental	Plagioclasa	67	Cristales subhedrales de tamaño < 1 mm, alterados a clorita y arcillas.	Clorita, Arcillas
		Epidota	3	Cristales subhedrales de tamaño submilimétrico, alterando la masa fundamental.	No presenta
Accesorios		Opacos			
Otros		No se observan			
Nombre: Dique andesítico de 2 piroxenos. Aumento de 50x.					
					

Muestra: MT19					
Coordenadas UTM		6132249N / 363564E			
Texturas		Porfírica, hipocrystalina, hipidiomórfica			
Características		Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales	Plagioclasa	15	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño 0,5 a 2,5 mm de largo, alterados a sericita-arcillas y carbonato. Escasos cristales presentan texturas de zonación e inclusiones de clinopiroxeno submilimétricas.	Clorita, Sericita, Arcillas
		Clinopiroxeno	3	Cristales euhedrales a subhedrales de hábito octagonal de tamaño que varía entre 0,5 y 1,5 mm, con bordes parcialmente cloritizados.	Clorita
		Opacos	2	Cristales euhedrales de tamaño 0,5-1,5 mm, con bordes reemplazados por cristales de titanita.	Titanita
	Masa Fundamental	Plagioclasa	36	Cristales subhedrales de tamaño < 1 mm intercrecidos con cristales de clinopiroxeno submilimétricos.	Clorita, Arcillas
		Vidrio	29%	Se presenta de manera intersticial entre los cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos.	Arcillas
		Opacos	13%	Cristales subhedrales de tamaño 0,3-0,8 mm.	No presenta
		Titanita	2%	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño < 0,6 mm. que alteran la masa fundamental.	No presenta
	Accesorios		No se observan		
Otros		No se observan			

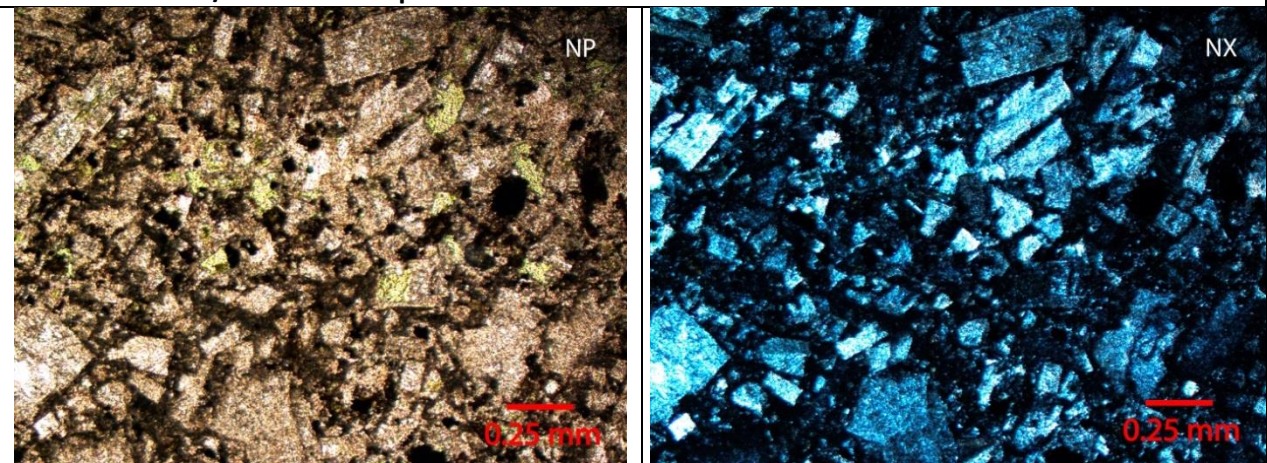
Nombre: Andesita basáltica de clinopiroxeno. Aumento de 50x.



Muestra: MT20					
Coordenadas UTM		6132161N / 363537E			
Texturas		Porfírica, hipocristalina, hipidiomórfica			
Características		Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales	Plagioclasa	30	Cristales euhedrales a subhedrales de 0,4-3 mm intensamente alterados a sericita, arcillas y carbonatos. Escasos cristales presentan texturas de zonación e inclusiones de minerales opacos.	Sericita, Arcillas, Carbonato
		Clinopiroxeno	12	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño 0,1-0,5 mm con presencia de bordes reemplazados por óxidos de Fe. Escasos cristales se presentan como inclusiones dentro de cristales de plagioclasa.	Clorita
	Masa Fundamental	Plagioclasa	47	Cristales subhedrales de tamaño < 0,4 mm, alterados a sericita y arcillas	Sericita, Arcillas
		Vidrio	8	Se presenta de manera intersticial entre los cristales de plagioclasa y clinopiroxeno.	Arcillas
		Titanita	3%	Cristales euhedrales de tamaño < 0,5 mm. que alteran la masa fundamental.	No pesenta
	Accesorios		Opacos		
Otros		No se observan			
Nombre: Basalto/Andesita de clinopiroxeno. Aumento de 50x.					
					

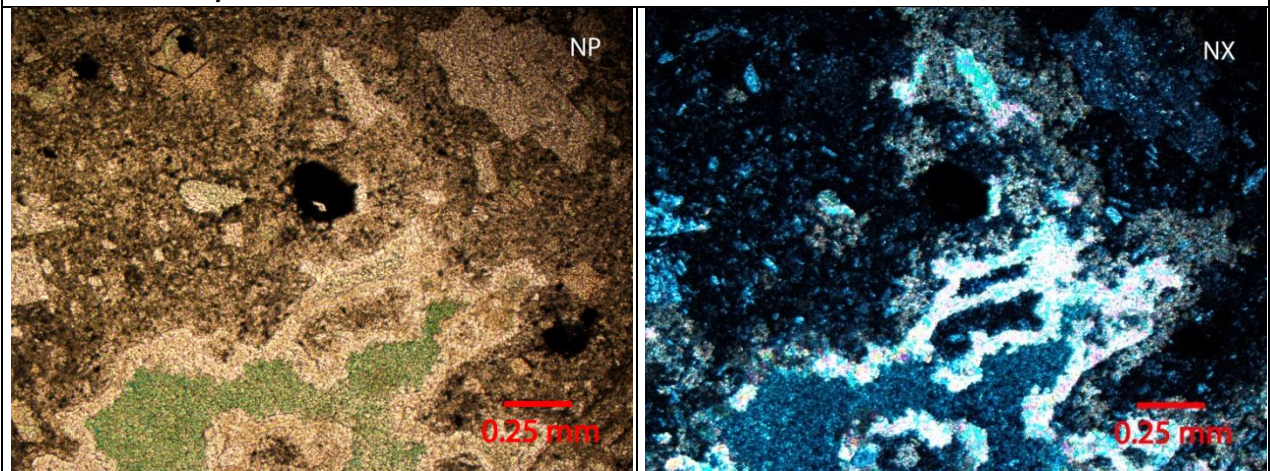
Muestra: MT21					
Coordenadas UTM		6132161N / 363537E			
Texturas		Porfírica, hipocristalina, hipidiomórfica			
Características		Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales	Plagioclasa	20	Cristales euhedrales de tamaño 0,3-1 mm de largo, alterados parcialmente a arcillas, con desarrollo de macla albita	Arcillas
		Ortopiroxeno	5	Cristales subhedrales de tamaño 0,3-0,7 mm de largo, alterados pervasivamente a clorita. Escasos cristales se encuentran intercrecidos con cristales de plagioclasa	Clorita
		Clinopiroxeno	3	Cristales subhedrales de tamaño 0,3-0,6 mm, con inclusiones de minerales opacos.	Clorita
	Masa Fundamental	Plagioclasa	30	Cristales subhedrales de tamaño < 0,2 mm	Sericita, Arcillas
		Vidrio	25	Se presenta de manera intersticial entre los cristales de plagioclasa y ortopiroxeno.	Arcillas
		Opacos	7	Cristales euhedrales de tamaño 0.2-0.8 mm	No presenta
Accesorios		No se observan			
Otros		No se observan			

Nombre: Basalto/Andesita de 2 piroxenos. Aumento de 50x.



Muestra: MT22					
Coordenadas UTM		6133289N / 363491E			
Texturas		Porfírica, hipocristalina, hipidiomórfica			
Características		Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales	Plagioclasa	20	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño que varía entre 0,5-3 mm de largo, intensamente alterados a arcilla y carbonato. Es común la presencia de macla polisintética.	Arcillas, Carbonato
		Opacos	7	Cristales euhedrales de tamaño 0,5 mm de hábito cúbico.	No presenta
	Masa Fundamental	Plagioclasa	30	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño < 0,5 mm.	Arcillas
		Vidrio	30	Se presenta de manera intersticial entre los cristales de plagioclasa y minerales opacos.	Arcillas
		Carbonato	8	Cristales subhedrales de tamaño 0,2-0,6 m que alteran pervasivamente la masa fundamental.	No presenta
		Opacos	5	Cristales euhedrales submilimétricos distribuidos homogéneamente en la masa fundamental.	No presenta
	Accesorios		No se observan		
	Otros		Amígdalas de clorita, prehnita y calcita		

Nombre: Basalto/Andesita. Aumento de 50x.



Muestra: MT23					
Coordenadas UTM		6131465N / 365344E			
Texturas		Porfírica, hipocristalina			
Características		Mineral	%	Texturas y observaciones	Alteración
Mineralogía	Fenocristales	Plagioclasa	16	Cristales euhedrales de tamaño 0,5-4 mm con presencia de maclas carlsbad, albita y periclina. Escasos cristales presentan inclusiones de clinopiroxeno y textura sieve.	Clorita, Epidota, Arcillas
		Clinopiroxeno	10	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño 0,4-2 mm con desarrollo de macla. Algunos cristales se presentan intercrecidos con cristales de plagioclasa, formando cúmulos.	Clorita
		Ortopiroxeno	8	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño 0.5-1.5 mm, alterados pervasivamente a clorita que enmascara el color de interferencia.	Clorita
		Opacos	5	Cristales subhedrales de tamaño 0,3-1 mm, posiblemente pseudomorfos de minerales máficos.	No presenta
	Masa Fundamental	Plagioclasa	50	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño < 0,5 mm	Sericita, Arcillas
		Opacos	6	Cristales euhedrales de tamaño < 0,3 mm.	No presenta
		Clinopiroxeno	5	Cristales euhedrales a subhedrales de tamaño < 0,2 mm.	Clorita
Accesorios		No se observan			
Otros		No se observan			
Nombre: Andesita basáltica de 2 piroxenos. Aumento de 50x.					
					

ANEXO B

Análisis químico e isotópico de roca total

Tabla 6. Análisis químico de roca total mediante ICP-MS.

Muestra	MT2	MT3	MT6	MT7	MT12	MT13	MT15	MT16	MT19	MT23
Tipo de Roca	Lava	Lava	Lava	Lava	Toba	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
Oxidos en %										
SiO ₂	49,96	53,78	50,46	50,56	67,02	56,44	52,75	56,05	53,72	56,42
Al ₂ O ₃	16,12	19,38	18,75	19,05	14,22	18,04	19,77	16,89	19,19	16,95
Fe ₂ O ₃ (T)	10,91	8,79	9,89	11,1	3,2	7,61	8,76	9,06	8,72	8,99
MnO	0,154	0,172	0,184	0,178	0,101	0,188	0,225	0,154	0,202	0,15
MgO	4,85	2,47	4,05	3,67	1,76	1,74	2,66	3,18	2,87	3,07
CaO	8,34	8,31	7,48	8,57	4,55	6,16	6,31	6,63	7,53	6,75
Na ₂ O	3,29	3,82	4,26	3,44	1,04	4,58	5,03	3,47	3,84	3,35
K ₂ O	0,63	1,23	1,05	0,55	1,74	2,05	1,78	1,94	1,38	1,97
TiO ₂	1,002	1,071	1,06	0,978	0,298	0,712	0,759	1,008	0,619	0,956
P ₂ O ₅	0,14	0,27	0,24	0,22	0,07	0,41	0,43	0,28	0,39	0,29
LOI	3,3	1,07	2,41	1,89	6,24	2,18	1,96	1,7	1,39	1,36
Total	98,7	100,4	99,82	100,2	100,2	100,1	100,4	100,4	99,85	100,3
Elementos Trazas (ppm)										
Sc	23	22	21	19	7	12	14	26	11	25
Be	< 1	1	1	1	2	2	1	1	1	1
V	157	145	236	219	36	93	118	218	88	205
Cr	250	50	40	70	< 20	50	30	70	70	130
Co	42	15	29	32	4	14	18	21	16	22
Ni	160	30	40	50	< 20	40	20	40	50	70
Cu	60	90	80	70	< 10	10	20	420	30	130
Zn	100	60	60	70	100	60	60	90	60	80
Ga	14	16	14	14	11	13	13	16	12	16
Ge	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
As	< 5	< 5	13	< 5	7	< 5	11	16	< 5	11
Rb	10	21	17	6	65	44	24	51	24	45
Sr	539	745	1603	851	814	867	1022	478	884	447
Y	17	23	16	17	25	22	21	26	19	26
Zr	69	77	84	65	180	102	88	134	79	131
Nb	3	2	3	2	4	3	2	4	2	4
Mo	< 2	< 2	< 2	2	< 2	< 2	< 2	2	2	4
Ag	< 0,5	< 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
Sn	< 1	1	< 1	1	2	< 1	< 1	1	< 1	2
Sb	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Cs	0,7	0,5	< 0,5	< 0,5	4,1	1,6	1,2	0,6	< 0,5	0,9
Ba	187	357	378	464	382	522	622	489	435	493
Lu	0,26	0,39	0,26	0,31	0,46	0,36	0,34	0,44	0,32	0,45
Hf	1,8	2,1	2,1	1,8	4,6	2,6	2,4	3,6	2	3,5
Ta	0,2	0,1	0,1	< 0,1	0,3	0,2	0,1	0,3	0,1	0,3
W	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Tl	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1
Pb	< 5	6	< 5	< 5	16	7	7	11	7	10
Bi	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4
Th	1,5	1,6	2,4	1,5	9,6	3	2,4	5,2	1,7	5,1
U	0,3	0,4	0,6	0,3	2,1	0,7	0,6	1,4	0,4	1,4
REE (ppm)										
La	9,4	12,8	13,5	11,7	23,1	20	20,2	19,1	16,9	19
Ce	20,9	28,9	29,6	25,5	46,6	43,5	43	42,1	37,2	42,2
Pr	2,83	4,02	3,94	3,62	5,36	5,72	5,68	5,56	5,04	5,51
Nd	13,4	18,6	17,3	16,3	20,5	25	24,4	23,6	22,5	24
Sm	3,3	4,9	3,9	4	4,2	5,5	5,6	5,9	5	5,7

Eu	1,16	1,59	1,3	1,42	0,75	1,78	1,74	1,42	1,66	1,47
Gd	3,4	4,6	3,7	3,8	3,7	4,7	4,7	5,4	4,4	5,3
Tb	0,6	0,7	0,5	0,6	0,6	0,7	0,7	0,8	0,7	0,8
Dy	3,3	4,1	3,2	3,5	3,7	3,9	3,8	5,1	3,7	4,9
Ho	0,7	0,8	0,6	0,7	0,7	0,8	0,8	1	0,7	0,9
Er	2	2,4	1,8	2,1	2,4	2,2	2,3	2,9	2	2,8
Tm	0,26	0,35	0,25	0,3	0,36	0,33	0,33	0,43	0,3	0,42
Yb	1,7	2,3	1,6	1,9	2,6	2,2	2,1	2,8	2	2,8
Isótopos										
Edad usada (Ma)	70			70						
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,7038			0,7040						
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,5128			0,5128						
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	0,7038			0,7039						
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	0,5127			0,5127						
ϵNd_i	4			4						

- ²Constante de decaimiento de $^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ años}^{-1}$
- ³Constante de decaimiento de $^{143}\text{Sm} = 6,54 \times 10^{-12} \text{ años}^{-1}$
- ³ $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,51236$. Utilizado para el cálculo de ϵNd_i .

² W.M. White – Geochemistry (2011) – Chapter 8: Radiogenic Isotope Chemistry

³ Cornell – Isotope geochemistry (2003) – Lecture 7: Geochronology III: The Sm-Nd system

ANEXO C

Detalle de procedimientos analíticos

C.1. Molienda para geoquímica de roca total

La molienda de las muestras fue realizada en el laboratorio de separación de minerales del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, a cargo de Roberto Valles. Para ello, en primer lugar, se molieron 2-3 kg de cada muestra con un martillo y un mortero de acero inoxidable bajo una malla 18, retirando todas las caras que presentaran cualquier tipo de alteración, obteniéndose un primer molido con una granulometría de tamaño ~1 mm. Luego, este molido se llevó a un mortero de ágata con juego de anillos rotatorios marca RETSCH, modelo RS200. En este mortero se molió la muestra de tamaño ~1 mm bajo una malla 200, obteniéndose ~250 g de un segundo molido con una granulometría de tamaño ~75 micrones. Una vez obtenido el segundo molido, se almacenaron ~100 g de cada muestra en recipientes de plástico para su posterior envío a Canadá.

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

Los análisis geoquímicos de elementos mayores y elementos traza fueron realizados en el laboratorio Activation Laboratories Ltda., Ontario, Canadá. Para ello, se enviaron 10 polvos de roca de tamaño ~75 micrones, a los cuales se les aplicó la técnica de análisis *4Litho* para elementos mayores y elementos traza. En esta técnica, primero se realiza una etapa de fusión a 5 g del polvo de muestra con metaborato de litio y tetraborato mediante un robot, seguido por una etapa de digestión mediante una solución de ácido nítrico débil. Este proceso permite que la muestra completa se disuelva, asegurando que óxidos de elementos mayores, minerales refractarios, REE y otros elementos tipo HFSE entren en solución. Finalmente, la muestra ya fundida y digerida, se somete al análisis de elementos mayores y elementos traza por medio de un espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS), modelo Perkin Elmer Sciex Elan 6000. Se realizó un duplicado de una muestra (MT23). Los límites de detección para el análisis de elementos mayores y elementos traza se presenta en el anexo C.3.

C.3. Límites de detección para elementos mayores y elementos traza

Tabla 7. Límites de detección para elementos mayores.

Óxidos	Límite de detección (%)
Al ₂ O ₃	0,01
CaO	0,01
Cr ₂ O ₃	0,01
Fe ₂ O ₃	0,01
K ₂ O	0,01
MgO	0,01
MnO	0,001
Na ₂ O	0,01
P ₂ O ₅	0,01
SiO ₂	0,01
TiO ₂	0,001
Pérdida por Calcinación (PCC)	0,01

Tabla 8. Límites de detección para elementos traza.

Elemento	Límite de detección (ppm)	Límite Superior	Reportado por
Ag	0,5	100	ICP/MS
As	5	2.000	ICP/MS
Ba	3	500.000	ICP
Be	1	-	ICP
Bi	0,4	2.000	ICP/MS
Ce	0,1	3.000	ICP/MS
Co	1	1.000	ICP/MS
Cr	20	10.000	ICP/MS
Cs	0,5	1.000	ICP/MS
Cu	10	10.000	ICP/MS
Dy	0,1	1.000	ICP/MS
Er	0,1	1.000	ICP/MS
Eu	0,05	1.000	ICP/MS

Ga	1	500	ICP/MS
Gd	0,1	1.000	ICP/MS
Ge	1	500	ICP/MS
Hf	0,2	1.000	ICP/MS
Ho	0,1	1.000	ICP/MS
In	0,2	200	ICP/MS
La	0,1	2.000	ICP/MS
Lu	0,04	1.000	ICP/MS
Mo	2	100	ICP/MS
Nb	1	1.000	ICP/MS
Nd	0,1	2.000	ICP/MS
Ni	20	10.000	ICP/MS
Pb	5	10.000	ICP/MS
Pr	0,05	1.000	ICP/MS
Rb	2	1.000	ICP/MS
Sb	0,5	200	ICP/MS
Sc	1	-	ICP
Sm	0,1	1.000	ICP/MS
Sn	1	1.000	ICP/MS
Sr	2	10.000	ICP
Ta	0,1	500	ICP/MS
Tb	0,1	1.000	ICP/MS
Th	0,1	2.000	ICP/MS
Tl	0,1	1.000	ICP/MS
Tm	0,05	1.000	ICP/MS
U	0,1	1.000	ICP/MS
V	5	10.000	ICP
W	1	5.000	ICP/MS
Y	2	10.000	ICP
Yb	0,1	1.000	ICP/MS
Zn	30	10.000	ICP/MS
Zr	4	10.000	ICP

ANEXO D

Correlación entre columnas estratigráficas y ubicación estratigráfica de muestras con análisis químico

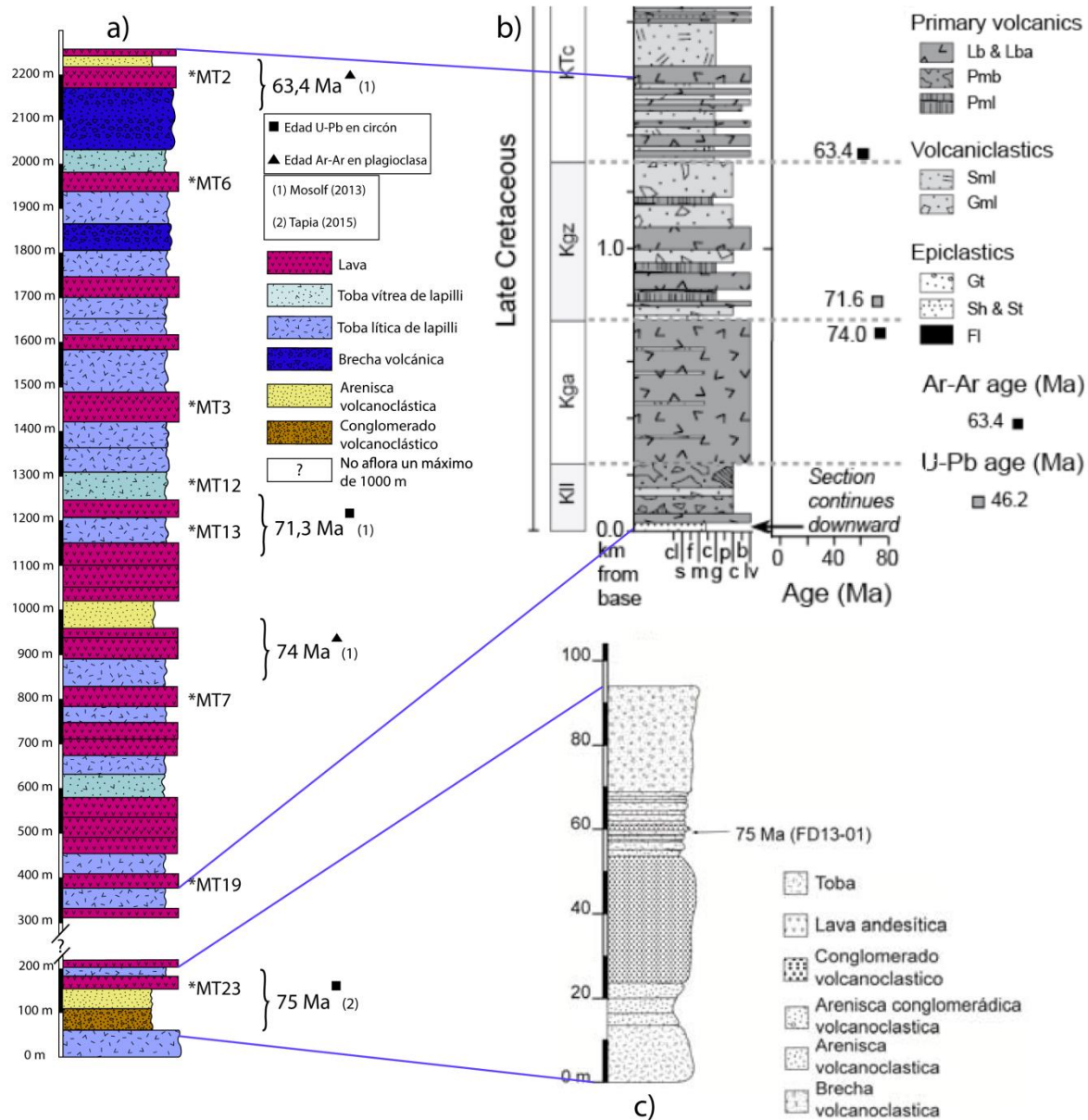


Figura D.1. Correlación entre columnas realizadas en este trabajo (a) y en los trabajos de Mosolf (2013) (b) y Tapia (2015) (c), levantadas en la ladera sur y norte del valle del río Tinguiririca respectivamente. Las muestras MT15 y MT16 fueron obtenidas en la ladera norte del valle, por lo que no se conoce su posición estratigráfica.