



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

**GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS DEL CARBONÍFERO-
TRIÁSICO DE LA ALTA CORDILLERA, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

FRANCISCA NATALIA PARADA VELÁSQUEZ

**PROFESOR GUÍA:
VÍCTOR MAKSAEV JURCHUC.**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
FRANCISCO MUNIZAGA VILLAVICENCIO
MIGUEL ANGEL PARADA REYES**

**SANTIAGO DE CHILE
ABRIL 2013**

RESUMEN

El objetivo de esta memoria es comprender la naturaleza del magmatismo Carbonífero-Triásico de la Cordillera Principal de Vallenar (29° - $29^{\circ} 30'S$) y del área de Potrerillos de la Cordillera de Domeyko ($26^{\circ} 15'$ - $26^{\circ} 30'S$), mediante la química e isotopía de muestras datadas por el método U-Pb en circonio.

Este magmatismo se conforma, principalmente, por rocas de composición ácida, dominando las composiciones graníticas en las rocas intrusivas y las composiciones riolíticas en las rocas volcánicas, ambas caracterizadas por tener contenidos relativamente altos de Al_2O_3 y bajos de P_2O_5 y de MgO.

La interpretación de REE para las rocas del Carbonífero (323-307 Ma) indicaría que el magma se originó con una corteza de espesor normal (30-45 Km) (no engrosada). A su vez, los patrones de REE para la muestra del Pérmico (~286 Ma) ubicada en la Cordillera Principal de Vallenar (29° - $29^{\circ} 30'S$), indican probablemente que el magma se originó con una corteza más gruesa, lo cual no se evidencia en la geoquímica de las muestras de la edad pérmica (287-264 Ma) ubicadas en el área de Potrerillos de la Cordillera de Domeyko ($26^{\circ} 15'$ - $26^{\circ} 30' S$). Finalmente, las rocas del Triásico (232-221 Ma) presentan diseños de REE indicativos de que la corteza presentó procesos de adelgazamiento durante un período de tectónica extensional.

Respecto a sus características isotópicas, estas son rocas con altas razones iniciales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y valores negativos de ϵNd , ambas características son consistentes con la participación de rocas de la corteza continental en la génesis de los magmas. Además, esta participación queda evidenciada en la curva de mezcla realizada entre un dique máfico y un granito de dos micas, la cual sugiere un rango de participación cortical entre el 40% y el 100%. Según este modelo, las rocas del Carbonífero (323-307 Ma) indican un origen derivado de la mezcla entre magmas de origen mantélico y productos de fusión cortical, mientras que las rocas del Pérmico (287-264 Ma) y del Triásico (232-221Ma) se habrían generado probablemente por anatexia cortical, específicamente estas últimas se habrían generado por un 30% aproximadamente de fusión parcial de intrusiones previas, representadas por un granito de biotita de edad carbonífera.

El magmatismo del Carbonífero a los 323-307 Ma y del Pérmico a los 287-264 Ma, posee una afinidad calcoalcalina a calcoalcalina alta en K, con carácter meta a peraluminoso, graficado en el campo de los Granitos de Arco Volcánico, lo que junto a las anomalías negativas de Nb-Ta que presentan las muestras, sumado al hecho de ser contemporáneo al prisma acreción de la zona de Vallenar y al Melange de Chañaral del área de Potrerillos, permiten asociar su formación a un ambiente de subducción. El magmatismo Triásico a los 232-221 Ma muestra características geoquímicas de magmas de arco volcánico asociados a subducción (afinidad calcoalcalina y anomalías negativas de Nb-Ta), al igual que las rocas anteriores, así como también características geoquímicas (ubicado en el campo de granitos tipo A de intraplaca) y regionales que sugieren que la génesis de este magmatismo estuvo asociado a un régimen extensional o, a lo menos, transicional, lo que no descarta que haya habido subducción en este período.

*A mis padres,
A Carlos, a la Mimi y a mis hermanos*

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradezco al proyecto FONDECYT N°1110093 “Understanding the late Carboniferous - early Jurassic igneous processes and evolution of the north Chilean portion of Gondwana: a geochronological, stratigraphic, petrological and paleomagnetic approach”, gracias al cual pude desarrollar esta memoria.

Agradezco también a mi profesor guía Víctor Makshev, por entregarme su confianza, por los conocimientos transmitidos y por su constante apoyo, paciencia y buena disposición para o a responder mis dudas y ayudarme a mejorar este trabajo. Con especial agrado, además, quiero agradecer a los profesores Francisco Munizaga, por su buena voluntad, disposición y por darme ánimo constantemente, y a Miguel Ángel Parada por sus consejos, palabras y ayuda.

También quiero dar las gracias a todas las personas que me ayudaron de diversas formas en esta memoria: Christian Creixell, Javier Reyes y Eduardo Morgado.

También quiero entregar un cariñoso agradecimiento a Blanca por colaborar en distintos temas administrativos, y, además, por su paciencia y buena voluntad.

A mis compañeros de la sala de memoristas Mary, Vale, Karen, Seba, Rayen, Juan, Palmera y David, por su buena onda y alegría que me acompañaron día a día durante la elaboración de este trabajo.

A mis amigas Pia y Chio por todos los lindos momentos de amistad y de alegría, secretos, almuerzos que me acompañaron durante toda la carrera. En especial me gustaría agradecer a la Katy y Vicho por su apoyo, consejos, compañía y preocupación en los momentos que más los necesité. Además, me gustaría hacer un reconocimiento especial a mi gran amigo Alvarito por sus consejos, disposición y ayuda desinteresada, por sus tallas, copuchas y alegría que fueron esenciales para terminar esta memoria.

A mis amigas de la vida Maca, Cata M, Nati, Ina, Pancha, Beti, Gaby, Doni, Pauli y Cata T, por su apoyo y amistad incondicionales.

Agradezco a mi familia por el apoyo, preocupación, paciencia y el cariño incondicional que me entregaron durante toda mi vida, y en particular, en esta última etapa universitaria

Finalmente, el más importante y especial agradecimiento a Carlos, por estar a mi lado siempre, por apoyarme, ayudarme y darme ánimo para seguir adelante, es gracias a su amor y paciencia que yo terminé esta memoria.

Tabla de contenido

| | | |
|-------|---|----|
| 1 | Introducción..... | 1 |
| 1.1 | Formulación del estudio propuesto | 1 |
| 1.2 | Objetivos..... | 5 |
| 1.2.1 | Objetivo general..... | 5 |
| 1.2.2 | Objetivos específicos | 5 |
| 1.3 | Ubicación y accesos de la zona de estudio | 5 |
| 1.4 | Metodología de estudio..... | 6 |
| 2 | Marco geológico..... | 8 |
| 2.1 | Marco geotectónico..... | 8 |
| 2.2 | Geología del área de estudio | 9 |
| 2.2.1 | Cordillera Principal de Vallenar (29°-29°30' S) | 9 |
| 2.2.2 | Área de Potrerillos (26° 15' - 26° 30' S) | 17 |
| 3 | Petrografía | 22 |
| 3.1 | Rocas del Carbonífero-Pérmico (323-264 Ma)..... | 22 |
| 3.1.1 | Rocas plutónicas | 22 |
| 3.1.2 | Rocas volcánicas | 24 |
| 3.2 | Rocas del Triásico (232-221 Ma) | 25 |
| 3.2.1 | Rocas plutónicas | 25 |
| 3.2.2 | Rocas volcánicas | 26 |
| 4 | Caracterización Geoquímica | 27 |
| 4.1 | Clasificación..... | 28 |
| 4.2 | Diagramas de variación..... | 34 |
| 4.2.1 | Elementos mayores..... | 34 |
| 4.2.2 | Elementos trazas | 37 |
| 4.3 | Tierras raras | 40 |
| 4.4 | Diagramas multielementos | 43 |
| 5 | Geoquímica isotópica de Rb-Sr y Sm-Nd | 46 |
| 6 | Modelación Geoquímica..... | 51 |
| 6.1 | Modelación de procesos de mezcla | 51 |
| 6.2 | Modelación de fusión parcial fraccionada | 53 |
| 7 | Discusión..... | 56 |

| | | |
|----|-------------------|----|
| 8 | Conclusiones..... | 61 |
| 9 | Referencias..... | 63 |
| 10 | Anexo A..... | 68 |
| 11 | Anexo B..... | 71 |
| 12 | Anexo C..... | 89 |
| 13 | Anexo D..... | 92 |

Índice de figuras

| | |
|---|----|
| Figura 1: Ubicación y acceso a las zonas de estudio. | 6 |
| Figura 2: Mapa geológico de la Cordillera Principal de Vallenar (29°-29°30'S)..... | 12 |
| Figura 3: Mapa geológico del área de Potrerillos de la Cordillera de Domeyko (26° 15' - 26° 30' S)..... | 19 |
| Figura 4: Cuadro comparativo de edades de las rocas ígneas del Paleozoico tardío al Triásico de las dos áreas estudiadas | 21 |
| Figura 5: Diagrama de clasificación TAS para las rocas plutónicas | 30 |
| Figura 6: Diagrama de clasificación TAS para las rocas volcánicas | 30 |
| Figura 7: Diagrama de clasificación Zr/TiO ₂ vs SiO ₂ | 31 |
| Figura 8: Diagrama de clasificación AFM..... | 31 |
| Figura 9: Diagrama SiO ₂ vs K ₂ O..... | 32 |
| Figura 10: Diagrama A/CNK = Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O) versus A/NK= Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O)..... | 32 |
| Figura 11: Diagrama de discriminación tectónica..... | 33 |
| Figura 12: Diagrama de discriminación..... | 33 |
| Figura 13: Diagramas de variación de elementos mayores versus sílice. | 36 |
| Figura 14: Diagramas de variación de elementos de transición versus sílice | 37 |
| Figura 15: Diagramas de variación de HFSE versus sílice | 38 |
| Figura 16: Diagramas de variación de LILE versus sílice..... | 39 |
| Figura 17: Diagrama de concentración de REE para las rocas del Carbonífero..... | 41 |
| Figura 18: Diagrama de concentración de REE para las rocas del Pérmico. | 42 |
| Figura 19: Diagrama de concentración de REE para las rocas del Triásico | 42 |
| Figura 20: Diagrama multielementos para las rocas del Carbonífero de este estudio..... | 44 |
| Figura 21: Diagrama multielementos para las rocas del Pérmico de este estudio..... | 45 |
| Figura 22: Diagrama multielementos para las rocas del Triásico de este estudio. | 45 |
| Figura 23: Diagrama ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr vs εNd | 48 |
| Figura 24: Gráfico ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr iniciales vs Edad | 49 |
| Figura 25: Gráfico εNd vs Edad. | 49 |
| Figura 26: Gráfico εNd vs Latitud | 50 |
| Figura 27: Diagrama ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr vs εNd. Modelo simple de mezcla. | 52 |
| Figura 28: Diagrama de REE como resultado de la modelación de fusión parcial fraccionada para distintas tasas de fusión parcial..... | 55 |
| Figura 29: Diagrama de REE normalizado como resultado de la modelación para una tasa de fusión parcial del 30% según el modelo realizado. | 55 |

Índice de tabla

| | |
|--|----|
| Tabla 1: Recopilación de edades radiométricas de rocas intrusivas y volcánicas del Paleozoico tardío al Triásico de la Cordillera Principal de Vallenar (29°-29°30'S)..... | 11 |
| Tabla 2: Recopilación de edades radiométricas de rocas intrusivas y volcánicas del Paleozoico tardío al Triásico del área de Potrerillos (26° 15' - 26° 30' S)..... | 18 |
| Tabla 3: Edades U-Pb en circones de las muestras seleccionadas para este estudio..... | 27 |
| Tabla 4: Valores Eu/Eu*, (La/Yb)N, (Ce/Yb)N, (Sm/Yb)N e YbN para las rocas estudiadas..... | 41 |
| Tabla 5: Resultados análisis composición isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | 46 |
| Tabla 6: Resultados análisis composición isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | 47 |

1 Introducción

1.1 Formulación del estudio propuesto

El magmatismo del Paleozoico superior-Triásico es un evento geológico sumamente significativo pero que, hasta la fecha, si bien ha sido estudiado, no ha sido comprendido cabalmente. Este magmatismo, constituido por rocas plutónicas y volcánicas, ha sido reconocido a lo largo de gran parte del margen occidental de Sudamérica y también en Sudáfrica y Australia (Vaughan y Pankhurst, 2008). El componente volcánico no se encuentra bien expuesto en el norte de Chile entre 25° y los 32° S, pero enormes batolitos graníticos y granodioríticos contemporáneos evidencian la existencia del arco magmático de esa época, el cual se ubicaba a lo largo de lo que es hoy en día la Cordillera Principal de Los Andes y la Cordillera de Domeyko (Marinovic et al., 1995; Nasi et al., 1985; Mpodozis & Kay, 1990, 1992).

Las rocas plutónicas del Carbonífero tardío al Triásico entre los 24° y 27° S (Cordillera de los Andes) poseen características geoquímicas que indican el emplazamiento sincrónico de magmas potencialmente asociados a subducción con intrusivos de afinidad cortical (Marinovic et al., 1995), mientras que el magmatismo entre los 28° y 31° S muestra un comportamiento geoquímico diferente, indicando que se generó por dos episodios magmáticos sucesivos que se inician con un magmatismo asociado a subducción, seguido por una amplia fusión cortical debido a la acumulación hipotética de los magmas basálticos en la interfase manto-corteza durante un período extensional resultante de la reducida tasa de convergencia y/o inexistencia de esta en el margen activo del supercontinente Gondwana (Kay et al., 1989; Mpodozis & Kay, 1992). Lo anterior estaría en concordancia con la naturaleza segmentada propuesta por Mpodozis & Cornejo (1994) para el cinturón magmático del Paleozoico Superior-Triásico de los Andes.

En la Cordillera Principal, entre los 26° y 27° S, los granitoides han sido agrupados en dos grandes batolitos, el Batolito Sierra Castillo (Pérmico) y El Batolito Pedernales (Carbonífero superior-Pérmico) (Mpodozis & Cornejo, 1994). Por otro lado, las rocas plutónicas entre los 28°S (río Copiapó) y 31°S (río Grande) han sido mapeadas en diversas ocasiones (Mpodozis y Cornejo, 1988; Nasi et al., 1990; Parada et al., 1981; Parada, 1984) y han sido agrupadas en tres batolitos mayores: el Batolito Elqui-Limarí en el sur, el Batolito Chollay en el centro, y el

Batolito Montosa-El Potro en el norte (Nasi et al., 1985). Además, y en base a criterios de campo y estudios previos (Nasi et al., 1985, 1990; Mpodozis & Cornejo, 1988; Parada, 1988, 1990; y Rex, 1987), los plutones que conforman estos 3 batolitos mayores fueron divididos en el Complejo (o Superunidad) Elqui y Complejo (o Superunidad) Ingaguás (Mpodozis & Kay, 1992). Dataciones K-Ar realizadas en estos complejos arrojaron edades comprendidas entre los 303 a 207 Ma (Nasi et al., 1990). Luego, edades más exactas fueron publicadas por Pankhurst et al. (1996) y Coloma (2012) mediante el método U-Pb en circones obteniendo edades entre los 285 a 295 Ma para Plutón Chancoquín de la Superunidad Elqui. Edades isotópicas para la Superunidad Ingaguas de este mismo batolito están generalmente en el intervalo 200-230 Ma (Brook et al., 1986; Rex, 1987; Parada et al., 1988). Además Martin et al. (1999) ha identificado tres diferentes unidades intrusivas en esta región de acuerdo a dataciones U-Pb y K-Ar, tales como: granitos de biotita del Pérmico inferior (280-270 Ma), granitos leucocráticos silíceos y pórfidos riolíticos del Triásico inferior a Medio (242-238 Ma), y una unidad más joven del Triásico Superior-Jurásico Inferior (221-200 Ma) constituida por pórfidos riolíticos, domos riolíticos e intrusiones máficas. Las nuevas dataciones U-Pb en circones de rocas intrusivas obtenidas en el área de Collahuasi en el norte de Chile (21° S), muestran dos episodios magmáticos diferentes, uno de 308 a 292 Ma y el otro de 248 a 243 Ma aproximadamente (Munizaga et al., 2008; Arcos et al., 2009).

Teniendo en cuenta los datos disponibles de edades U-Pb en circones, estas indican 2 episodios magmáticos diferentes entre el Paleozoico tardío y el Triásico: (1) Carbonífero superior-Pérmico inferior y (2) Magmatismo en el límite Pérmico-Triásico. Sin embargo, se requiere una mayor cantidad de dataciones U-Pb de estas rocas intrusivas para correlacionarlos con otros eventos geológicos y así proporcionar una adecuada interpretación de la evolución magmática en el borde de Gondwana durante el Paleozoico tardío y Triásico.

Por otro lado, los componentes volcánicos del Carbonífero tardío-Triásico tienen una amplia distribución en el norte de Chile, desde la zona de Collahuasi en la Región de Tarapacá, en donde están expuestos en forma discontinua a lo largo de la Cordillera de Domeyko y la Cordillera Principal; hasta la latitud 31° S, donde continúan hacia Argentina. El aislamiento de estos afloramientos, escasas dataciones radiométricas y la ausencia de horizontes guías, sumado a la existencia de composiciones similares pero con diferentes edades, dificultan el reconocimiento

de las relaciones estratigráficas-estructurales entre las diferentes secuencias volcánicas, lo que se manifiesta en la abundancia de nombres que se utilizan para referirse a las rocas volcano-sedimentarias del Paleozoico tardío-Triásico, tales como: Formación Quipisca, a 20° S (Galli 1968); Formación de La Tabla, entre los 24° S y 27°S (García 1967; Marinovic et al., 1995; Cornejo et al., 1998, 2006, Tomlinson et al. al 1999); Formación Tuina (Raczynski 1963; Marinovic & Lahsen 1984; Mundaca 2002) o sus equivalentes a la Formación Agua Dulce (García 1967; Marinovic & Lahsen 1984); Estratos El Bordo, a 22-24° S (Ramírez & Gardeweg 1982; Basso & Marinovic, 2003); Formación Pantanoso en la región de Copiapó, a 27-28° S (Mercado 1982; Iriarte et al. 1996) y la parte inferior del Grupo Pastos Blancos (Martín et al. 1999), además de otros afloramientos del Carbonífero Superior-Pérmico Inferior que a menudo han sido incluidos en la Formación Peine (Marinovic & García 1999).

La diversidad de nomenclaturas utilizadas para las rocas ígneas del Paleozoico superior al Triásico es una consecuencia de la asignación previa hecha por diferentes autores y de la falta de datos confiables de sus edades y de las relaciones entre las distintas unidades. La escasez de datos fidedignos respecto a sus edades se debe principalmente a que la mayoría de esta información se basan en el método K-Ar, el cual presenta el problema de ser fácilmente alterable por metamorfismo de bajo grado y/o alteraciones hidrotermales, lo que podría reflejar la edad de reapertura del sistema en vez de la edad de cristalización.

Con respecto a las rocas del Pérmico-Triásico, estos plutones y estratos volcánicos son parte de la provincia riolítica Choiyoi en la parte meridional de Sudamérica que, fundamentalmente, está relacionado a una tectónica extensional que continuó en el Jurásico inferior y fue seguido por el establecimiento de la subducción andina a lo largo del margen continental pacífico (Vaughan & Pankhurst, 2008).

Las rocas ígneas de esta edad ubicadas a lo largo de la Alta Cordillera Andina de Chile y de la Cordillera Frontal de Argentina, también son conocidas con una variedad de nombres. El Grupo Choiyoi está compuesto por complejos volcano-plutónicos que representan el magmatismo del margen suroeste del supercontinente Gondwana (Llambías & Sato, 1990; Sato & Llambías, 1993; Mpodozis & Kay, 1992; Strazzere et al., 2006; Munizaga et al., 2008). Estas rocas forman el basamento cristalino de las sucesiones andinas y están incluidas en la "Provincia

granítico-riolítico de Choiyoi " de Mpodozis & Kay (1992), la cual se extiende por más de 2500 km. desde Collahuasi (22°S) en el norte de Chile hasta la Cuenca del Neuquén y el Macizo Norpatagónico en el sur de Argentina.

Mediante análisis geoquímicos, las rocas del Pérmico-Triásico ha sido interpretado como producto de la anatexia cortical (Breitkreuz & Zeil, 1994; Lucassen et al., 1999; Franz et al., 2006); y las rocas del Carbonífero-Pérmico, como unidades félsicas relacionadas a subducción, las cuales preceden al magmatismo anorogénico félsico, el cual se considera postectónico a la Fase San Rafael (Mpodozis y Kay, 1992).

No obstante, excepto por las síntesis realizadas por Kay et al. (1989) y por Mpodozis & Kay (1990, 1992), hasta la fecha no existe ningún estudio exhaustivo de las unidades de roca que representan este magmatismo en el norte de Chile. Por lo tanto, esta memoria se enmarca en un estudio petrológico e isotópico de las rocas intrusivas y volcánicas de edad Paleozoica superior-Triásica expuestas a lo largo de la Cordillera Principal Andina del norte de Chile, para entender correctamente la evolución de este conjunto magmático y su origen. Los diferentes episodios magmáticos del Carbonífero Superior-Pérmico y del Pérmico-Triásico identificados hasta el momento tienen que ser refinados con más dataciones U-Pb en circones, sobre todo para las rocas volcánicas cuyas edades son imprecisas o inexistentes.

El desarrollo de esta investigación fue realizada dentro del proyecto FONDECYT N°1110093 "Understanding the late Carboniferous - early Jurassic igneous processes and evolution of the north Chilean portion of Gondwana: a geochronological, stratigraphic, petrological and paleomagnetic approach", del cual el Dr. Víctor Maksaev es investigador principal.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Comprender la naturaleza del magmatismo del Carbonífero-Triásico de la Cordillera Principal de Vallenar y el área de Potrerillos de la Cordillera de Domeyko.

1.2.2 Objetivos específicos

- 1- Identificar la petrografía de las rocas estudiadas.
- 2- Determinar la geoquímica e isotopía de las rocas analizadas y los procesos involucrados tanto en su génesis como en su evolución de acuerdo a edades U-Pb en circón obtenidas para ellas.

1.3 Ubicación y accesos de la zona de estudio

El área de estudio se ubica en la III Región de Atacama, específicamente en la Cordillera Principal de Vallenar entre 29° - 29°30' S y en el área de Potrerillos de la Cordillera de Domeyko entre 26° 15' - 26° 30' S (Figura 1).

La principal vía de acceso a la zona de Vallenar es a través de la Ruta 5 Norte (pavimentada), ubicada a 146 km de la ciudad Copiapó. Ya en la ciudad de Vallenar, la carretera es interceptada por la carretera C-485, donde se debe tomar dirección Este, avanzando por el Río Huasco en un tramo de 37 Km aproximadamente hasta llegar a la localidad de Alto del Carmen. Luego se debe tomar la ruta C-495 por la cual se accede a la zona de estudio (valle El Tránsito).

En tanto el acceso al área de Potrerillos se puede efectuar desde Copiapó por la ruta 5 Norte hasta la ciudad de Chañaral, donde se toma la carretera C-13, la cual une a Chañaral con Potrerillos

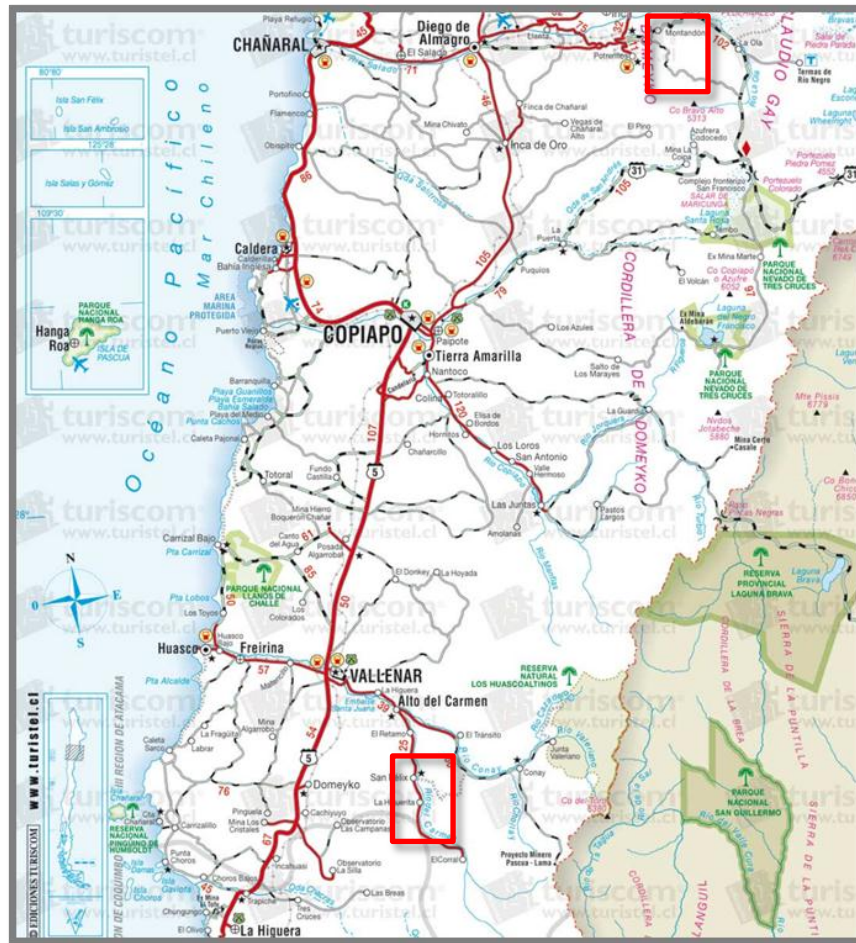


Figura 1: Ubicación y acceso a las zonas de estudio, indicadas en un recuadro.

1.4 Metodología de estudio

Trabajo de terreno: En esta etapa se reunieron 17 muestras recolectadas previamente en el área de estudio por los profesores Víctor Maksaev y Francisco Munizaga, en una campaña de terreno realizada en mayo del 2011, en el marco del proyecto FONDECYT. Luego se realizó una segunda campaña de terreno, entre los días 23 y 26 de julio del 2012, en la cual se llevó a cabo un reconocimiento y muestreo de los afloramientos, así como también una observación de las estructuras geológicas, estratigrafía y relaciones entre las distintas unidades. Durante los terrenos se realizó un muestreo de 5 a 10 kg de roca en cada localidad seleccionada, para así tener suficiente material para los diferentes análisis que se enumeran a continuación:

a) Petrografía:

Se realizaron descripciones petrográficas de las 17 muestras antes mencionadas. Esta caracterización petrográfica se realizó mediante la descripción de cortes transparentes (preparados en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile) en el Laboratorio de Microscopía del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

b) Geocronología:

Con el fin de obtener edades de cristalización de las rocas ígneas estudiadas se realizaron dataciones U-Pb en circones, efectuadas por el profesor Francisco Munizaga mediante tecnología SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de Sao Paulo, Brasil, bajo la supervisión del Dr. Colombo Tassinari

c) Geoquímica e isotopía:

Con el objetivo de comprender los procesos petrogenéticos relacionados a los magmas que originaron las rocas estudiadas, se realizaron análisis geoquímicos para elementos mayores, trazas y tierras raras de las muestras previamente seleccionadas. Los análisis de elementos mayores se obtuvieron por fluorescencia de Rayos X (FRX), los elementos trazas por ICP-MS (Induced Coupled Plasma-Mass Spectrometry) ambos análisis se realizaron en los laboratorios ACME (Acme Analytical Laboratories, Chile). Además, se realizaron análisis de isotopía de Rb-Sr y Sm-Nd en roca total, mediante espectrometría de masas, en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de Sao Paulo, Brasil.

Cabe mencionar que la preparación de las muestras para ambos tipos de estudio se realizaron en el Taller de preparación de muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

2 Marco geológico

2.1 Marco geotectónico

Durante el Paleozoico, los Andes de Chile registraron una historia colisional dominada por la acreción progresiva de bloques de terrenos alóctonos (Ramos et al., 1986; Ramos, 1988, 2008; Hervé, 1988; Bahlburg & Hervé, 1997). Según este modelo, durante el Cámbrico-Ordovícico, el borde continental no se extendía más al occidente de las actuales Sierras Pampeanas. En el Ordovícico-Silúrico, un primer terreno, Precordillera, se acrecionó contra el borde occidental de las Sierras Pampeanas. Con posterioridad, en el Devónico, un nuevo terreno denominado Chilenia (Ramos et al., 1986, Ramos, 2008) se soldó al oeste de Precordillera. Estos procesos de acreción continental, en particular el atribuido al soldamiento de Chilenia, generaron tectónica acresional y magmatismo en el borde occidental de Gondwana durante el Paleozoico temprano.

En el Paleozoico tardío se generaron batolitos de edad Carbonífero tardío - Triásico en la Alta Cordillera Andina, entre las regiones de Atacama y Coquimbo, la cual consiste en un gran bloque que constituye la “columna vertebral” de la Cordillera Principal Andina (Kay et al., 1989).

Después de la fase de acreción de terrenos del continente Gondwana (Ciclo Gondwánico), ocurrió el ciclo denominado Pre-Andino por Charrier et al. (2007). A escala planetaria, este período está marcado por una pausa en la deriva continental de acuerdo a datos paleomagnéticos (Vilas & Valencio, 1978), lo cual no necesariamente implica el cese de la subducción en el borde occidental de Gondwana. Este periodo estacionario se atribuye a la fase final de consolidación del megacontinente Gondwana, lo que produjo nuevas condiciones tectónicas que habrían favorecieron la acumulación de calor en el manto superior, fusión de la corteza inferior y la producción de grandes volúmenes de magma silíceo que constituyen la provincia ácida de Choiyoi en el Norte Chico de Chile y oeste de Argentina (Kay et al., 1989). Conjuntamente, se habrían favorecido las condiciones que determinarían el inicio del desmembramiento de Gondwana, así también del desarrollo de cuencas extensionales de orientación NNW-SSE (Charrier 1979; Uliana & Biddle 1988; Mpodozis & Ramos 1989; Mpodozis & Kay 1990; Suárez & Bell 1992; Stipanovic 2001).

Posterior a esta pausa o disminución de la deriva continental (Pérmico Superior – Jurásico Inferior), la deriva de los polos magnéticos evidencia la restauración del movimiento de bloques

continentales a partir del Jurásico inferior (Ciclo Andino) (Vilas & Valencia, 1978). En este tiempo, la subducción de la placa oceánica hacia el Este se habría reactivado, lo cual ha sido inferido a partir del establecimiento de un arco volcánico cuyos primeros magmas asociados a la renovación de la subducción se produjeron en el Sinemuriano-Pliensbachiano (límite 194.5 Ma, Jurásico temprano) (Charrier et al., 2007).

2.2 Geología del área de estudio

Los sectores estudiados durante esta investigación se localizan en la III Región de Atacama en la Alta Cordillera de los Andes. Específicamente, estos sectores corresponden a la Cordillera Principal de Vallenar entre 29°-29°30' S y el área de Potrerillos de la Cordillera de Domeyko entre 26° 15' - 26° 30' S.

A continuación, se presenta una síntesis con las unidades geológicas reconocida en la zona de estudio, con especial énfasis en las rocas ígneas del Carbonífero Superior-Triásico, que corresponden a las estudiadas en este trabajo. La información es tomada principalmente del trabajo de Nasi et al. (1990) para el sector de Vallenar y del trabajo de Tomlinson et al. (1999) para el área de Potrerillos, indicándose los trabajos complementarios.

2.2.1 Cordillera Principal de Vallenar (29°-29°30' S)

2.2.1.1 Generalidades

Las rocas plutónicas que conforman los batolitos de la Alta Cordillera Andina entre el río Copiapó y el río Grande (28°-31°S) han sido agrupados en tres batolitos mayores (Nasi et., 1985): el Batolito Elqui-Limarí en el sur, el Batolito Chollay en el centro y el Batolito Montosa-El Potro en el norte. Además, en base a criterios de campo y estudios previos (Nasi et al., 1985, 1990; Mpodozis y Cornejo, 1988, Parada, 1988, 1990; Rex, 1987), los plutones que conforman estos tres batolitos fueron divididos en el Complejo Elqui y Complejo Ingaguás, cada uno subdividido en cuatro unidades (Mpodozis y Kay, 1992). El complejo Elqui se compone de unidades del Carbonífero Superior- Pérmico (Mpodozis y Kay, 1992 (Unidad Guanta, Montosa,

Cochiguás y El Volcán), mientras que el Complejo Ingaguás corresponde a plutones del Pérmico-Triásico tardío (Unidad Los Carricitos, Chollay, El León, Colorado y Gabros de la Laguna).

Las edades obtenidas para estos complejos presentan un amplio rango (Tabla 1), las cuales han sido realizadas principalmente mediante geocronología de K-Ar en anfíbolos y biotita, y Rb-Sr en roca total.

Las dataciones K-Ar realizadas para el Complejo Elqui en la Unidad Guanta varían entre 310 y 245 Ma (Nasi et al., 1985, 1990; Ribba et al., 1988; Mpodozis y Cornejo, 1988). Posteriormente, Pankhurst et al. (1996) determinó la primera edad U-Pb (TIMS) en circón de $285,7 \pm 1,5$ Ma (intercepto inferior de la concordia) y recientemente se obtuvieron nuevas edades U-Pb en circón (LA-ICP-MS) datadas entre 295 y 240 Ma (Coloma et al., 2012; Álvarez., 2012). En la Unidad Cochiguás las edades K-Ar varían entre 301 y 235 Ma (Mpodozis et al., 1988) y una edad Rb-Sr de 256 ± 10 Ma (Pankhurst et al., 1996). Además, Coloma et al. (2012) y Álvarez et al. (2012) presentan edades U-Pb en circón (LA-ICP-MS) de $247 \pm 3,1$ Ma y de $241,7 \pm 3$ Ma respectivamente. En la Unidad El Volcán, se ha publicado solo una edad K-Ar de 247 ± 4 Ma (Mpodozis & Cornejo, 1988).

Para el Complejo Ingaguás, Martin et al. (1999), utilizando U-Pb (TIMS) y K-Ar, ha definido edades de entre 280 a 200 Ma. Dataciones K-Ar en biotita y anfíbola realizadas para la Unidad Los Carricitos arrojan edades comprendidas entre 207 y 238 Ma (Nasi et al., 1990), mientras que en las unidades Chollay y El León se han obtenido edades K-Ar en biotita entre 276 y 238 Ma (Mpodozis & Cornejo, 1988; Nasi et al., 1990). Por último, en la Unidad Colorado, que intruye a la Unidad El León, se ha obtenido una edad K-Ar más joven, de 221.0 ± 5 Ma (Martin et al., 1999).

Tabla 1: Recopilación de edades radiométricas de rocas intrusivas y volcánicas del Paleozoico tardío al Triásico de la Cordillera Principal de ValLENAR (29°-29°30'S).

| Método | Material | Unidad | Ubicación | Edad (Ma) | Autor |
|--------|------------|-------------------|-----------------------|-------------|--------------------------|
| U-Pb | circón | Guanta | Valle El Tránsito | 291,5 ± 3 | Coloma et al., 2012 |
| U-Pb | circón | Guanta | Valle El Tránsito | 295,4±3 | Coloma et al., 2012 |
| U-Pb | circón | Guanta | Plutón Dadín | 240±2 | Coloma et al., 2012 |
| U-Pb | circón | Guanta | Plutón Dadín | 248±3 | Álvarez, 2012 |
| U-Pb | circón | Guanta | Valle El Tránsito | 285,7 ± 1,5 | Pankhurst et al., 1996 |
| K-Ar | Anfibola | Guanta | Cordillera La Punilla | 303 ± 9 | Nasi et al., 1990 |
| K-Ar | Anfibola | Guanta | Estero Guanta | 297 ± 9 | Nasi et al., 1990 |
| K-Ar | Anfibola | Guanta | Guanta | 266 ± 7 | Nasi et al., 1990 |
| K-Ar | Anfibola | Guanta | Quebrada La Plata | 256 ± 7 | Nasi et al., 1990 |
| K-Ar | Biotita | Guanta | Quebrada La Plata | 245 ± 4 | Nasi et al., 1990 |
| K-Ar | Biotita | Guanta | Quebrada Pimpinela | 258 ± 4 | Nasi et al., 1990 |
| K-Ar | Anfibola | Guanta | Chancoquín | 310 ± 18 | Ribba et al., 1988 |
| K-Ar | Biotita | Guanta | El Hoyuelo | 250 ± 4 | Mpodozis & Cornejo, 1988 |
| K-Ar | Biotita | Guanta | Río Claro | 92,7 ± 2,9 | Mpodozis & Cornejo, 1988 |
| K-Ar | Anfibola | Guanta | Río Claro | 165 ± 6 | Mpodozis & Cornejo, 1988 |
| Rb-Sr | Roca total | Guanta | Elqui | 310 ± 8 | Rex et al., 1987 |
| K-Ar | Biotita | Guanta | Quebrada Romerito | 260 ± 6 | Ribba et al., 1985 |
| K-Ar | Biotita | Guanta | La Arena | 252 ± 6 | Ribba et al., 1985 |
| U-Pb | circón | Cochiguás | Plutón La Pampa | 247 ± 3 | Coloma et al., 2012 |
| U-Pb | circón | Cochiguás | | 241 ± 3 | Álvarez, 2012 |
| Rb-Sr | Roca total | Cochiguás | Río Los Molles | 256 ± 10 | Pankhurst et al., 1996 |
| K-Ar | Moscovita | Cochiguás | Quebrada Carrizal | 301 ± 4 | Mpodozis & Cornejo, 1988 |
| K-Ar | Moscovita | Cochiguás | Quebrada El Pangue | 259 ± 6 | Mpodozis & Cornejo, 1988 |
| K-Ar | Biotita | Cochiguás | Quebrada El Pangue | 235 ± 6 | Mpodozis & Cornejo, 1988 |
| Rb-Sr | Roca total | Cochiguás | Elqui | 311,5 ± 3 | Rex et al., 1987 |
| K-Ar | Biotita | El Volcán | Río Claro | 247 ± 4 | Mpodozis & Cornejo, 1988 |
| Rb-Sr | Roca total | Complejo Elqui | Ríos Claro-Turbio | 328 ± 21 | Parada et., 1981 |
| K-Ar | Biotita | Chollay | Río Chollay | 238 ± 6 | Nasi et al., 1990 |
| K-Ar | Anfibola | Los Carricitos | Río Turbio | 207 ± 9 | Nasi et al., 1990 |
| K-Ar | Biotita | Los Carricitos | Pico de Las Palas | 238 ± 4 | Nasi et al., 1990 |
| K-Ar | Biotita | Los Carricitos | Río Turbio | 221 ± 3 | Nasi et al., 1990 |
| Rb-Sr | Roca total | Los Carricitos | | 205 ± 41 | Rex et al., 1987 |
| K-Ar | Biotita | El León | Río El Toro | 276 ± 4 | Nasi et al., 1985 |
| K-Ar | Biotita | El León | Río Cochiguás | 238 ± 4 | Nasi et al., 1985 |
| Rb-Sr | Roca total | El León | | 229 ± 3 | Rex et al., 1987 |
| Rb-Sr | Roca total | El León | Monte Grande | 192 ± 11 | Brook et al., 1987 |
| K-Ar | Moscovita | El Colorado | Río La Laguna | 221 ± 5 | Martin et al., 1999 |
| U-Pb | Circón | El Colorado | Mina Pascua | 242,5 ± 1,5 | Martin et al., 1999 |
| U-Pb | Circón | El Colorado | Mina Pascua | 242 ± 1,5 | Martin et al., 1999 |
| U-Pb | Circón | El Colorado | Río Tapado | 249,7 ± 3,2 | Martin et al., 1999 |
| Rb-Sr | Roca total | El Colorado | | 202 ± 6 | Rex et al., 1987 |
| Rb-Sr | Roca total | Montosa | | 263 ± 32 | Brook et al., 1987 |
| Rb-Sr | Roca total | Complejo Ingaguás | Ríos Claro-Turbio | 197 ± 5 | Parada et al., 1981 |
| U-Pb | Circón | Guanaco Sonso | | 265 ± 5 | Martin et al., 1990 |
| K-Ar | Biotita | Guanaco Sonso | Río Seco | 262 ± 6 | Martin et al., 1990 |
| K-Ar | Biotita | Guanaco Sonso | Río Colorado | 281 ± 6 | Martin et al., 1990 |
| K-Ar | Biotita | Guanaco Sonso | Río Colorado | 260 ± 6 | Martin et al., 1990 |
| U-Pb | Circón | Los Tilos | Río Primero | 210-225 | Martin et al., 1990 |
| K-Ar | Biotita | Los Tilos | Río Seco | 235 ± 5 | Martin et al., 1990 |

En este segmento de la Cordillera de los Andes afloran principalmente rocas intrusivas de edades desde el Carbonífero tardío al Triásico tardío, las cuales han sido agrupadas dentro del Complejo Elqui y del Complejo Ingaguás (Mpodozis & Kay, 1992). Las rocas metamórficas de edad carbonífera de la zona corresponden a un conjunto de esquistos pelíticos-arenosos agrupados en el Complejo Metamórfico El Cepo. Las secuencias estratificadas de edad pérmica a mesozoica del área de estudio corresponden en gran parte al Grupo Pastos Blancos (Martin et al., 1999), el cual comprende una unidad de edad pérmica (Formación Guanaco Sonso) y otra de edad triásica (Secuencia Los Tilos). Otras secuencias del Triásico tardío corresponden a sedimentos marinos - continentales (Formación San Félix) y dos secuencias volcánicas andesíticas (Estratos de El Verraco y Formación La Totorá). El Jurásico está representado por una secuencia marina (Formación Lautaro), la cual representa una plataforma marina somera, seguida por un episodio de regresión del mar en el Bajociano, donde se inicia una etapa de sedimentación continental acompañada de una reactivación de la actividad volcánica evidenciada por la Formación Algarrobal (Nasi et al., 1990) (Figura 2).

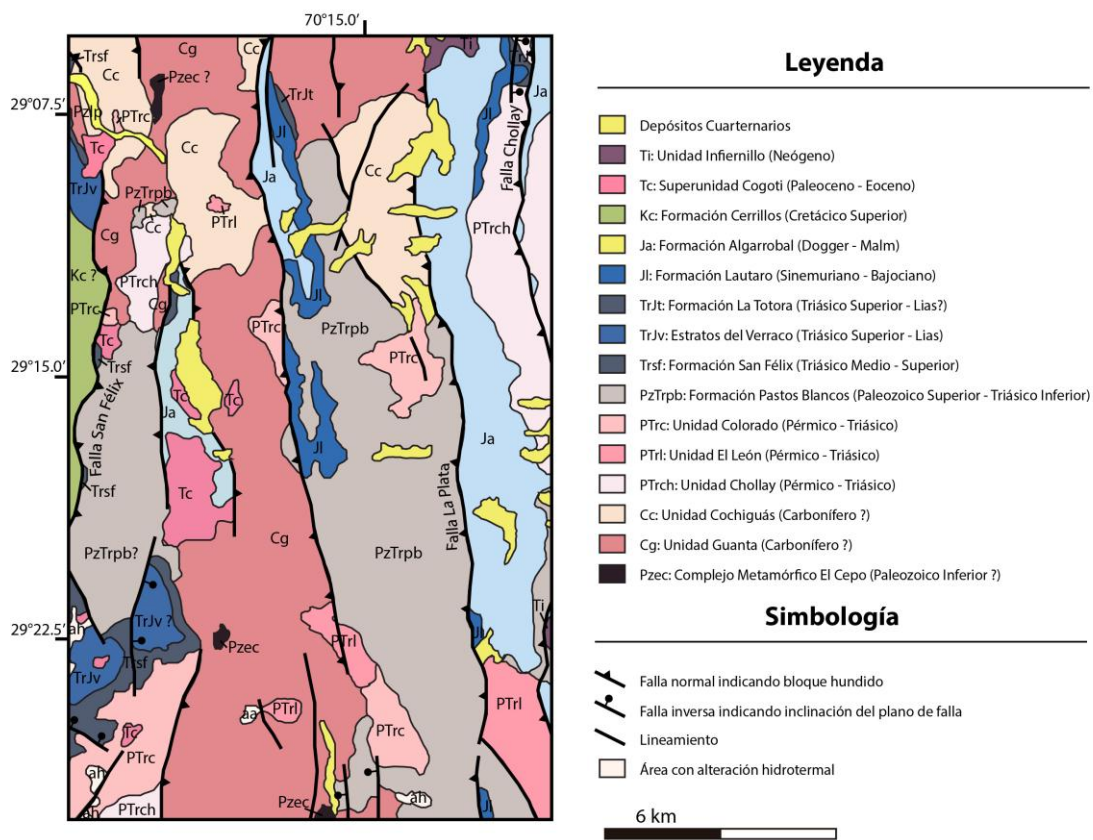


Figura 2: Mapa geológico de la Cordillera Principal de Vallenar (29°-29°30'S), modificado de Hoja Guanta (Nasi et al., 1990).

2.2.1.2 Rocas plutónicas del Paleozoico Superior-Triásico

a) Complejo Elqui

El Complejo Elqui está formado por un conjunto de plutones tabulares de grandes dimensiones, elongados en dirección N-S a NNW-SSE. En el área de estudio afloran solo dos unidades: la Unidad Guanta y la Unidad Cochiguás.

Unidad Guanta:

Dentro del Complejo Elqui, las rocas más antiguas corresponden a la Unidad Guanta (Nasi et al., 1985), la cual se compone principalmente por tonalitas y granodioritas de biotita y horblenda, por lo general de grano grueso, con una notoria foliación. En algunos sectores, los granitoides de la Unidad Guanta presentan abundantes enclaves máficos alargados, orientados paralelamente a la foliación. También forman parte de esta unidad, franjas de rocas caracterizadas por la presencia de milonitas y neises miloníticos.

Los afloramientos típicos de la Unidad Guanta se encuentran en la localidad homónima, ubicado en el valle del río Turbio, y abarcan una superficie aproximadamente de 1.400 km². Los plutones de esta unidad intruyen al Complejo Metamórfico El Cepo y, a su vez, se encuentra intruida por una gran cantidad de diques dioríticos, andesíticos y graníticos.

Unidad Cochiguás:

La Unidad Cochiguás se encuentra típicamente expuesta en el curso inferior del río Cochiguás, en donde fue definida por Mpodozis y Cornejo (1988). Esta unidad corresponde a granodioritas y monzogranitos de dos micas (biotita ± muscovita), de grano medio a grueso, y se encuentra intruyendo o en contacto transicional con la Unidad Guanta. En general los plutones de esta unidad presentan un foliación protoclástica, menos desarrollada que en la Unidad Guanta y localmente se encuentran intruidos por enjambre de diques y filones básicos, similares a los que cortan a la Unidad Guanta.

b) Complejo Ingaguás

El Complejo Ingaguás está formado por un conjunto de plutones tabulares, epizonales, con paredes rectas y techos planos, emplazados con posterioridad a un periodo de alzamiento regional y erosión, por lo que puede ser considerado como postectónica, en relación con la Fase San Rafael y perteneciente a la Provincia magmática ácida de Choiyoi (Mpodozis y Kay., 1990). Estos plutones afloran al este del Complejo Elqui, intruyendo a la Formación Pastos Blancos. A diferencia del Complejo Elqui, los plutones del Complejo Ingaguás no presentan bandeamiento singmagmático ni efectos importantes de deformación (Nasi et al., 1985).

En la zona de estudio el Complejo Ingaguás está formado por tres unidades de rocas intrusivas: La Unidad El León, La Unidad Chollay, y La Unidad Colorado.

Unidad El León:

Bajo esta denominación Mpodozis y Cornejo (1988) agruparon un conjunto de plutones constituidos por monzogranitos y sienogranitos de grano medio y color rosado. Estos afloran principalmente en el borde oriental del Batolito Elqui-Limarí, donde intruyen a la Formación Pastos Blancos y al Complejo metamórfico El Cepo. Pequeños cuerpos afloran en la parte central del Batolito Elqui-Limarí, intruyendo a tonalitas y granodioritas de la Unidad Guanta.

Unidad Chollay:

La Unidad Chollay está constituida por granodioritas a sienogranitos rosados, de grano grueso, formando cuerpos subcirculares y elongados norte-sur (Nasi et al., 1985). Los afloramientos más típicos se encuentran a lo largo del río Chollay. En el sector de los ríos Valeriano y del Medio, se encuentran afloramientos con menores dimensiones intruyendo a la Formación Pastos Blancos, y en el sector occidental del área de estudio se encuentran intruyendo a las tonalitas de la Unidad Guanta. Además, esta unidad está intruida por pófidios graníticos rojos de la Unidad Colorado y se encuentra cubierta en discordancia, por secuencias volcánicas y sedimentarias meso-cenozoicas.

Unidad Colorado:

La Unidad Colorado es la asociación de rocas más jóvenes del Complejo Inguaguás. Está constituida por sienogranitos y monzogranitos de un color “rojo ladrillo”, generalmente de formas lenticulares, elongados NS-NNE. Afloran dentro de los batolitos Elqui-Limarí y Chollay, cuya localidad tipo se encuentra en la quebrada Colorado (río Turbio). Algunos plutones muestran una estrecha relación temporal y, probablemente, genética con la volcanitas riolíticas de la Formación Pastos Blancos.

En el sector occidental de la zona de estudio, los plutones de la Unidad Colorado, se encuentran cubiertos discordantemente por conglomerados y areniscas del Triásico Medio-Superior (Formación San Felix), en tanto el sector oriental está cubierto por unidades de rocas estratificadas del Jurásico y del Oligoceno-Mioceno.

2.2.1.3 Secuencias volcánicas y sedimentarias del Pérmico-Jurásico

Grupo Pastos Blancos (Pérmico-Triásico):

El Grupo Pastos Blancos incluye al menos dos secuencias volcano-sedimentarias diacrónicas: una unidad volcánica y volcanoclástica pérmica (secuencia Guanaco Sonso), y una unidad volcánica bimodal y volcanoclástica del Triásico Medio a Jurásico Inferior (secuencia Los Tilos) (Martin et al., 1999). La secuencia Guanaco Sonso se ubica en la parte superior del río Potrerillo y corresponde a la unidad inferior del Grupo Pastos Blancos. Se compone de flujos de lavas riolíticas a dacíticos y tobas soldadas de color rojo a café oscuro, las cuales se encuentran intruidas por la Unidad El Chollay y El León y se encuentran cubiertas, discordantemente, por la secuencia Los Tilos (Martin et al., 1999). Estas rocas, además se encuentran intercaladas por niveles volcanoclásticos que van desde areniscas a conglomerados y fanglomerados. El espesor mínimo de la secuencia varía entre 750 y 1000 metros (Martin et al., 1999). Por otro lado, la secuencia Los Tilos se compone de rocas sedimentarias y volcánicas (andesitas y riolitas), las cuales sobreyacen discordantemente al Complejo Metamórfico El Cepo y se encuentran cubiertas, también discordantemente, por la Formación Lautaro.

En la secuencia Guanaco Sonso se determinó edades K-Ar en biotita de 281 ± 6 Ma y 260 ± 6 Ma y una edad U-Pb en circón de 265.8 ± 5.6 Ma (Martin et al., 1999). En la secuencia Los Tilos se determinó una edad K-Ar en biotita de 235 ± 5 y una edad de U-Pb en circón ambigua, pero que, sin embargo, presenta una dispersión de los datos cercana la concordia entre 210 y 225 Ma (Martin et al., 1999).

Formación San Felix (Triásico Medio-Superior):

Corresponden a una secuencia sedimentaria de 5000 m de espesor formada por una sección inferior pelítico-arenosa y una sección superior arenosa-conglomerádica, las cual aflora en la vertiente oriental del valle del río del Carmen (La Puntilla), encontrándose cubiertas por los Estratos de El Verraco y en contacto por falla con los granitoides paleozoicos del Complejo Elqui. Recientemente, Padel et al. (2012) publicaron una edad U-Pb en circón (LA-ICP-MS) de $222,8\pm 2,1$ Ma para una toba intercalada en la parte superior de la secuencia.

Estratos de El Verraco (Triásico Superior-Jurásico Inferior):

En el río del Carmen, entre la localidad de Pastalito y la quebrada El Verraco, aflora una secuencia de rocas volcánicas, principalmente andesitas, con intercalaciones de brechas, conglomerados, areniscas, calizas y areniscas fosilíferas. Esta unidad se dispone concordantemente sobre la Formación San Felix y está cubierta, en aparente discordancia de erosión, por la Formación Algarrobal.

Formación La Totora (Triásico Superior-Hettangiano):

Corresponde a brechas, lavas andesíticas y tobas de cristalinas, la cual aflora entre las quebradas Guachicay y Pinte, dispuestas en discordancia de erosión sobre granitoides del Complejo Elqui e Ingaguás y cubiertas concordantemente por depósitos calcáreos marinos de la Formación Lautaro. Una edad U-Pb en circón (LA-ICP-MS) de $217,9\pm 1,4$ Ma fue publicada recientemente por Salazar et al. (2012) para esta unidad.

Formación Lautaro (Sinemuriano-Bajociano):

Secuencia sedimentaria marina formada por calizas y areniscas calcáreas que cubren a la Formación La Totorá y al basamento Paleozoico, y se encuentran cubiertas en discordancia de erosión por la Formación Algarrobal. En el área de estudio se pueden distinguir tres franjas de afloramientos: la franja Guachicay-Las Pircas, en el extremo noroccidental; la franja Pinte-Plata Alta; y la franja Cerro La Guitarra-Doña Ana al este.

Formación Algarrobal (Jurásico Medio-Superior):

Corresponde a una secuencia continental, formada por lavas andesíticas, brechas, conglomerados y areniscas con intercalaciones de rocas piroclásticas, la cual aflora a lo largo de la quebrada El Calvario y en la quebrada Vegas Negras. La secuencia se dispone en discordancia de erosión sobre la Formación Lautaro y Estratos de El Verraco, o bien, directamente sobre el basamento Paleozoico.

2.2.2 Área de Potrerillos (26° 15' - 26° 30' S)

2.2.2.1 Generalidades

Los granitoides del Paleozoico Superior-Triásico en la región de Potrerillos y El Salvador han sido agrupados en dos grandes batolitos, el Batolito Sierra Castillo y el Batolito Pedernales (Mpodozis & Cornejo, 1994), los cuales a pesar de incluir facies intrusivas afines a los plutones del Carbonífero Superior-Triásico de la Cordillera de los Andes entre 28° S (río Copiapó) y 31° S (río Grande) existen cambios notables en la evolución de ambos sistemas magmáticos (Mpodozis & Cornejo, 1994). Los Batolitos del Norte Chico (28-31° S) están formados por los productos de una sucesión de eventos, la que se inicia en el Carbonífero-Pérmico Inferior con un magmatismo asociado a subducción, posteriormente continúa con la fusión de niveles profundos de la corteza durante un período de engrosamiento cortical asociado a la “la Fase San Rafael” (Mpodozis & Kay, 1992; Llambías & Soto, 1990), cuyo magmatismo queda evidenciado en el Complejo Elqui, y finaliza en el Pérmico-Triásico con una asociación posttectónica, derivada de la fusión de niveles altos de la corteza en proceso de adelgazamiento extensional representado por el Complejo Ingaguás (Mpodozis & kay, 1992). Esta evolución en el tiempo no se reconoce en la

zona de Potrerillos, en donde se habrían emplazado en forma simultánea durante el Carbonífero-Pérmico, magmas probablemente asociados a subducción con intrusivos de origen cortical, lo cual estaría de acuerdo con la naturaleza “segmentada” propuesta por Mpodozis & Cornejo (1994) para el cinturón magmático del Paleozoico superior-Triásico de los Andes.

En este sector de la Cordillera de los Andes, la información geocronológica existente es muy escasa. No obstante, se han obtenido edades K-Ar para el Batolito Sierra Castillo comprendidas entre los 280 y 255 Ma (Mpodozis & Cornejo, 1994), las cuales son consistentes con las edades de 278 ± 4 y 270 ± 10 de acuerdo a la isócrona Rb-Sr en roca total presentadas por Halpern (1973) y Brook et al (1986) respectivamente. A su vez, las edades K-Ar obtenidas en el Batolito Pedernales se encuentran entre los 290-260 Ma (Mpodozis & Cornejo, 1994) (Tabla 2).

Tabla 2: Recopilación de edades radiométricas de rocas intrusivas y volcánicas del Paleozoico tardío al Triásico del área de Potrerillos (26° 15' - 26° 30' S).

| Método | Material | Unidad | Ubicación | Edad (Ma) | Autor |
|--------|------------|--------------------------|----------------------------|-------------|--------------------------|
| U-Pb | circón | Formación La Tabla | | 287 ± 3 | Urzua, 2009 |
| U-Pb | circón | Formación La Tabla | | 286 ± 2 | Urzua, 2009 |
| U-Pb | circón | Formación La Tabla | | 284 ± 4 | Urzua, 2009 |
| U-Pb | circón | Formación La Tabla | | 262,9 ± 2,0 | Cornejo, 2006 |
| U-Pb | circón | Formación La Tabla | | 282 ± 2 | Urzua, 2009 |
| U-Pb | circón | Formación La Tabla | | 294,2 ± 2,4 | Pollard & Taylor, 2002 |
| Ar-Ar | Horblenda | Formación La Tabla | | 267,6 ± 4,3 | Richards et al., 2001 |
| U-Pb | circón | Formación La Tabla | | 290 ± 4 | Richards et al., 1999 |
| K-Ar | Roca total | Formación La Tabla | Sierra de Argomedo | 291 ± 9 | Marinovic et al., 1995 |
| K-Ar | Horblenda | Formación La Tabla | N de Cerros de Providencia | 268 ± 11 | Marinovic et al., 1995 |
| K-Ar | Biotita | Formación La Tabla | E de Pampa loreto | 239 ± 9 | Marinovic et al., 1995 |
| K-Ar | Horblenda | Formación La Tabla | | 265 ± 10 | Marinovic et al., 1995 |
| K-Ar | Biotita | Batolito Sierra Castillo | | 280-255 Ma | Mpodozis & Cornejo, 1994 |
| Rb-Sr | Roca total | Batolito Sierra Castillo | | 278 ± 4 | Brook et al., 1986 |
| Rb-Sr | Roca total | Batolito Sierra Castillo | Quebrada Doña Inés | 270 ± 10 | Halpern, 1973 |
| K-Ar | Horblenda | Batolito Pedernales | | 261 ± 6 | Mpodozis & Cornejo, 1993 |
| K-Ar | Biotita | Batolito Pedernales | | 283 ± 7 | Mpodozis & Cornejo, 1993 |
| K-Ar | Biotita | Batolito Pedernales | | 295 ± 7 | Mpodozis & Cornejo, 1993 |
| K-Ar | Biotita | Batolito Pedernales | | 298 ± 7 | Mpodozis & Cornejo, 1993 |
| K-Ar | Biotita | Batolito Pedernales | | 256 ± 6 | Mpodozis & Cornejo, 1993 |
| K-Ar | Biotita | Batolito Pedernales | | 293 ± 7 | Mpodozis & Cornejo, 1993 |
| K-Ar | Biotita | Batolito Pedernales | | 267 ± 6 | Mpodozis & Cornejo, 1993 |
| K-Ar | Biotita | Batolito Pedernales | | 272 ± 6 | Mpodozis & Cornejo, 1993 |
| Rb-Sr | Biotita | Batolito Pedernales | Zona de la Ola | 234 ± 2 | Brook et al., 1986 |

En esta área de la Cordillera de los Andes la geología está fuertemente caracterizada por la presencia de rocas plutónicas agrupadas en el Batolito Pedernales, las cuales comprenden edades desde el Carbonífero Superior al Pérmico Inferior, y por una secuencia volcánica ácida del Carbonífero Superior-Pérmico (Formación la Tabla). Además, se reconoce una secuencia sedimentaria del Devónico-Carbonífero?, denominada Formación Chinchas (Bell, 1995; Mercado, 1982). El Triásico se encuentra ausente en esta parte del área de estudio, por lo que los granitoides del Pérmico se encuentran cubiertos inmediatamente por secuencias jurásicas (Formación Montandón), las cuales representan una sedimentación marina. Esta ausencia de rocas del periodo Triásico no se presenta hacia el norte de El Salvador, donde los granitoides del Pérmico se encuentran cubiertos por la Formación Quebrada del Salitre del Triásico Medio-Superior (Figura 3).

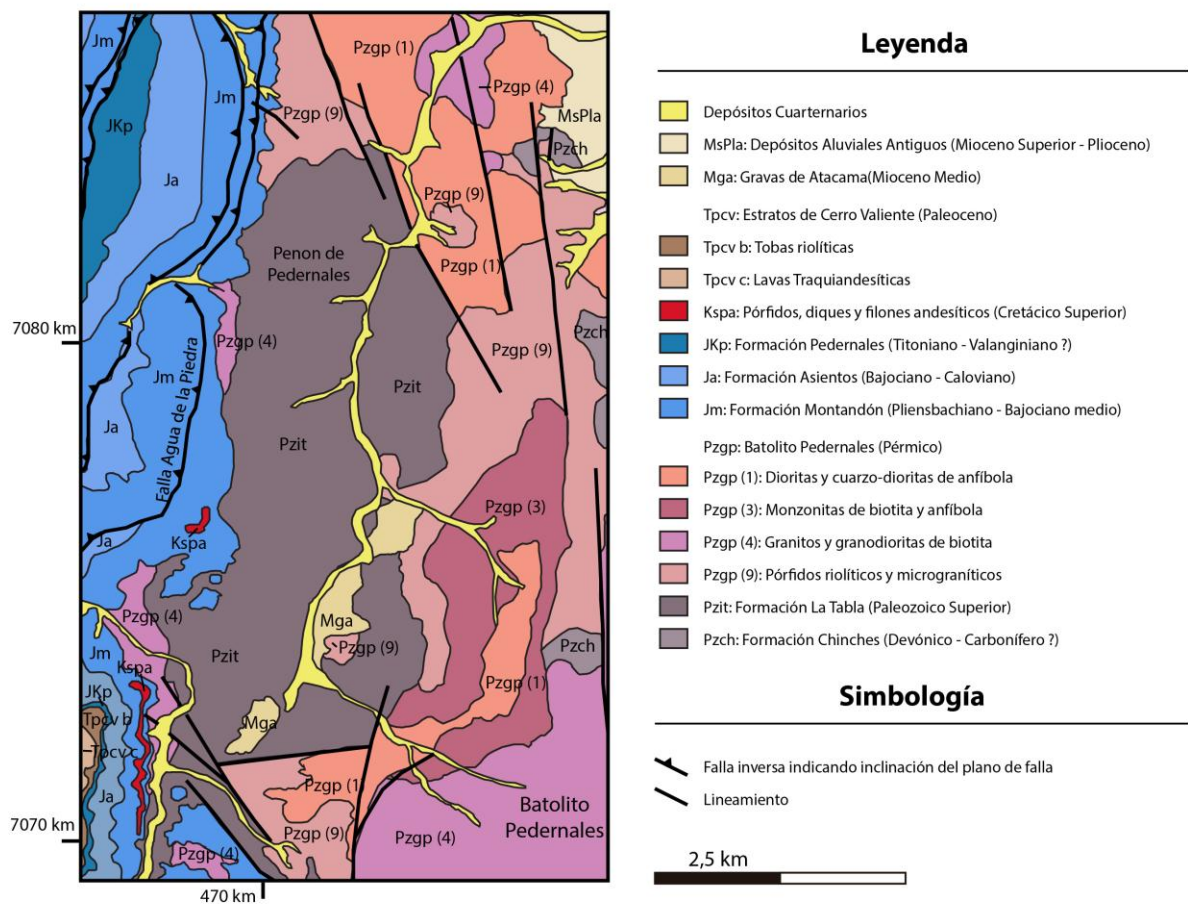


Figura 3: Mapa geológico del área de Potrerillos de la Cordillera de Domeyko (26° 15' - 26° 30' S), modificado de la Hoja Potrerillos (Tomlinson et al., 1999).

2.2.2.2 Rocas plutónicas del Paleozoico superior

Batolito Pedernales (Pérmico):

Complejo intrusivo multiplutonico, el cual se extiende al suroeste del Salar de de Pedernales, desde la sierra El Bórax hasta las nacientes de la quebrada Pastos Largos (Hoja Salar de Maricunga). Intruye a la Formación Chinchas y, en su borde occidental, a la Formación La Tabla. En aquel lugar, se encuentra cubierto por las calizas de la Formación Montandón. El batolito, según Cornejo et al. (1993), está formado por rocas calcoalcalinas, agrupadas en nueve facies: dioritas y dioritas cuacíferas de anfíbola, granodioritas de anfíbola y biotita, monzonitas de biotita y anfíbola de grano grueso, granitos y granodioritas leucocráticas de grano grueso, granitos leucocráticos rosados, granito gráfico de Sierra El Bórax, granito leucocrático blanco, pórfido microgranodiorítico de horblenda y pórfidos riolíticos y micrograníticos.

2.2.2.3 Secuencias volcánicas y sedimentarias del Paleozoico Superior-Jurásico

Formación La Tabla (Paleozoico Superior):

Secuencia de tobas y brechas riolíticas y andesíticas macizas, de color gris rojizo a verdoso, con rasgos débiles de estratificación y con una potencia total estimada de 800 a 1000 m (Marinovic et al., 1995). La Formación La Tabla se encuentra intruida por pórfidos graníticos y riolíticos rojos, pertenecientes al Batolito Pedernales, como también por otras facies de granitoides más gruesos del Pérmico.

En la Formación La Tabla se han obtenido cuatro edades K-Ar: 291 ± 9 Ma, 268 ± 11 Ma, 239 ± 9 Ma y 265 ± 10 Ma (Marinovic et al., 1995) y edades isotópicas U-Pb en circón comprendidas entre los 262 a 290 Ma que corresponden al Pérmico (Richards et al., 1999; Pollard & Taylor, 2002; Cornejo et al., 2006; Urzúa, 2009).

Formación Chinchas (Devónico-Carbonífero?):

Secuencia sedimentaria, de origen fluvio-lacustre, compuesta por una alternancia de areniscas macizas y lutitas micáceas de color gris oscuro. Su base no está expuesta y se encuentra intruida por diferentes facies del Batolito Pedernales.

Formación Montandón (Pliensbachiano-Bajociano Medio):

Secuencia de calizas y calcilitas fosilíferas, en parte bituminosas, finamente laminadas, de color gris a gris oscuro. En el curso inferior de la Quebrada Asientos alcanza un espesor cercano a 1250 m, disminuyendo a 400 m en su sección tipo, nacientes de la misma quebrada, y a menos de 200 m, en el lado sur del Batolito Pedernales. En la quebrada Asientos, la formación se apoya, a través de un conglomerado transgresivo, sobre granitoides Pérmicos.

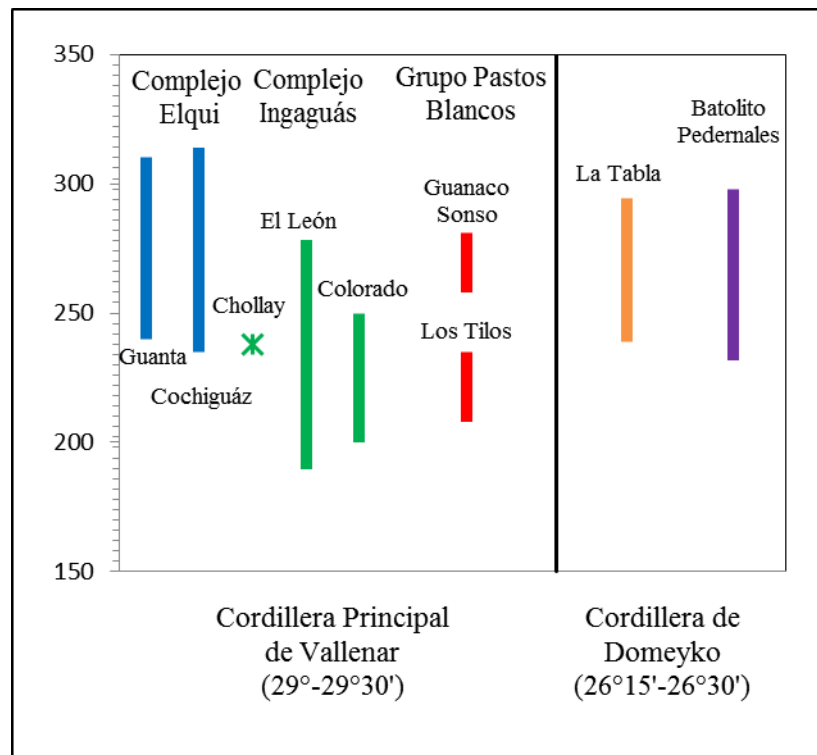


Figura 4: Cuadro comparativo de edades de las rocas ígneas del Paleozoico tardío al Triásico de las dos áreas estudiadas. La fuente de los datos aparece en las tablas 1 y 2.

3 Petrografía

Las rocas estudiadas corresponden a rocas plutónicas y volcánicas (lavas y tobas) cuyas muestras fueron recolectadas en diversas zonas de la Cordillera Principal de Vallenar y de la Cordillera de Domeyko en la zona de Potrerillos. La ubicación de cada muestra se detalla en el Anexo A.

Las descripciones petrográficas y las fotomicrografías representativas de cada muestra se encuentran detalladas en el Anexo B.

Las unidades que se detallan a continuación fueron definidas en base a estudios anteriores (Nasi et al., 1985; Mpodozis & Kay, 1990, 1992; Martin et al., 1999; Tomilson et al., 1999; Marinovic et al., 1995) y trabajo en terreno.

3.1 Rocas del Carbonífero-Pérmico (323-264 Ma)

3.1.1 Rocas plutónicas

3.1.1.1 *Unidad Guanta*

Esta unidad está formada por granodioritas de horblenda y sienogranitos de biotita (muestras CHY-6 y CHY-9). Estas rocas presentan textura fanerítica inequigranular de grano medio (0,2-4 mm). Las fases minerales presentes corresponde a plagioclasa, que se manifiesta como cristales subhedrales a euhedrales tabulares, cuarzo como cristales anhedrales, los cuales en algunos casos se pueden observar con bordes aserrados y bordes de reabsorción, y por último feldespato potásico como cristales subhedrales a euhedrales tabulares en su variedad ortoclasa. Los cristales de plagioclasa y feldespato potásico se encuentran alterados a sericita y arcillas. En tanto, los minerales máficos de estas rocas se encuentran en su mayoría indiferenciados, pues solo se observan relictos que han sido reemplazados totalmente por clorita, epidota u opacos. Sin embargo, en el caso de las granodioritas se observan además cristales de horblenda marcadamente pleocroicos y en el caso de los sienogranitos, cristales de biotita alterados a opacos.

3.1.1.2 Unidad Cochiguáz

Esta unidad está compuesta por monzogranitos de biotita y monzogranitos de dos micas (biotita ± moscovita) (muestra CHY-5 y CHY-7), los cuales presentan textura fanerítica inequigranular de grano medio. Están formados por cristales de cuarzo, feldespato potásico en su variedad de ortoclasa y microclina, plagioclasa y biotita. Como rasgos texturales característicos destacan las texturas de "Patchy zoning" en plagioclasa y el desarrollo generalizado de ortoclasa perítica. En forma subordinada se observa una textura pokilitica, en donde cristales de plagioclasa se encuentran encerrados por cristales de ortoclasa, y también cristales de ortoclasa y plagioclasa encerrados por cristales de cuarzo.

Los cristales de moscovita se presentan ya sea subhedrales a euhedrales laminares, de ~2 mm, y también como cristales de menor tamaño (0,5 mm) en forma de "agujas" dispuestos a lo largo de los planos de clivaje de la plagioclasa y la ortoclasa. Además, también existen cristales de moscovita de origen secundario, los cuales se presentan reemplazando a la biotita primaria.

Entre los minerales secundarios se encuentra clorita, epidota, sericita, arcillas y opacos.

3.1.1.3 Unidad Batolito Pedernales

Está formada principalmente por monzogranitos de biotita y monzodioritas cuarcíferas de hornblenda (muestras CHY-12, CHY-23, CHY-24). Estas rocas presentan una textura fanerítica inequigranular de grano medio (0,5-4 mm), constituida por plagioclasa ocasionalmente zonadas, feldespato potásico en su variedad ortoclasa y microclina, cuarzo y biotita (levemente alterada a clorita). Se destaca el desarrollo generalizado de textura perítica en ortoclasa y el desarrollo en algunos cristales de una textura poikilitica en donde cristales de plagioclasa y feldespato potásico se encuentran encerrados por cristales de cuarzo, y cristales de hornblenda y biotita encerrados por cristales de plagioclasa.

Respecto mineralogía máfica, todas estas rocas presentan cristales de biotita (2-8%), los cuales ocurren como cristales subhedrales a euhedrales laminares de 0,2-1 mm. En particular, las monzodioritas cuarcíferas de hornblenda, como su nombre lo dice, presentan hornblenda como mineral máfico predominante (17%), el cual ocurre como cristales subhedrales a anhedrales

prismáticos de 0,5-3 mm, alterados intensamente a clorita, con menor epidota y opacos. En los monzogranitos de biotita, en ocasiones, se observan escasos cristales de moscovita y horblenda, los cuales se observan levemente cloritizados. También existen cristales de moscovita de origen secundario, los cuales se presentan reemplazando a la biotita primaria

Entre los minerales secundarios se encuentra clorita, epidota, sericita, arcillas y opacos y en algunas muestras se observa un agregado cristalino de cuarzo, los cuales se disponen ocupando espacios intersticiales entre los grandes cristales de origen más temprano.

También en esta unidad se incluye un dique andesítico porfírico (muestra CHY-16) con alrededor de un 30% de fenocristales de plagioclasa de hasta 4 mm y feldespato potásico de hasta 2 mm, inmersos en una masa fundamental de microlitos de plagioclasa, máficos relictos y opacos. La masa fundamental se encuentra alterada con intensidad variable a cuarzo, calcita, sericita y arcillas, y los fenocristales a sericita y arcillas.

3.1.2 Rocas volcánicas

3.1.2.1 Formación Guanaco Sonzo

Corresponden a riolitas de feldespato alcalino (muestra CHY-11), las cuales presentan una textura porfírica, con escasos fenocristales (10%) de plagioclasa subhedrales a euhedrales tabulares de hasta 3 mm, feldespato potásico subhedrales a euhedrales tabulares de hasta 3 mm, cuarzo anhedral de hasta 1,5 mm y biotita subhedral de hasta 1 mm; los cuales se encuentran inmersos en una masa fundamental felsítica, alterada a cuarzo, calcita, sericita y arcillas.

En tanto, la mineralogía secundaria que altera a los fenocristales, corresponde principalmente a sericita y arcillas.

3.1.2.2 Formación La Tabla

Secuencia de rocas volcánicas compuesta de tobas y lavas riolíticas (Muestra CHY-14, CHY-15 y CHY-17), las tobas corresponde a tobas cristalinas, las cuales presentan una textura

piroclástica constituida por fragmentos líticos de tamaño lapilli y cristales generalmente fragmentados (tamaño ceniza gruesa) de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico; ligeramente alterados a arcillas y sericita; y, ocasionalmente, se observan fragmentos juveniles (pómez), los que se encuentran alterados por cúmulos de agregados finos de cristales de cuarzo.

La matriz de esta rocas se compone de un agregado muy fino (0,1 mm) de cristales de cuarzo y feldespato potásico, el cual es posible que sea producto de una alteración posterior.

Dentro de los fragmentos líticos, es posible distinguir en algunos casos, una textura porfírica con escasa presencia de fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y horblenda, mientras que otros se encuentran totalmente reemplazados a arcillas, opacos y cuarzo, por lo que es imposible distinguir texturas primarias.

Las lavas corresponde a riolitas bandeadas (muestra CHY-22), las cuales presentan una textura porfírica de grano medio (0,5-2 mm), constituida por escasos fenocristales de plagioclasa y ortoclasa inmersos en una masa fundamental con intercalaciones de bandas de grano muy fino de cristales de cuarzo y feldespato potásico (textura felsítica), con bandas de grano más grueso de cristales de cuarzo. Se destaca el desarrollo generalizado de textura peritítica en los fenocristales de ortoclasa.

Cabe destacar que el bandeamiento de estas rocas se produce por la intercalación de bandas de 1 mm aproximadamente, diferenciadas por el tamaño de cristales.

Se reconocen cristales de epidota, opacos, sericita y arcillas como mineralogía secundaria.

3.2 Rocas del Triásico (232-221 Ma)

3.2.1 Rocas plutónicas

3.2.1.1 *Unidad Colorado*

Esta unidad está formada por sienogranitos (muestra CHY-3). Estas rocas presentan textura fanerítica inequigranular de grano medio (0,5-2 mm). Las fases minerales presentes corresponden a plagioclasa, que se manifiesta como cristales subhedrales a euhedrales tabulares; cuarzo, como cristales anhedrales, los cuales en algunos casos se pueden observar con bordes de

reabsorción; y por último, feldespato potásico como cristales subhedrales a euhedrales tabulares en su variedad ortoclasa. Los cristales de plagioclasa y feldespato potásico se encuentran alterados a arcillas y a opacos.

Se destaca el desarrollo generalizado de textura perítica en ortoclasa y el desarrollo de intercrecimiento gráfico entre cristales de cuarzo y ortoclasa.

3.2.2 Rocas volcánicas

3.2.2.1 Formación Los Tilos

Comprende una sucesión volcánica compuesta por lavas y tobas (muestra CHY-1, CHY-2 y CHY-10). Las lavas corresponden a riolitas bandeadas, de textura porfírica, con fenocristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa y feldespato potásico, alterados generalmente a calcita y arcillas; inmersos en una masa fundamental compuesta por intercalaciones de bandas de grano muy fino de cristales de cuarzo y feldespato potásico (textura felsítica), con bandas de grano más grueso de cristales de cuarzo y feldespato potásico, las cuales se encuentran alteradas levemente a calcita, arcillas y opacos. Se destaca el desarrollo de cristales radiales de polimorfos de sílice que divergen en todas direcciones a partir de un núcleo dentro de la masa fundamental.

En tanto, las tobas corresponden a tobas cristalinas, las cuales poseen una textura piroclástica, con fragmentos líticos, algunos de lavas y otros totalmente reemplazados a opacos, calcita y arcillas, imposibilitando el reconocimiento del protolito. También se observan cristales fragmentados de plagioclasa y feldespato potásico de entre 0,2-1,5 mm (tamaño ceniza gruesa) y fragmentos de vidrios aplastados (fiames).

La matriz (50%) de esta roca se compone de un agregado muy fino de cristales de cuarzo y feldespato potásico, el cual es posible que sea producto de una alteración posterior. Se observan opacos, calcita y arcillas como mineralogía secundaria.

4 Caracterización Geoquímica

En este capítulo se presentan los principales resultados y análisis de los datos geoquímicos de elementos mayores, trazas, incluyendo tierras raras de 17 muestras, además de análisis isotópicos de roca total de Rb-Sr y Sm-Nd para 11 muestras. Los análisis de elementos mayores se obtuvieron por fluorescencia de Rayos X (FRX), los elementos trazas por ICP-MS (Induced Coupled Plasma-Mass Spectrometry), ambos análisis fueron realizados en los laboratorios ACME (Acme Analytical Laboratories, Chile). Los análisis isotópicos fueron realizados por espectrometría de masas en la Universidad de Sao Paulo, Brasil. Los resultados obtenidos se encuentran disponibles en el Anexo C.

Cabe destacar que las rocas estudiadas fueron analizadas según las edades U-Pb en circón obtenidas por el profesor Francisco Munizaga con anterioridad a la realización de esta memoria, con el objetivo de poder establecer evoluciones temporales y así obtener acertados resultados. Según esto, se han propuestos tres categorías: Carbonífero (323-307 Ma), Pérmico (287-264 Ma) y Triásico (232-221Ma) (Tabla 3). Esta clasificación se realizó utilizando la Tabla Cronoestratigráfica Internacional 2012.

Tabla 3: Edades U-Pb en circones de las muestras seleccionadas para este estudio.

| Muestra | Unidad | Ma \pm 1 σ | Edad |
|---------|----------------------|---------------------|-------------|
| CHY-01 | F. Los Tilos | 224,0 \pm 1,7 | Triásico |
| CHY-02 | F. Los Tilos | 221,6 \pm 1,7 | |
| CHY-03 | U. Colorados | 229,6 \pm 2,6 | |
| CHY-10 | F. Los Tilos | 232,1 \pm 2,3 | |
| CHY-07 | U. Cochiguaz | 286,3 \pm 3,1 | Pérmico |
| CHY-12 | Batolito Pedernales | 264,9 \pm 3,5 | |
| CHY-14 | F. La Tabla | 282,0 \pm 5,7 | |
| CHY-15 | F. La Tabla | 272,6 \pm 3,4 | |
| CHY-16 | Dique en F. La Tabla | 264,6 \pm 3,5 | |
| CHY-17 | F. La Tabla | 273,9 \pm 3,3 | |
| CHY-22 | F. La Tabla | 270,4 \pm 2,3 | |
| CHY-23 | Batolito Pedernales | 280,6 \pm 2,1 | |
| CHY-24 | Batolito Pedernales | 287,0 \pm 2,1 | Carbonífero |
| CHY-05 | U. Cochiguaz | 315,7 \pm 2,3 | |
| CHY-06 | U. Guanta | 307,1 \pm 2,4 | |
| CHY-09 | U. Guanta | 311,9 \pm 3,0 | |
| CHY-11 | F. Guanaco Sonzo | 323,1 \pm 2,9 | |

4.1 Clasificación

Los elementos mayores han sido normalizados al 100% sobre una base anhidra y el Fe_2O_{3T} fue transformado a FeO_T , mediante la ecuación:

$$FeO_T = FeO + 0.8998 * Fe_2O_{3T}$$

Las rocas estudiadas constituyen un conjunto síliceo que abarca un contenido de SiO_2 (%wt) entre 63,18 y 77,28%. En particular las rocas plutónicas tienen rangos de sílice entre 63,18 y 77,28%, las rocas volcánicas rangos entre 69,86 y 76,31% y las piroclásticas entre 63,65 y 74,12%. El promedio de contenido de SiO_2 de estas rocas es de 71,25% en peso y se caracterizan por contener de 12,37% a 16,96% de Al_2O_3 , de 2,51% a 5,31% de Na_2O y de K_2O entre 1,34% y 6,82%, con razones de Na_2O/K_2O entre 0,37 y 3,96%. Además, tiene valores de P_2O_5 de 0,02% a 0,23% y de MgO entre 0,03 y 3,66%.

Es importante destacar que las rocas analizadas son esencialmente de composición ácida (Figuras 5, 6 y 7), por lo que de acuerdo a su contenido de SiO_2 y de álcalis, en las rocas plutónicas (Figura 5) dominan las composiciones graníticas y solo algunas corresponden a diorita cuarcífera y diorita; mientras que en las rocas volcánicas (Figura 6), dominan las riolitas y dacitas.

Por otro lado, estas rocas subalcalinas se pueden subdividir en toleíticas y calcoalcalinas, por lo que mediante el uso del diagrama de clasificación AFM (Figura 8), se puede determinar que tanto las rocas plutónicas como volcánicas poseen una afinidad calcoalcalina. Además, utilizando el diagrama SiO_2 vs K_2O (Figura 9), se obtiene que la mayoría de las muestras siguen una tendencia calcoalcalina a calcoalcalina de Alto-K, exceptuando la muestra CHY-14, la cual se proyecta en la serie shoshonítica, exhibiendo un contenido anormalmente alto de K_2O (6,8%) en coincidencia con un contenido de Na_2O bajo. Esto puede ser atribuido a un reemplazo de Na_2O por K_2O asociado a una alteración posterior, por lo que esta muestra no será incluida dentro de la tendencia de las demás rocas.

De acuerdo al índice de saturación de aluminio (Figura 10) las rocas son esencialmente peraluminosas ($A/CNK > 1$), a excepción de cinco muestras que son metaluminosas ($A/CNK < 1$), de las cuales cuatro son de edad pérmica y una de edad triásica.

En las rocas peraluminosas, el exceso de alúmina es acomodada en minerales como moscovita, biotita rica en Al, cordierita, silimanita, andalucita, turmalina, etc., mientras que la deficiencia de alúmina en rocas metaluminosas se acomoda en minerales como hornblenda, biotita pobre en Al o titanita (Best y Christiansen, 2001). La mineralogía de las rocas estudiadas es en general típica de composiciones peraluminosas, con hornblenda y biotita como minerales máficos primarios, además de la presencia de moscovita en algunas rocas, mineral típico de rocas peraluminosas.

Las clasificaciones dadas anteriormente para las rocas estudiadas se correlacionan bastante bien con las rocas graníticas y volcánicas del Paleozoico tardío-Triásico de la Cordillera Principal (Nasi et al., 1985; Mpodozis & Kay, 1990, 1992; Mpodozis & Cornejo, 1994; Marinovic et al., 1995; Urzua, 2009) y de la Cordillera de la Costa (Parada et al., 1991, 1999). Estas poseen una composición esencialmente ácida de afinidad calcoalcalina a calcoalcalina alta en K, con carácter metaluminoso a peraluminoso. También es importante destacar, que si bien presentan características similares a las rocas de Arco del Jurásico y Cretácico Inferior, composicionalmente son bastante diferentes, pues estas últimas son considerablemente más máficas (Parada et al., 1999; Vergara & Nystrom, 1996; Morata & Aguirre, 2003).

Por otra parte, existe una serie de diagramas de discriminación para rocas graníticas, los que sugieren una determinada asociación tectónica. Al ser las rocas volcánicas parcialmente sincrónicas con las plutónicas, la información obtenida al graficar las rocas plutónicas puede ser atribuible a las rocas volcánicas. En el diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984; Figura 11), la muestra de edad triásica se ubica levemente en el campo de granitos de intraplaca; y en el diagrama de discriminación de Whalen et al. (1987; Figura 12), se proyecta en el campo de los granitos tipo A, lo cual se contrasta con la clasificación de las rocas del Carbonífero-Pérmico, las cuales se ubican en el campo de los granitos tipo S o I de Arco Volcánico.

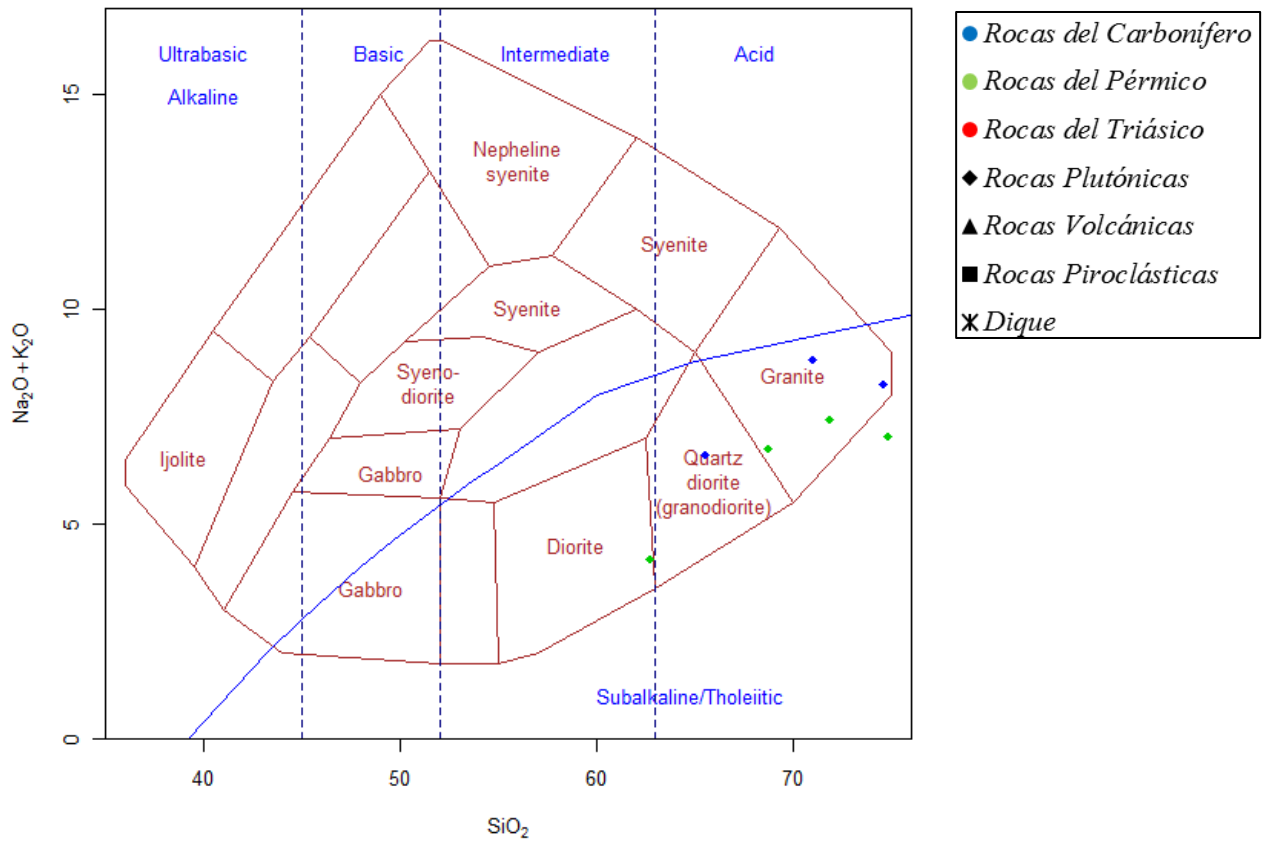


Figura 5: Diagrama de clasificación TAS ('total álcalis vs sílice', Cox et al, 1979) para las rocas plutónicas. Se indica la curva divisoria de los campos alcalino y subalcalino (Irvine y Baragar, 1971 en Rollinson, 1993).

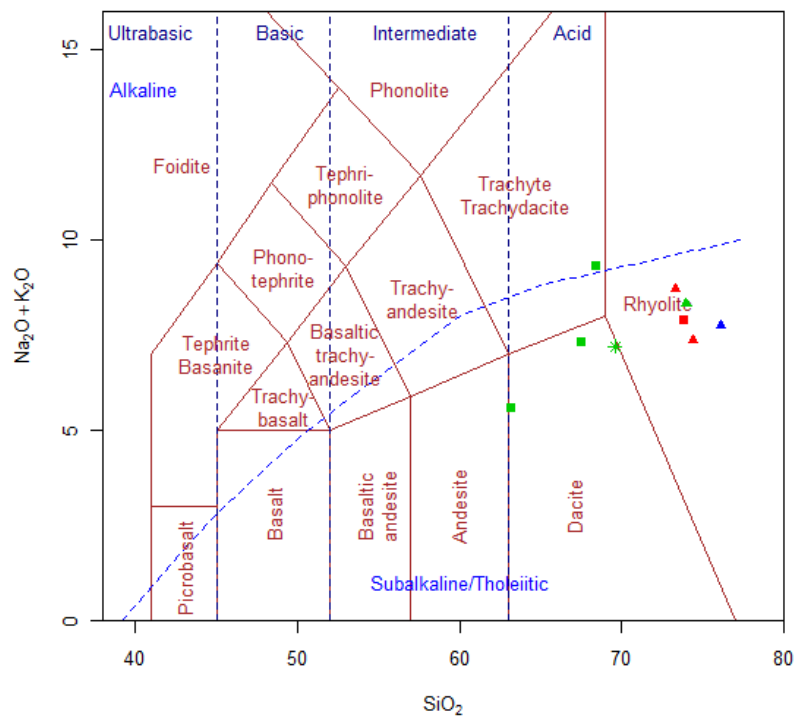


Figura 6: Diagrama de clasificación TAS ('total álcalis vs sílice', Le Bas et al, 1986) para las rocas volcánicas. Se indica la curva que separa rocas subalcalinas de rocas alcalinas (Irvine y Baragar, 1971 en Rollinson, 1993).

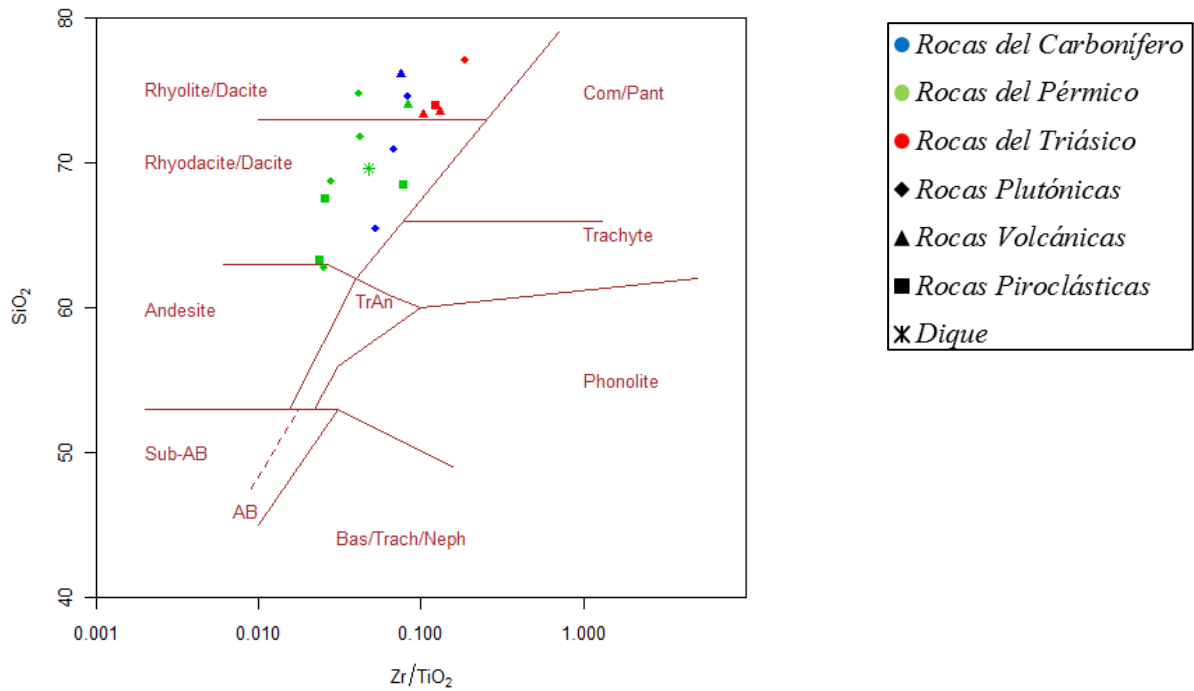


Figura 7: Diagrama de clasificación Zr/TiO₂ vs SiO₂ (Winchester & Floyd, 1977).

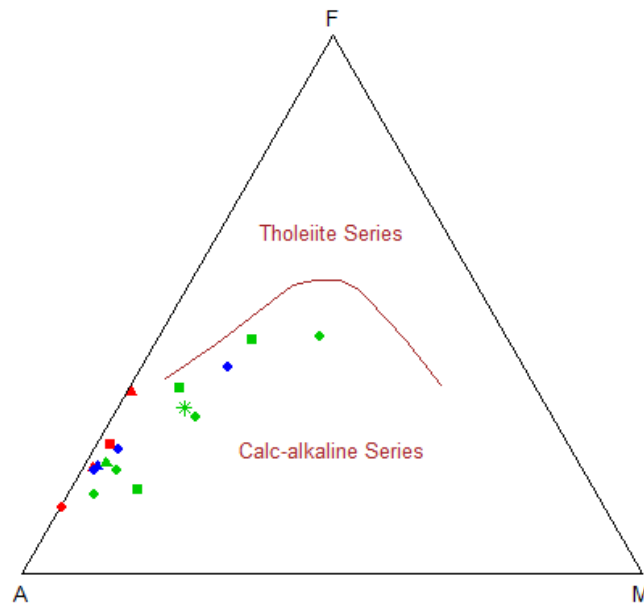


Figura 8: Diagrama de clasificación AFM (Irvine y Baragar, 1971) para rocas subalcalinas. Se muestra la curva que separa las rocas toleíticas de las calcoalcalinas,

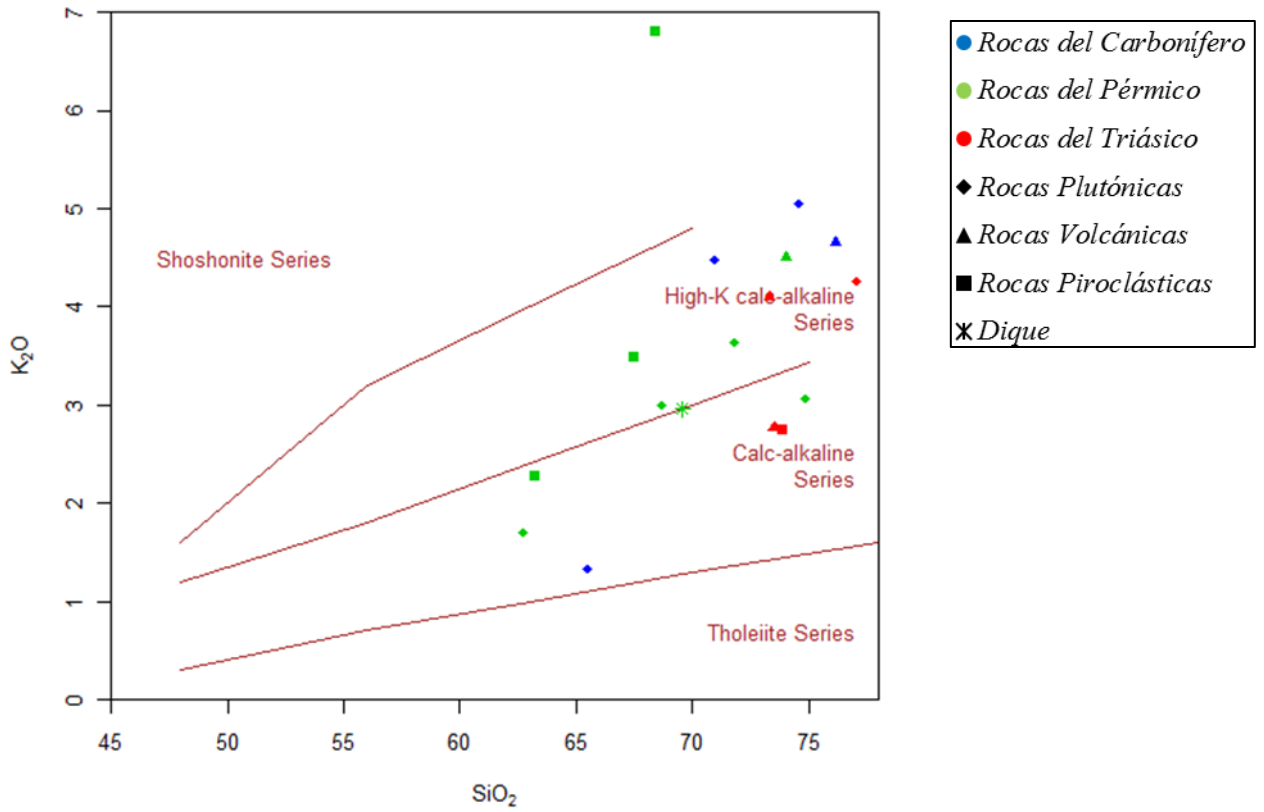


Figura 9: Diagrama SiO₂ vs K₂O (Peccerillo y Taylor, 1976) para la subdivisión de las rocas subalcalinas según K₂O v/s SiO₂.

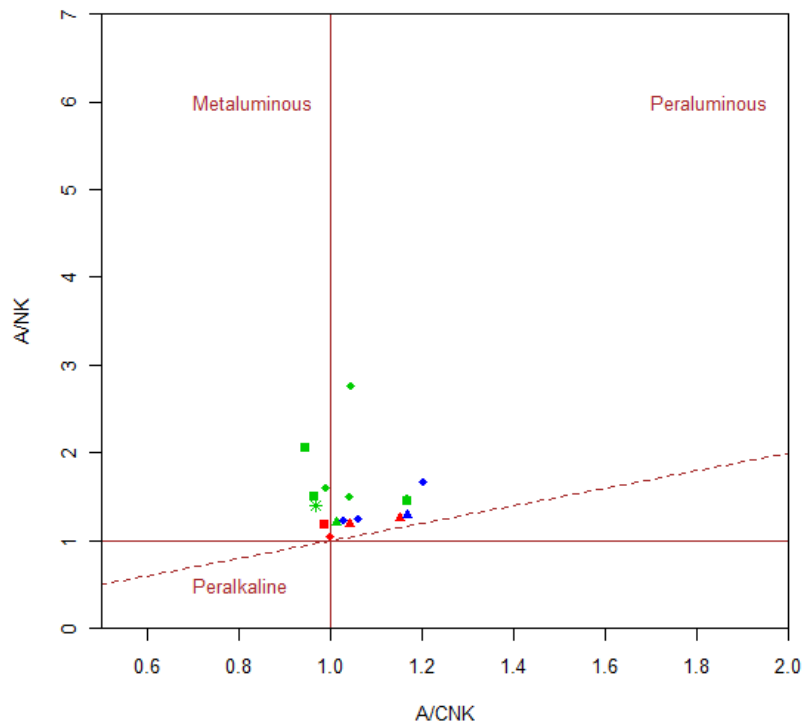


Figura 10: Diagrama $A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ [molar] versus $A/NK = Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ [molar]. Según Shand (1943).

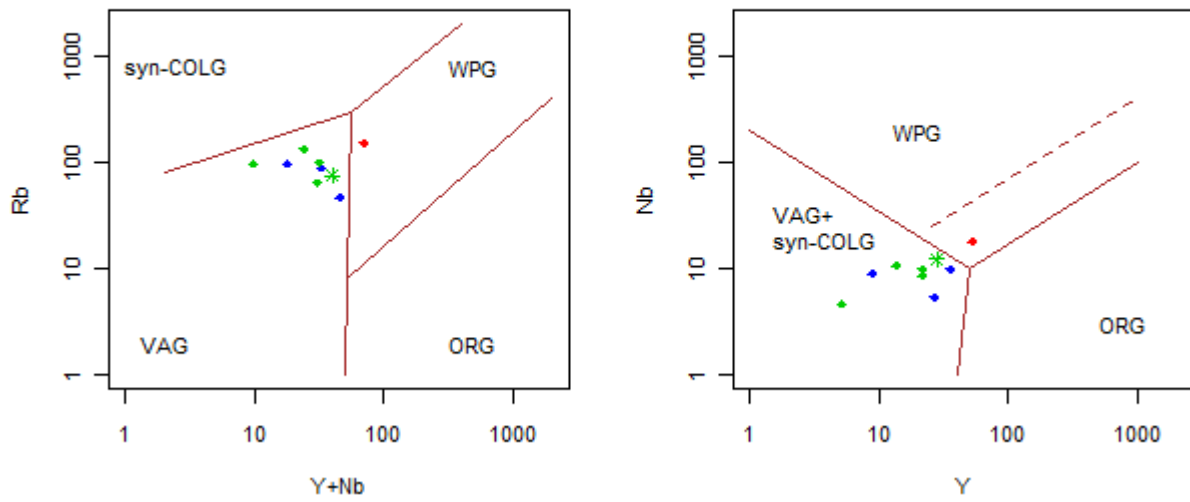


Figura 11: Diagrama de discriminación tectónica (Pearce et al., 1984).

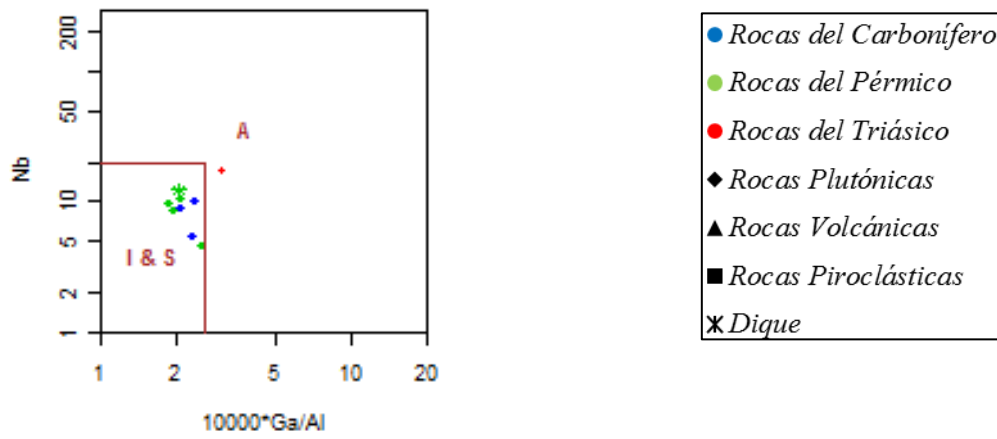


Figura 12: Diagrama de discriminación (Whalen et al., 1987).

4.2 Diagramas de variación

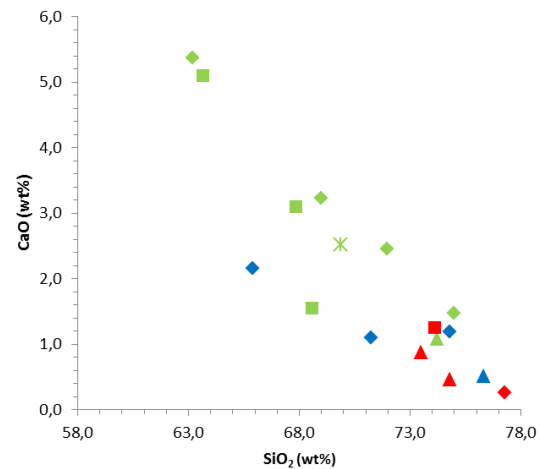
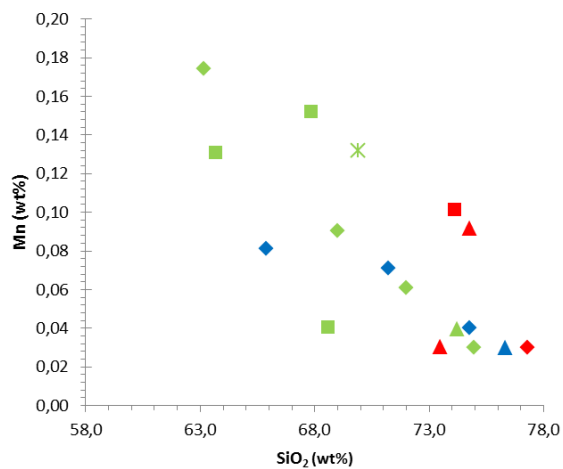
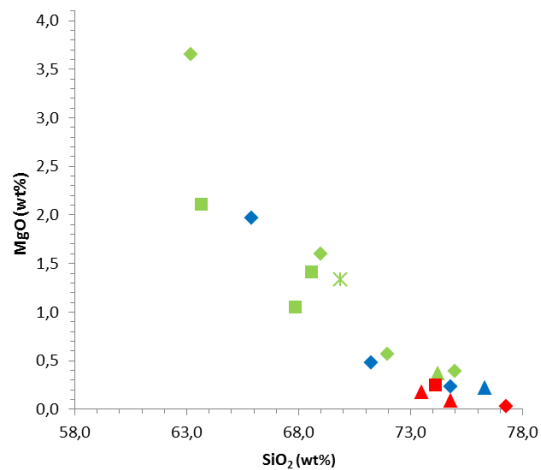
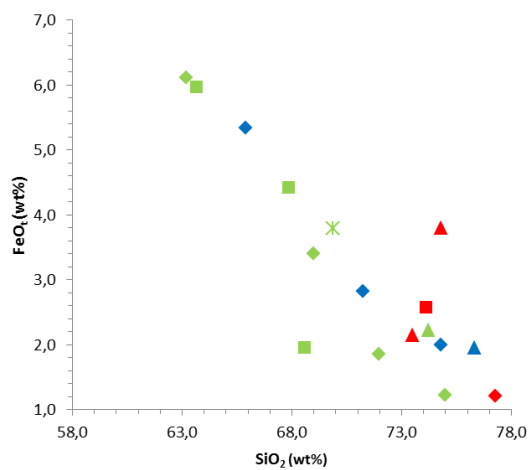
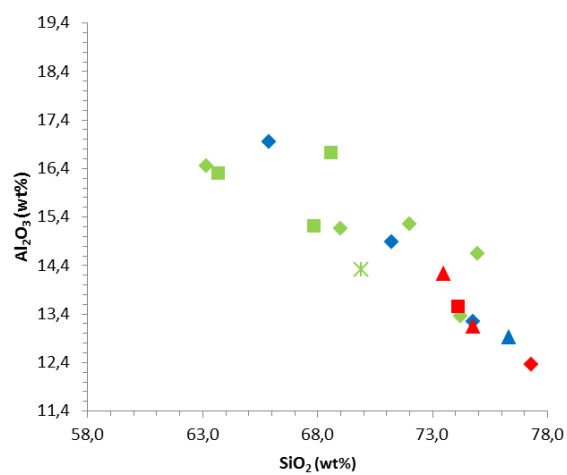
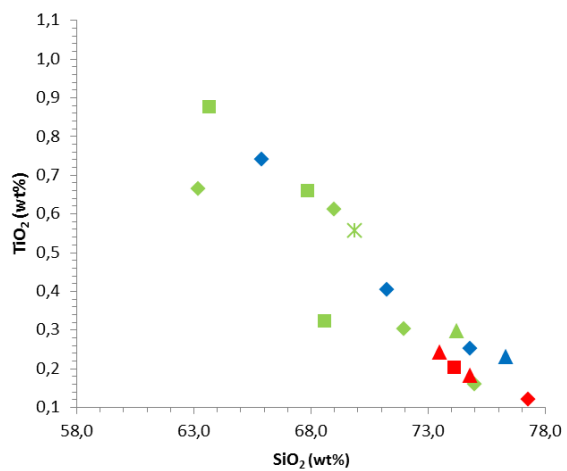
4.2.1 Elementos mayores

Los diagramas de variación son utilizados para analizar los cambios químicos de un grupo de muestras asociadas. Su uso permite analizar la concentración de elementos mayores, trazas y REE en referencia a un elemento específico, que por lo general es el sílice. Este tipo de gráfico permite establecer diferentes patrones y correlaciones entre los elementos analizados. Pese a esto, hay que tener en consideración que no es posible establecer tendencias evolutivas hasta que la relación cogenética entre las diferentes unidades no haya sido demostrada.

En la figura 13 se puede observar, en general, que tanto las rocas del Carbonífero, como las del Pérmico y del Triásico muestran una correlación negativa de sílice con TiO_2 , Al_2O_3 , FeO_t , MgO , MnO , CaO y P_2O_5 . Se puede apreciar que, comparativamente, las rocas del Triásico presentan concentraciones más bajas que las rocas de los otros periodos (Carbonífero-Pérmico).

El Al_2O_3 se presenta en altas concentraciones variando desde 12,3% a 16,9% wt. Una situación distinta ocurre con el P_2O_5 (0,02 -0,23%) y con el MgO (0,03- 0,36%), los cuales presentan bajas concentraciones. El K_2O varía de 1,3% a 6,8% en peso, presentando una correlación positiva con el sílice solo en las rocas del Carbonífero y del Pérmico, aumentando su dispersión en rocas más diferenciadas (rocas del Triásico). Finalmente para el caso del Na_2O , no se observa una correlación clara, presentando valores altos y relativamente homogéneos (entre 3% y 5%, con excepciones).

En general estos diagramas presentan una correlación lineal, lo que reflejaría, si se logra demostrar la relación cogenética entre las distintas unidades, los procesos magmáticos que han sufrido las rocas estudiadas a través de su evolución, siendo el proceso más común, la cristalización fraccionada (Rollinson ,1993).



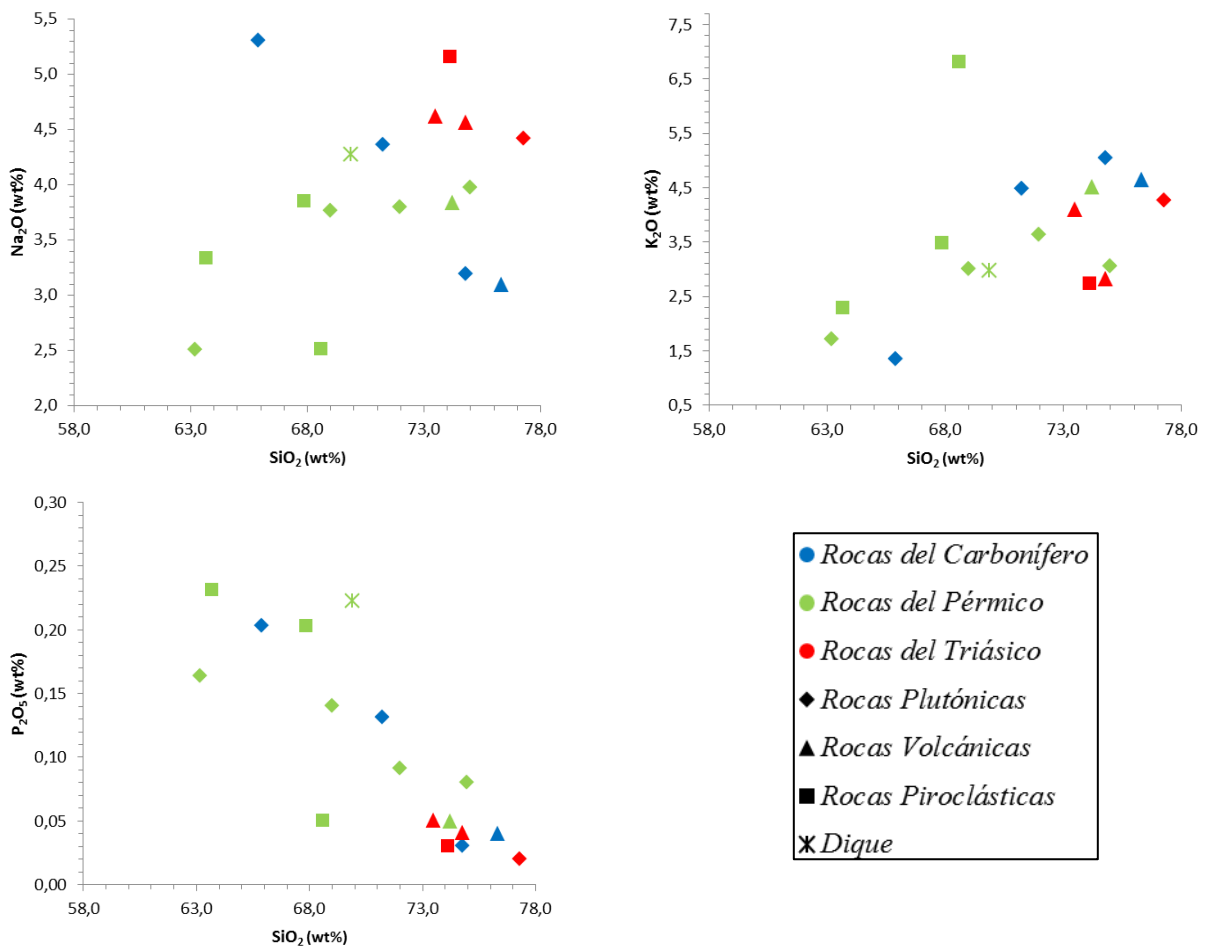


Figura 13: Diagramas de variación de elementos mayores versus sílice.

4.2.2 Elementos trazas

4.2.2.1 Elementos compatibles: Metales de transición

Los elementos que se consideran en esta subdivisión son Cr, Ni, Co, V y Sc. Estos se caracterizan por tener radio iónico pequeño y por ser relativamente bajos en carga, por lo que tienden a ser compatibles.

En general, las rocas presentan valores relativamente bajos de estos elementos (Figura 14), observándose tendencias lineales decrecientes para el V y el Co a medida que aumenta %SiO₂, contenidos relativamente constantes de Ni para el rango de SiO₂, y un comportamiento poco claro del Cr, debido a que la mayoría de las muestras presentan contenidos por debajo del límite de detección.

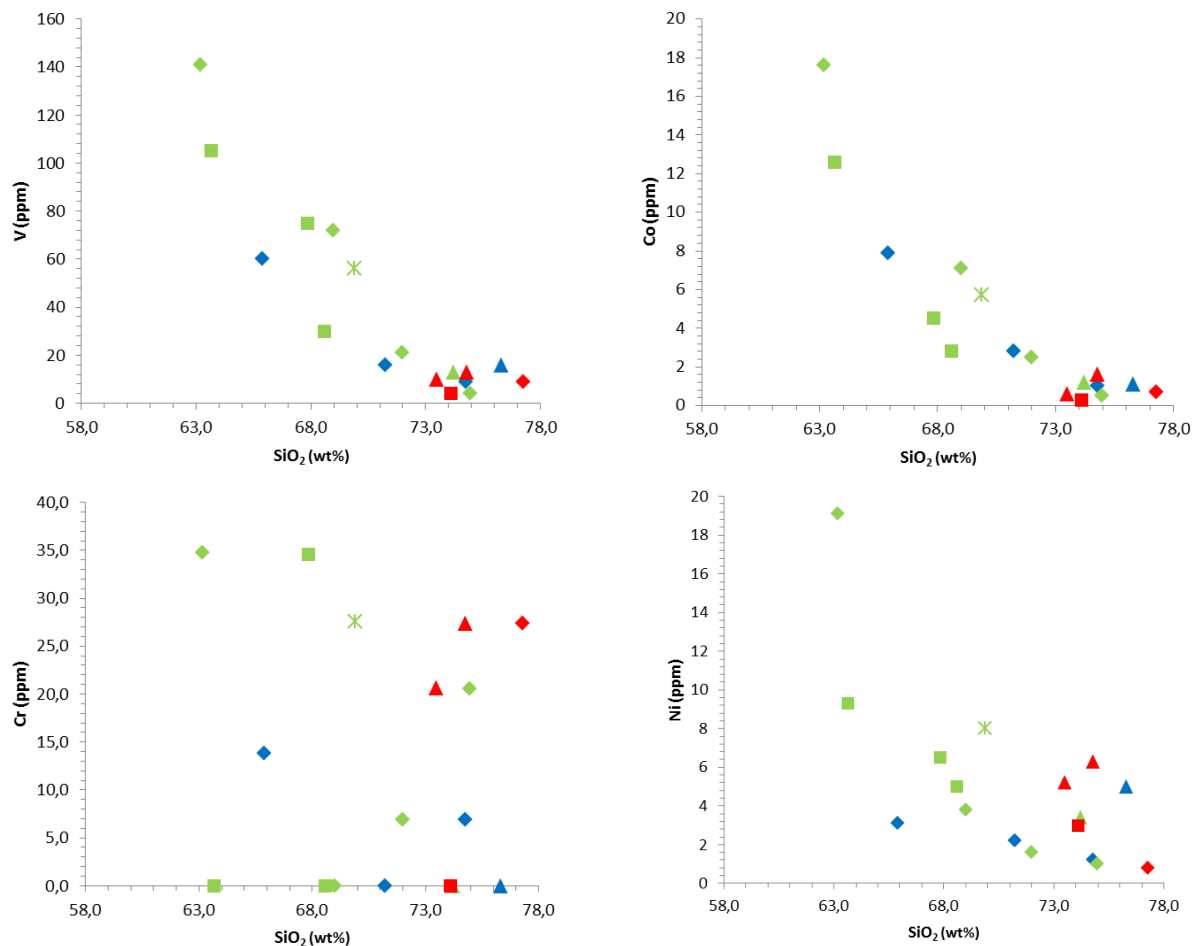


Figura 14: Diagramas de variación de elementos de transición versus sílice. Símbolos como en la Figura 12.

4.2.2.2 Elementos de Alto potencial Iónico o High Field Strenght (HFSE)

Estos elementos se caracterizan por tener un alto potencial iónico (carga/radio >2), debido a que poseen un pequeño radio y una alta carga, lo que los hace altamente incompatibles en la mayoría de las fases minerales.

En la Figura 15 se observa que los elementos incompatibles Nb y Th presentan una gran dispersión de datos por lo que no es posible realizar una adecuada correlación. Por otro lado, se observa un marcado empobrecimiento de Zr y Hf en las rocas más diferenciadas, con excepción de las rocas del Triásico, en donde se aprecia un leve enriquecimiento de Hf en las rocas más diferenciadas.

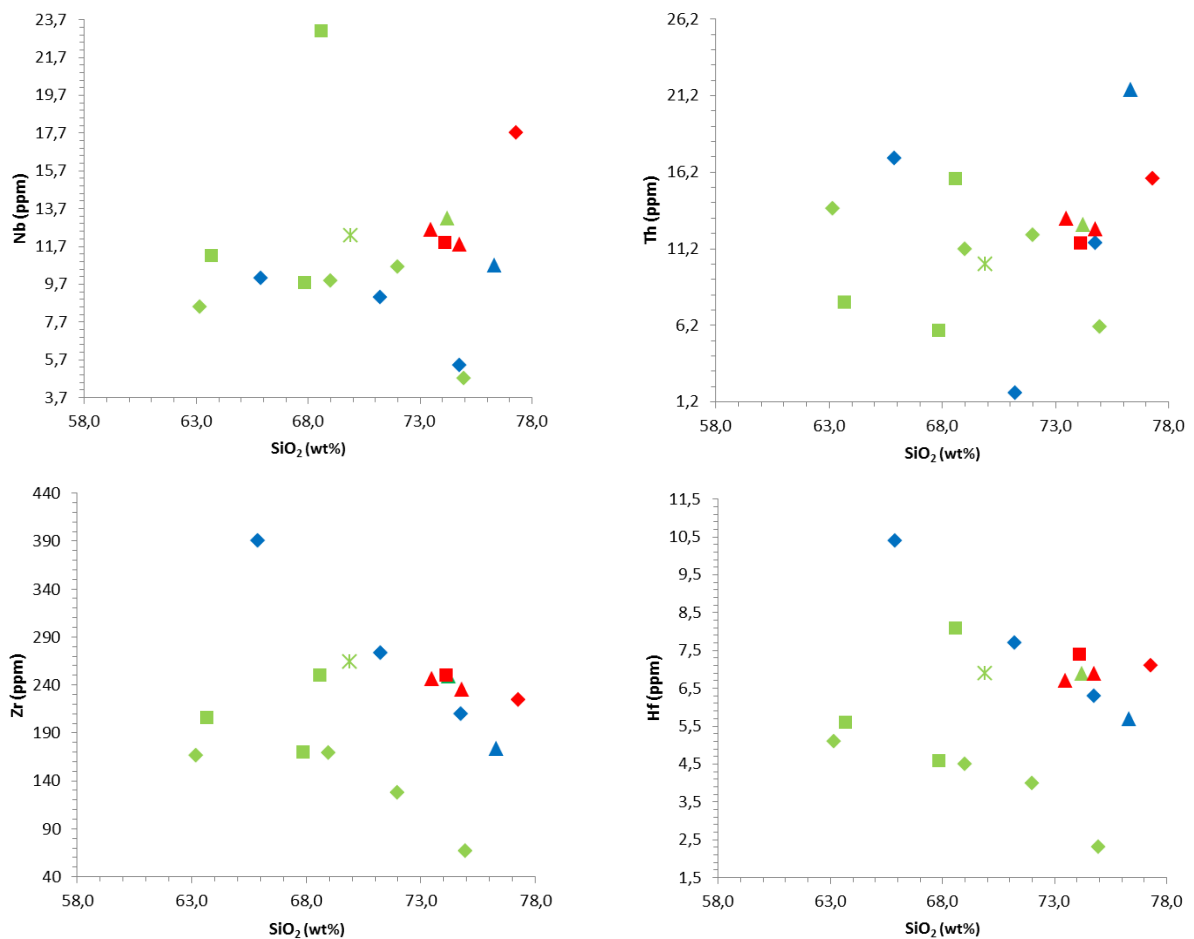


Figura 15: Diagramas de variación de HFSE versus sílice. Símbolos como en la Figura 12.

4.2.2.3 Elementos litófilos de radio iónico grande o Large Ion lithophile elements (LILE)

Los LILE se caracterizan por tener cationes con grandes radios y baja carga, es decir, bajo potencial iónico ($\text{carga}/\text{radio} < 2$). Estas características, al igual que el grupo anterior, los hacen altamente incompatibles. Estos elementos también son conocidos como “low field strength elements (LFSE).

En general se aprecia (Figura 16) un empobrecimiento de Sr y un enriquecimiento de Rb a medida que aumenta el contenido de SiO_2 para todas las edades. También es posible observar que, en general, los datos para el Ba y el Cs se encuentran muy dispersos, lo que podría explicarse por la alta movilidad de estos elementos.

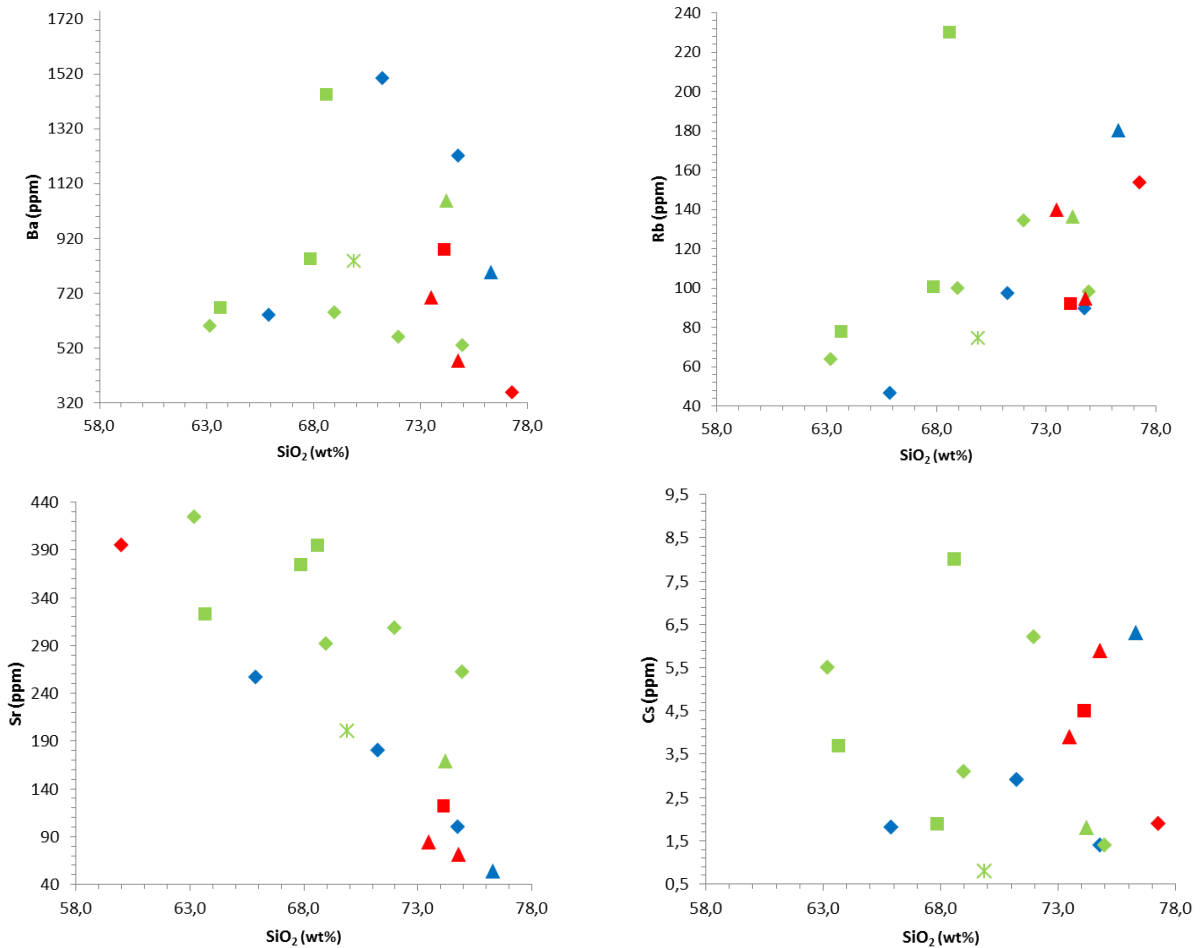


Figura 16: Diagramas de variación de LILE versus sílice. Símbolos como en la Figura 12.

4.3 Tierras raras

En general, las rocas muestran un enriquecimiento relativo de LREE con respecto a las HREE (Figuras 17, 18 y 19), con patrones de REE normalizados a condritos relativamente homogéneos y paralelos entre sí, con valores de $(La/Yb)_N = 5,26 - 38,67$, presentándose los valores más altos de esta razón en las rocas del Carbonífero, llegando a valores de 29,16 (exceptuando la muestra CHY-11 con una razón La/Yb de 6,46), y en la muestra CHY-07 del Pérmico, con una razón de 38,67. Otro valor relevante a analizar es la razón $(Sm/Yb)_N$ (Kay & Kay, 1993), la cual no varía ampliamente según la edad (1,68-5,68), pero que presenta una particularidad en la muestra CHY-07, en donde se observa una razón muy alta en comparación al resto (9,04) (tabla 4).

Por otra parte, en la Figura 17 se puede apreciar que las rocas del Carbonífero presentan anomalías negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0,41-0,58$), a excepción de la muestra CHY-9 que posee una anomalía positiva ($Eu/Eu^* = 1,72$). En el Pérmico (Figura 18), las anomalías negativas de Eu tienden a disminuir ($Eu/Eu^* = 0,55-0,92$) y, hacia el Triásico (Figura 19), las anomalías negativas tienden a ser mucho más pronunciadas ($Eu/Eu^* = 0,68-0,16$).

Los patrones de tierras raras (REE) para las rocas del Carbonífero (Figura 17) son coincidentes a los de Parada et al. (1999) para los granitoides del Complejo Santo Domingo del Carbonífero y a los de Mpodozis & Kay (1992) para la Unidad Guanta, observándose un enriquecimiento de las tierras raras livianas (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE), además de patrones cóncavos entre las MREE y las HREE, lo que indicaría que las condiciones de formación de estas rocas podrían ser las mismas.

En tanto, las rocas de edad pérmica ubicadas en el área de Potrerillos muestran patrones de REE medianamente planos ($(La/Yb)_N < 11,62$), similares al observado en las rocas de la Formación La Tabla (Urzua, 2009). Además, es importante mencionar que el granito de dos micas (muestra CHY-07), ubicado en la Cordillera Principal de Vallenar, presenta diseños de REE bastantes disímiles en comparación al resto de las muestras del área de Potrerillos, pero bastante similares a los patrones REE obtenidos por Mpodozis & Kay (1992) para la Unidad Cochiguáz (Figura 18).

Finalmente, en la Figura 19 se puede apreciar que las rocas del Triásico poseen patrones de REE similares a los que Parada et al. (1991) obtuvieron para los granitos de las unidades Tranquillay Millahue, y también a los patrones REE que Mpodozis & Kay (1992) obtuvieron para la Unidad Colorado.

Tabla 4: Valores Eu/Eu^* , $(La/Yb)_N$, $(Ce/Yb)_N$, $(Sm/Yb)_N$ e YbN para las rocas estudiados, según edad.

| Edad | Muestra | Eu/Eu^* | $(La/Yb)_N$ | $(Ce/Yb)_N$ | $(Sm/Yb)_N$ | YbN | Sum. REE |
|-------------|---------|-----------|-------------|-------------|-------------|-------|----------|
| Triásico | CHY-01 | 0,58 | 6,17 | 5,02 | 2,09 | 20,14 | 219,63 |
| | CHY-02 | 0,68 | 7,03 | 5,61 | 2,34 | 16,64 | 202,60 |
| | CHY-03 | 0,17 | 5,26 | 4,41 | 1,86 | 25,64 | 245,32 |
| | CHY-10 | 0,53 | 5,44 | 4,30 | 1,91 | 20,91 | 203,62 |
| Pérmico | CHY-07 | 0,84 | 38,67 | 29,07 | 9,04 | 1,59 | 89,60 |
| | CHY-12 | 0,77 | 7,03 | 5,49 | 1,90 | 10,86 | 123,82 |
| | CHY-14 | 0,55 | 6,94 | 5,60 | 2,08 | 26,18 | 309,29 |
| | CHY-15 | 0,92 | 8,55 | 6,54 | 2,33 | 8,68 | 118,64 |
| | CHY-16 | 0,69 | 7,22 | 5,68 | 2,03 | 13,59 | 160,55 |
| | CHY-17 | 0,82 | 6,67 | 5,22 | 2,09 | 12,41 | 140,45 |
| | CHY-22 | 0,63 | 7,62 | 5,95 | 2,00 | 14,05 | 172,95 |
| | CHY-23 | 0,75 | 11,62 | 8,63 | 2,45 | 6,73 | 113,50 |
| Carbonífero | CHY-05 | 0,58 | 15,36 | 11,45 | 3,42 | 10,91 | 248,06 |
| | CHY-06 | 0,50 | 29,16 | 21,50 | 5,68 | 12,50 | 517,48 |
| | CHY-09 | 1,72 | 19,31 | 14,10 | 4,56 | 3,09 | 88,33 |
| | CHY-11 | 0,41 | 6,46 | 4,75 | 1,68 | 19,27 | 197,83 |

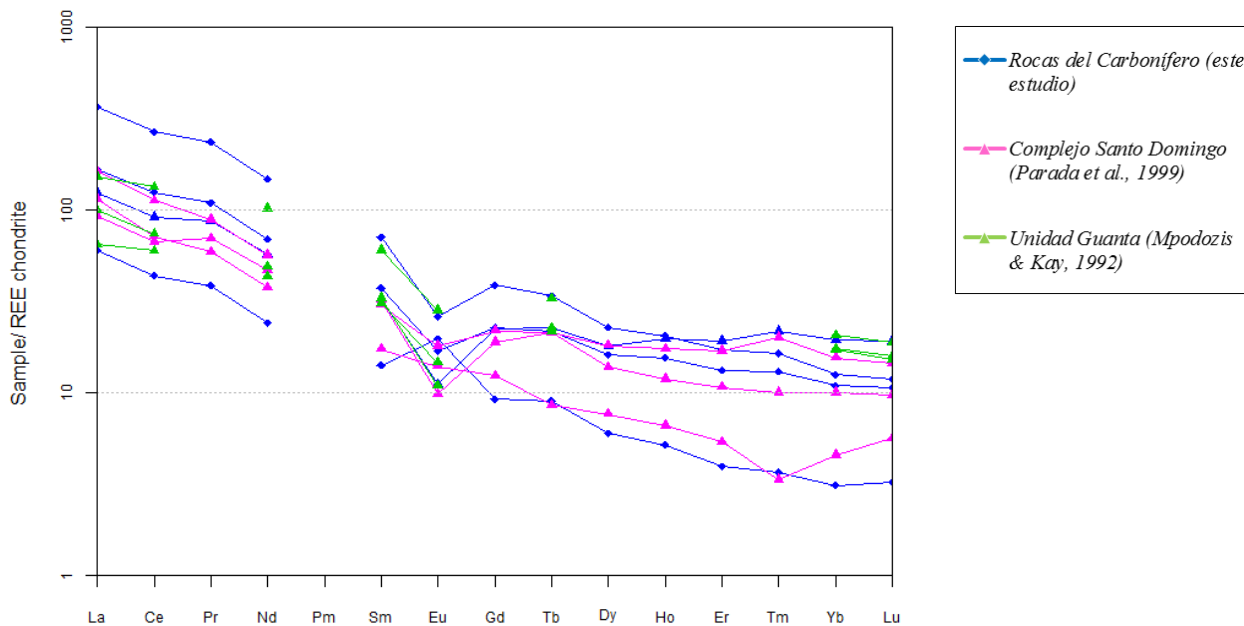


Figura 17: Diagrama de concentración de REE normalizado a Condrito (Nakamura, 1974) para las rocas del Carbonífero.

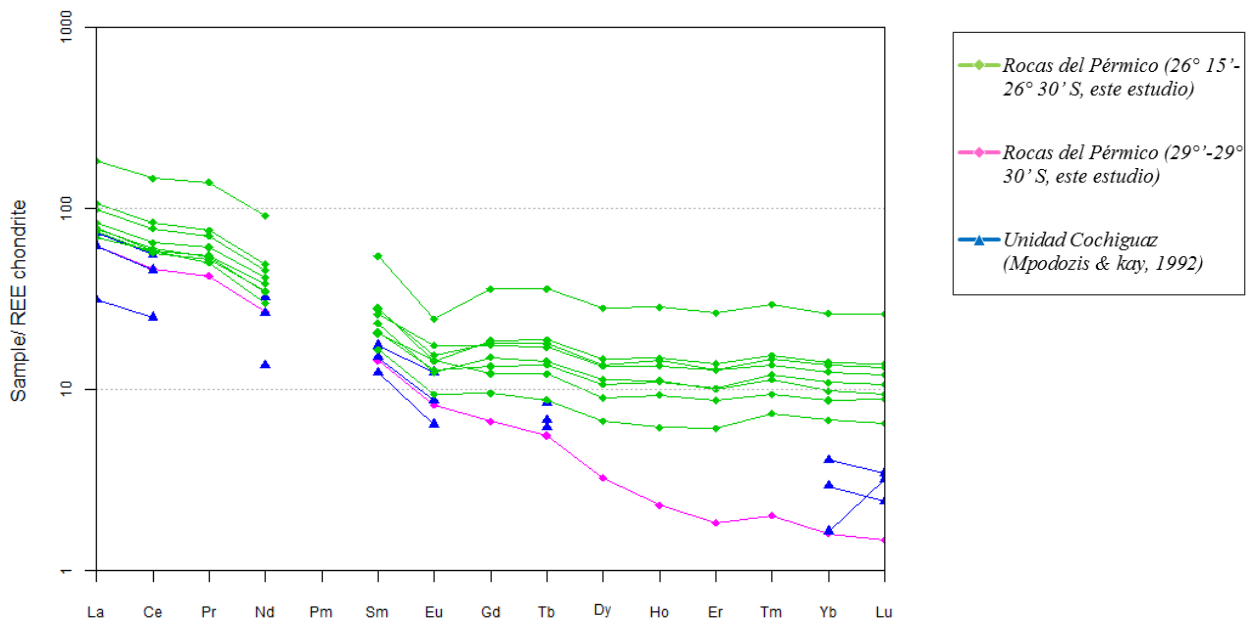


Figura 18: Diagrama de concentración de REE normalizado a Condrito (Nakamura, 1974) para las rocas del Pérmico.

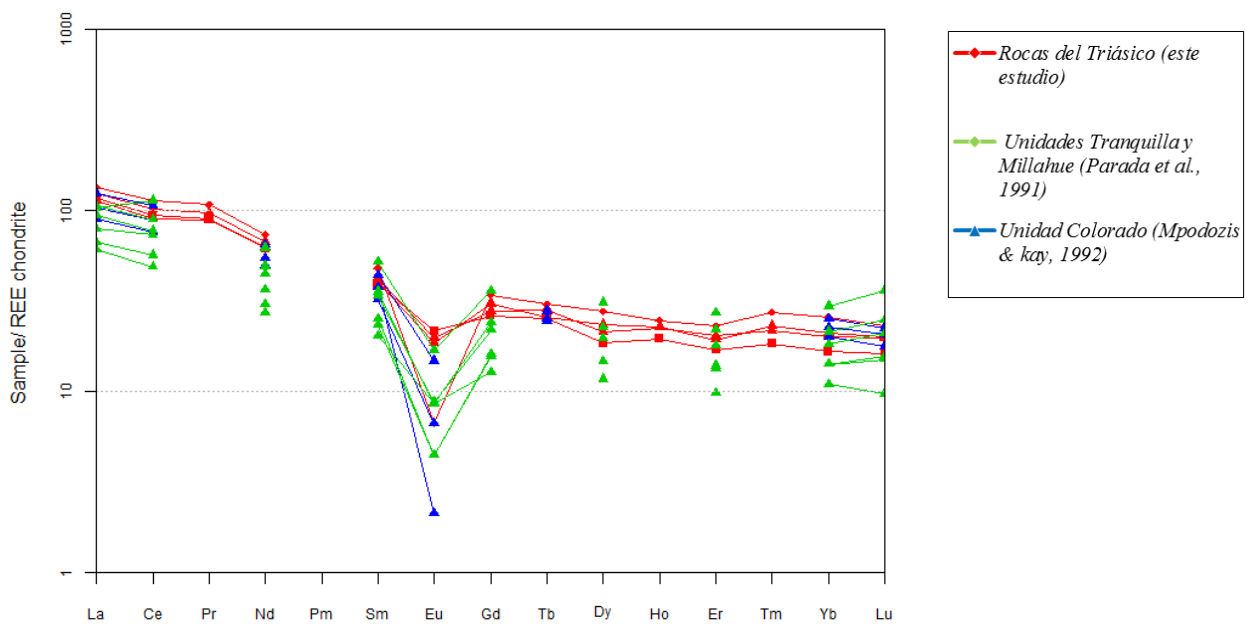


Figura 19: Diagrama de concentración de REE normalizado a Condrito (Nakamura, 1974) para las rocas del Triásico

4.4 Diagramas multielementos

En las Figuras 20, 21 y 22 se muestran los diagramas multielementos normalizados a MORB, propuesto por (Pearce, 1983). Se observa que, en general, el patrón de los elementos es relativamente homogéneo en todas las rocas, caracterizado por un enriquecimiento de elementos móviles (K, Rb y Ba) con respecto a los elementos inmóviles (Y, Hf, Zr, Ti, Nb y Ta), lo cual puede ser interpretado como producto de la acción de fluidos acuosos, pero también puede ser indicativo como producto de la contaminación cortical de magmas (Rollinson, 1993). Además, todas las muestras destacan anomalías negativas de P_2O_5 , TiO_2 , Nb, Ta y Sr, lo que podría estar controlado por fraccionamiento de apatito, ilmenita, rutilo, esfeno y plagioclasa respectivamente. El enriquecimiento de los LILE con respecto a los HFSE, y las anomalías negativas de Nb-Ta, exhiben un típico patrón de magmatismo de arco volcánico (Best, 2003; Pearce & Peate, 1995), el cual podría estar asociado a un ambiente de subducción (Wilson, 1989).

Es importante destacar que estas rocas al ser muy diferenciadas, no evidencian necesariamente características de la fuente sino de los procesos de diferenciación posteriores, es por esto que se propone dar prioridad a los análisis efectuados para los diagramas de REE, las cuales se caracterizan por ser relativamente inmóviles y tener una baja solubilidad, lo que permite asumir que los procesos post magmáticos no tienen mayor efecto en el contenido de REE.

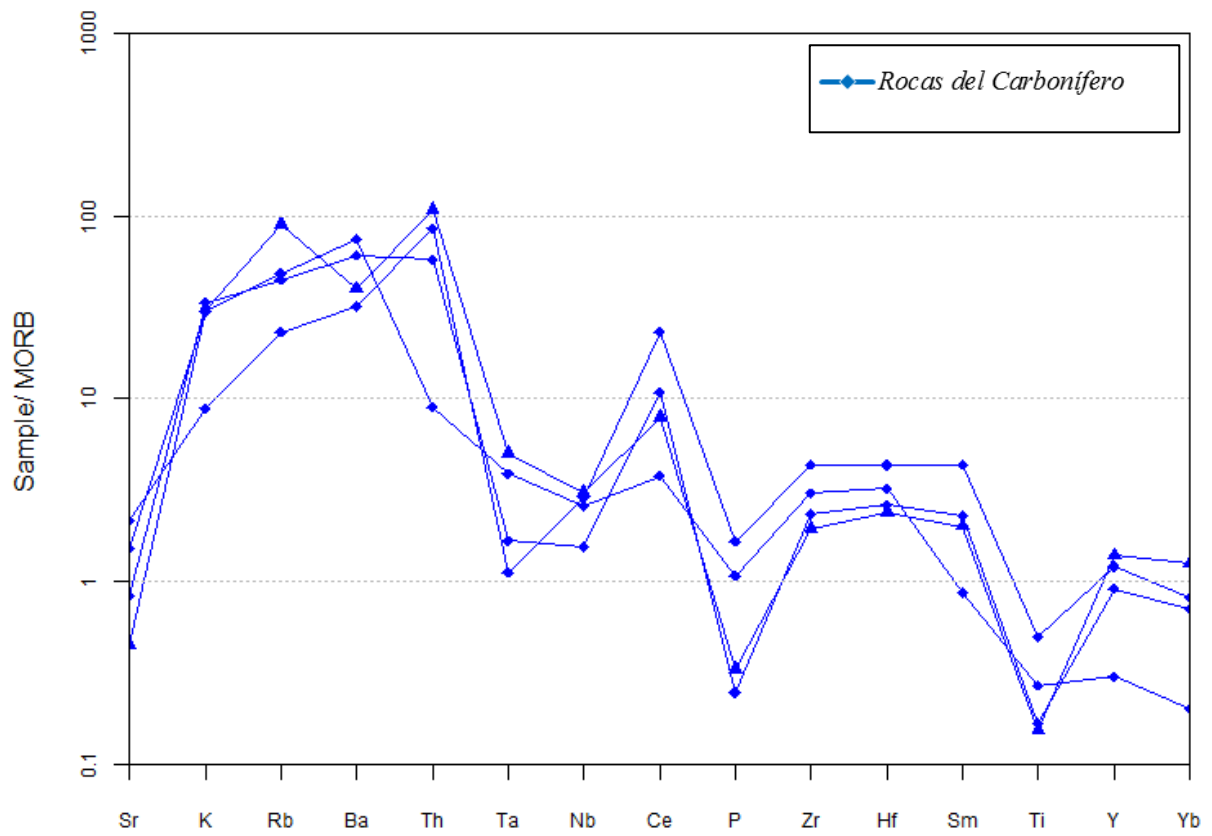


Figura 20: Diagrama multielementos normalizado a MORB (Pearce, 1983) para las rocas del Carbonífero de este estudio.

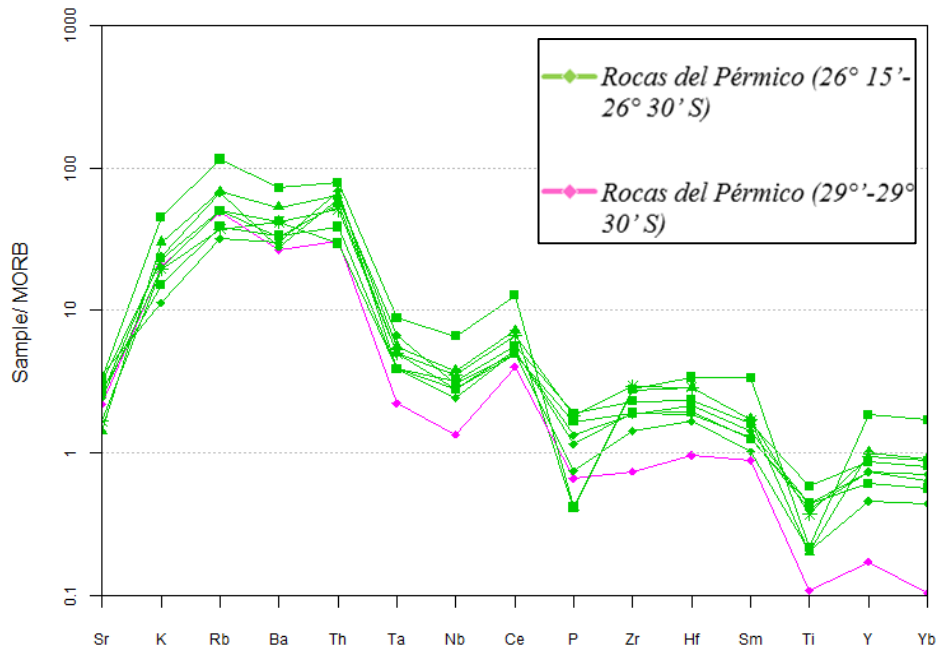


Figura 21: Diagrama multielementos normalizado a MORB (Pearce, 1983) para las rocas del Pérmico de este estudio.

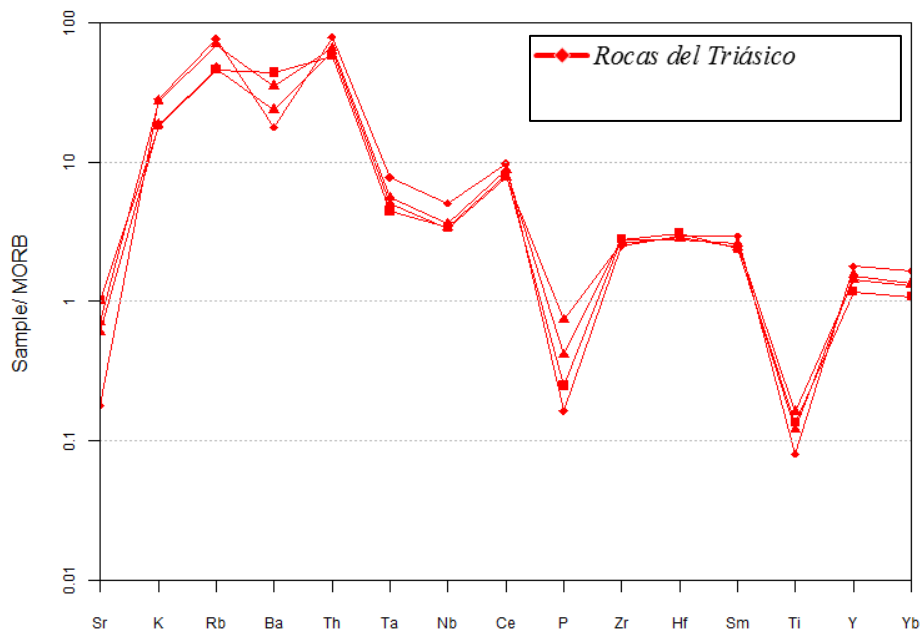


Figura 22: Diagrama multielementos normalizado a MORB (Pearce, 1983) para las rocas del Triásico de este estudio.

5 Geoquímica isotópica de Rb-Sr y Sm-Nd

Se realizaron análisis de isotopía de Rb-Sr y Sm-Nd en roca total por espectrometría de masas, realizados en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de Sao Paulo.

Las composiciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd fueron determinadas para once muestras: de las cuales tres corresponden al Carbonífero (CHY-5, 6 y 11); cinco al Pérmico (CHY-7, 14, 15, 16 y 22); y tres al Triásico (CHY-1, 2 y 10).

Las concentraciones isotópicas de las rocas ígneas en estudio (Tabla 5 y 6) revelan razones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,70560 y 0,70844 y de ϵNd entre -5,87 y -1,59.

Tabla 5: Resultados análisis composición isotópica. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (t): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presente. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ corregido a la edad de la roca (razones iniciales). Las razones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fueron normalizadas al valor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,1194$. Como valor medio de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se usó el patrón NBS-987=0,710266±0,000048 (Centro de Pesquisas Geocronológicas, Enero/2012).

| Edad | Muestra | Rb (ppm) | Sr (ppm) | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (t) | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0) |
|-------------|---------|----------|----------|---------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| Triásico | CHY-01 | 140 | 84 | 4,829934 | 0,72099 | 0,70560 |
| | CHY-02 | 92,2 | 121,9 | 2,190165 | 0,71298 | 0,70608 |
| | CHY-10 | 94,5 | 71,7 | 3,818544 | 0,71848 | 0,70588 |
| Pérmico | CHY-07 | 98 | 262,7 | 1,080214 | 0,71284 | 0,70844 |
| | CHY-14 | 230 | 395,1 | 1,685726 | 0,713365 | 0,70660 |
| | CHY-15 | 100,5 | 375,1 | 0,775599 | 0,709905 | 0,70690 |
| | CHY-16 | 74,5 | 200,5 | 1,075737 | 0,71098 | 0,70693 |
| | CHY-22 | 136,5 | 169,3 | 2,335422 | 0,71625 | 0,70727 |
| Carbonífero | CHY-05 | 89,6 | 100,4 | 2,585293 | 0,71732 | 0,70570 |
| | CHY-06 | 46,5 | 256,7 | 0,524278 | 0,70795 | 0,70566 |

Tabla 6: Resultados análisis composición isotópica. $\epsilon\text{Nd}(0)$: ϵNd presente. $\epsilon\text{Nd}(t)$: ϵNd corregido a la edad de la roca. Las razones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fueron normalizadas al valor $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$ (De Paolo, 1981). El parámetro $\epsilon\text{Nd}(0)$ corresponde al valor actual ($t=0$) y es calculado según la ecuación $\{[^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}]/[^{143}\text{Nd}/^{144}\text{NdCHUR}]-1\} * 10^4$, donde $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{NdCHUR}=0,512638$ (Hamilton et al., 1983). Como valor medio de la razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se usó el patrón $\text{JNDi}=0,512099 \pm 0,000008$ (Centro de Pesquisas Geocronológicas, Enero/2012).

| Edad | Muestra | Sm (ppm) | Nd (ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\epsilon\text{Nd}(0)$ | $\epsilon\text{Nd}(t)$ |
|-------------|---------|----------|----------|-----------------------------------|-----------------------------------|------------------------|------------------------|
| Triásica | CHY-01 | 8,53 | 42,1 | 0,122520 | 0,512422 | -4,2 | -2,1 |
| | CHY-02 | 7,89 | 39 | 0,122335 | 0,512423 | -4,2 | -2,1 |
| | CHY-10 | 8,12 | 39,5 | 0,124300 | 0,512435 | -4,0 | -1,8 |
| Pérmico | CHY-07 | 2,92 | 16,8 | 0,105103 | 0,512166 | -9,2 | -5,9 |
| | CHY-14 | 11,08 | 57,3 | 0,116930 | 0,512324 | -6,1 | -3,3 |
| | CHY-15 | 4,1 | 21,9 | 0,113209 | 0,512391 | -4,8 | -1,9 |
| | CHY-16 | 5,6 | 28,4 | 0,119237 | 0,512309 | -6,4 | -3,8 |
| | CHY-22 | 5,7 | 30,9 | 0,111547 | 0,512294 | -6,7 | -3,8 |
| Carbonífero | CHY-05 | 7,58 | 43,7 | 0,104888 | 0,512350 | -5,6 | -1,9 |
| | CHY-06 | 14,42 | 93 | 0,093761 | 0,512255 | -7,5 | -3,4 |
| | CHY-11 | 6,58 | 36 | 0,110526 | 0,512374 | -5,1 | -1,6 |

Para visualizar de manera más clara la información y la evolución de la geoquímica isotópica en el tiempo, se adjuntan gráficos de ϵNd vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Edad y ϵNd vs Edad, ϵNd vs latitud (Figuras 23, 24, 25 y 26).

Las muestras se caracterizan por presentar altas razones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y bajos valores de ϵNd (Figura 23), proyectándose en el cuadrante correspondiente a corteza continental (Rollinson, 1993).

Estas composiciones isotópicas tienden a ser similares a las registradas en los granitoides del Paleozoico de Santo Domingo (Parada et al., 1999), a los del Peleozoico tardío-Triásico de la Cordillera de los Andes $\sim 30^\circ\text{S}$ (Mpodozis & Kay, 1990, 1992) y también a los granitos del Paleozoico tardío del Norte de Chile $\sim 22^\circ\text{S}$ (Lucassen et al., 1999), pero difieren fuertemente de las composiciones isotópicas iniciales de las rocas plutónicas del Jurásico (Parada et al., 1999), del Cretácico (Parada et al., 2002) y también de las rocas volcánicas del Cretácico Inferior (Vergara & Nystrom, 1996), que claramente son más primitivas (Figura 23).

En cuanto a la evolución en el tiempo de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Figura 24), se observa una tendencia al aumento desde el Carbonífero al Pérmico, mientras que desde el Pérmico al Triásico se observa que esta tendencia disminuye. Con respecto al ϵNd (Figura 25), se observa que este disminuye con el tiempo en las rocas del Carbonífero al Pérmico y desde el Pérmico hacia el

Triásico aumenta. Esta información isotópica del Carbonífero al Pérmico sugiere una creciente participación de la corteza como fuente de los magmas que generarían estas rocas. En cambio, desde el Pérmico hacia el Triásico podría reflejar una disminución de esta contaminación cortical con el tiempo o podría evidenciar un cambio total en la corteza dado al emplazamiento de magmas previos.

En la figura 26, se aprecia que los valores ϵNd de las muestras del Triásico no varían con la latitud, mientras los valores de ϵNd de las muestras del Pérmico tienden a ser menos negativos en el área ubicada más al norte (Potrerillos) en comparación con el área ubicada más al sur (Vallenar); esta última tendencia se observa también en los valores de las muestras del Carbonífero, pero esto habría que corroborarlo con una mayor cantidad de datos.

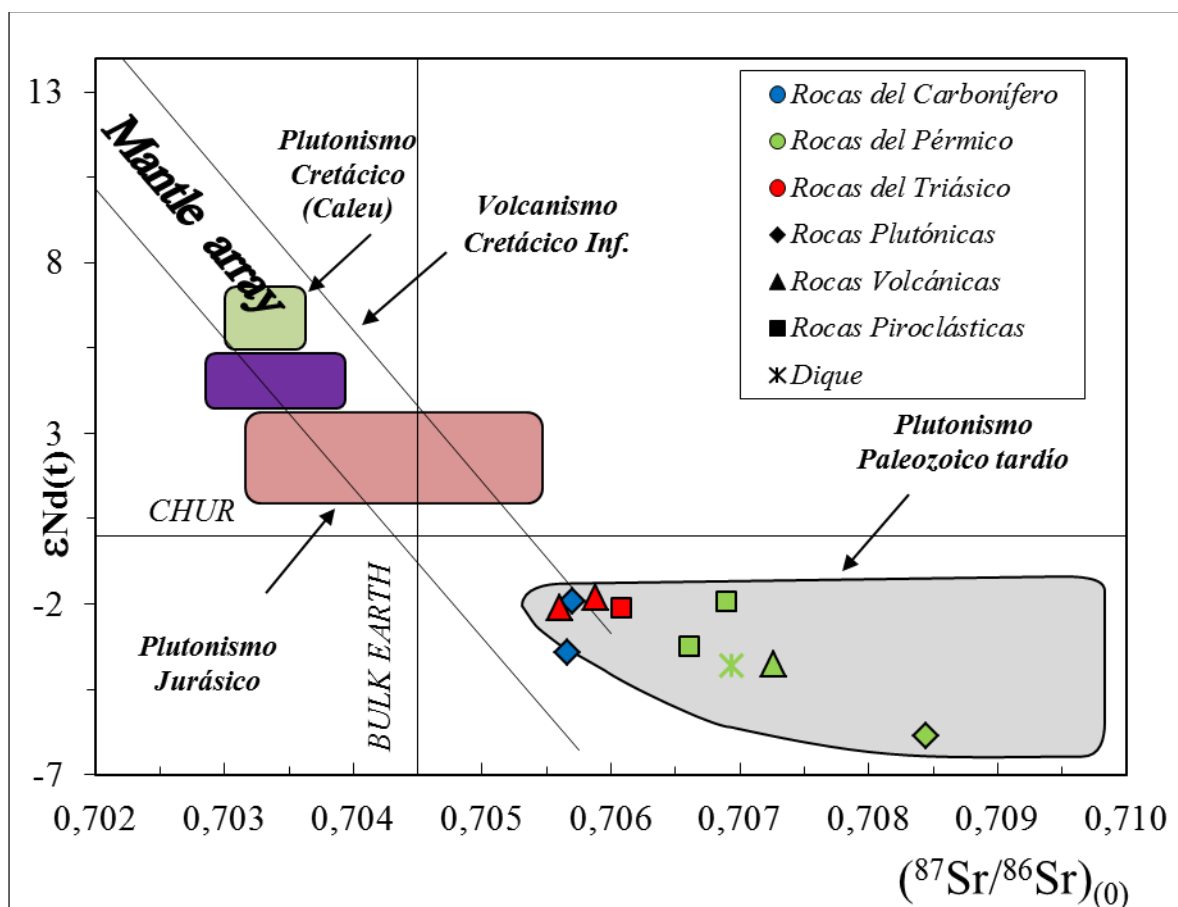


Figura 23: Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵNd , con valores corregidos a la edad de las rocas. Plutonismo Cretácico (Parada et al., 2002), Volcanismo Cretácico Inferior (Vergara & Nystrom, 1996), Plutonismo Jurásico (Parada et al., 1999), Plutonismo Paleozoico tardío (Mpodozis & Kay, 1990, 1992; Parada et al., 1999; Lucassen et al., 1999).

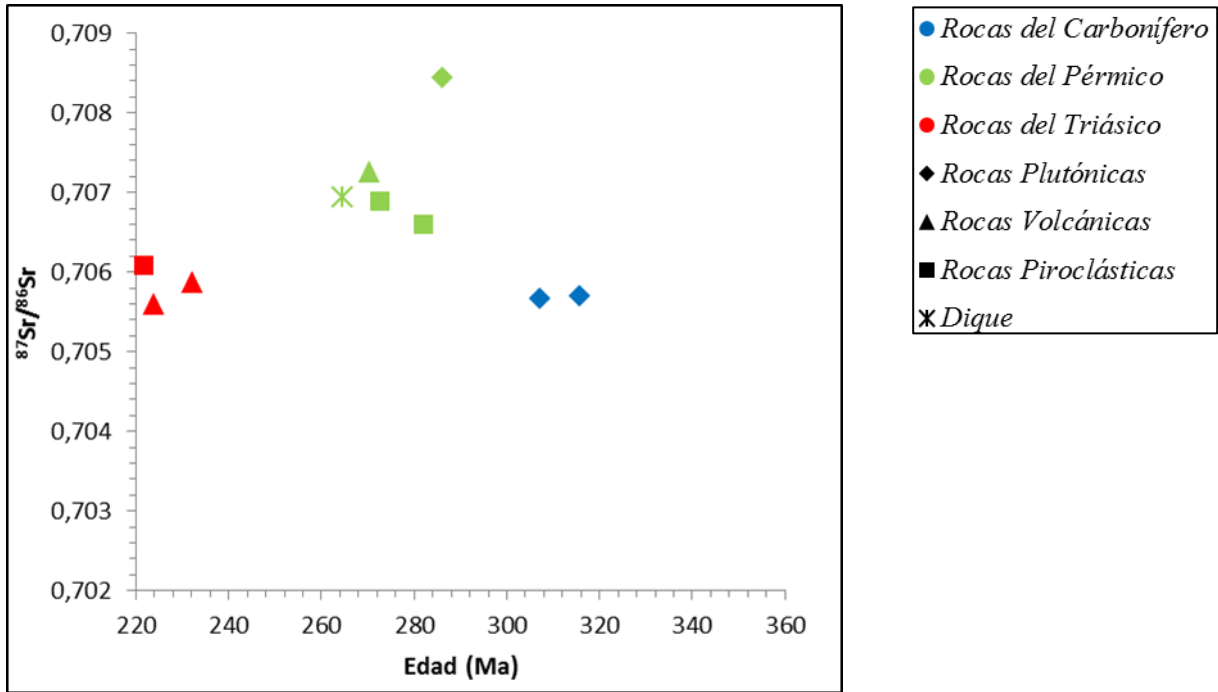


Figura 24: Gráfico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciales vs Edad, con valores corregidos a la edad de las rocas.

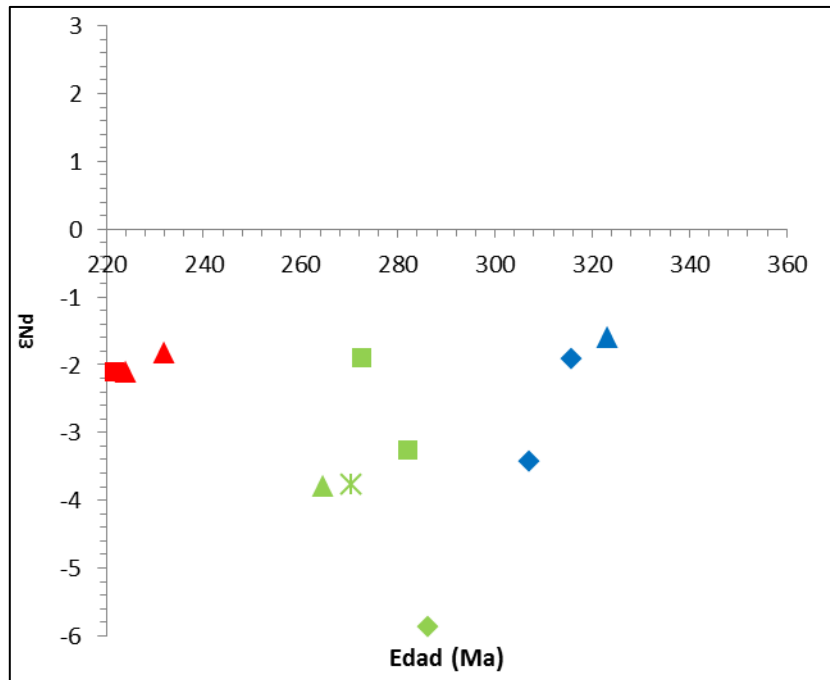


Figura 25: Gráfico ϵNd vs Edad, con valores corregidos a la edad de las rocas.

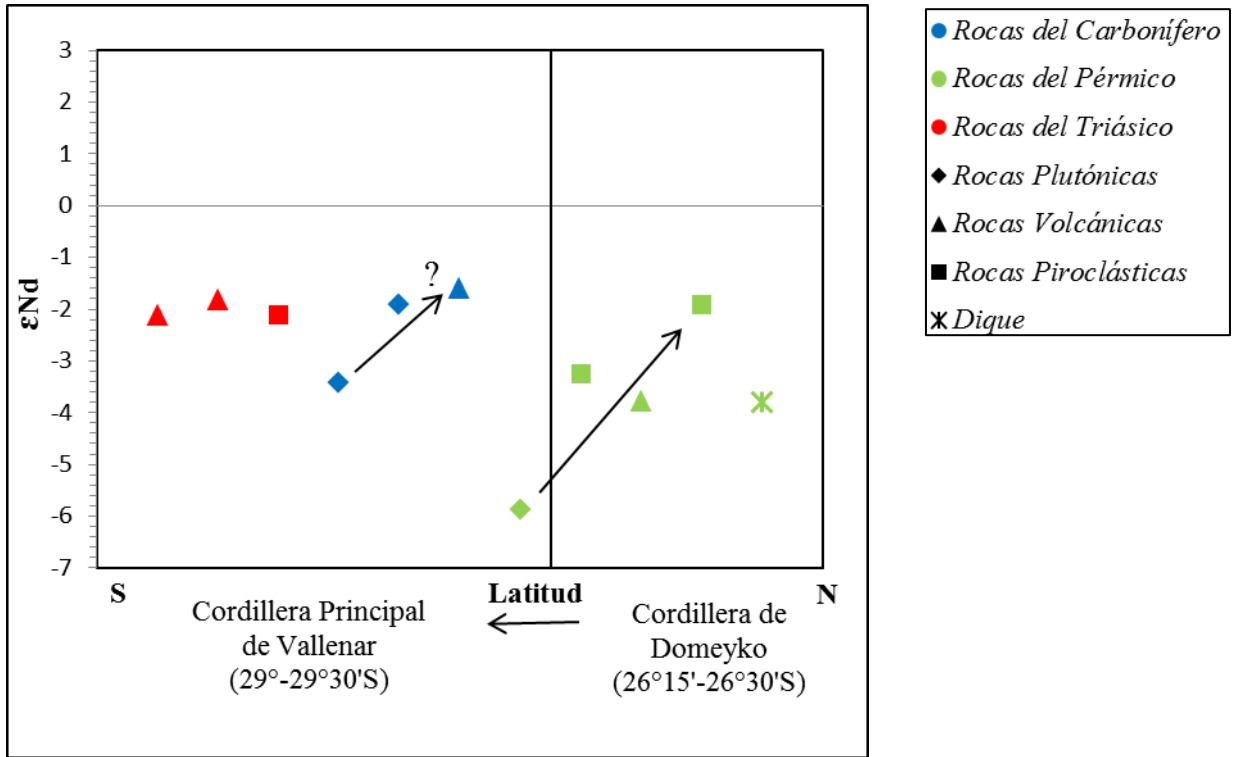


Figura 26: Gráfico ϵ_{Nd} vs Latitud, con valores corregidos a la edad de las rocas.

6 Modelación Geoquímica

6.1 Modelación de procesos de mezcla

Con el objetivo de caracterizar los componentes presentes en la génesis de estos magmas, se han realizado tres modelos simples de mezcla (Figura 27), entre un fundido basáltico, representado por un dique máfico ubicado en el área de Vallenar (Creixell et al., 2009), el que simbolizaría la signatura isotópica inicial de los magmas derivados del manto; mezclado con tres diferentes fuentes de contaminación (granito de dos micas, granitos del Paleozoico temprano y granitoides del Ordovícico) coherentes con las rocas analizadas en el presente estudio, las que representarían a su vez la composición isotópica de la corteza continental de este periodo.

La contaminación cortical fue modelada usando tres contaminantes diferentes, debido a que, en la zona de estudio no se encuentran datos isotópicos disponibles de la corteza de este período; pero si más al norte, de donde se utilizaron dos diferentes contaminantes como valores representativos, el primer contaminante se obtuvo en la zona de Antofagasta ~ 22°S, de la cual se utilizó la composición isotópica de los granitos del Paleozoico temprano (Modelo A ; Lucassen et al., 1999); y el segundo contaminante se obtuvo en Argentina (~ 24°-26°S), de donde se extrajo la composición isotópica de los granitoides del Ordovícico (Modelo B; Lucassen et al., 2001).

El tercer contaminante utilizado fue el granito de dos micas (muestra CHY-07) (Modelo C), obtenida en este estudio, la cual tiene la más alta razón inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7084) y el épsilon más negativo de Nd (-5,87), lo que resulta consistente con la composición isotópica de una corteza antigua (Lucassen et al., 1999, 2001, 2004), lo cual implicaría que la composición isotópica del granito debiese ser cercana al de la corteza que participó en los procesos magmáticos Pérmicos. Por lo anterior, se podría inferir que la composición isotópica de este granito se asimila al de la corteza Paleozoica de la zona de estudio y, consiguientemente, se podría utilizar este dato para estimar las proporciones de magma originados en el manto y en la corteza de las otras muestras estudiadas.

Al analizar las curvas de mezcla se observa que las rocas se proyectan, principalmente, a lo largo de la curva de mezcla entre el dique máfico y el granito de dos micas (modelo C), con un rango de contaminación cortical entre 40-100%. Los rangos de contaminación cortical para las

rocas del Carbonífero y Triásico varían entre 40-60%. En cambio, los valores obtenidos para las rocas del Pérmico son bastante mayores (70-100%).

Se debe tener en cuenta la heterogeneidad de la corteza, la cual tiene una mayor variación en composición química, mineral y modal que la fuente del manto (Best & Christiansen, 2001), lo que hace que la modelación sea muy compleja.

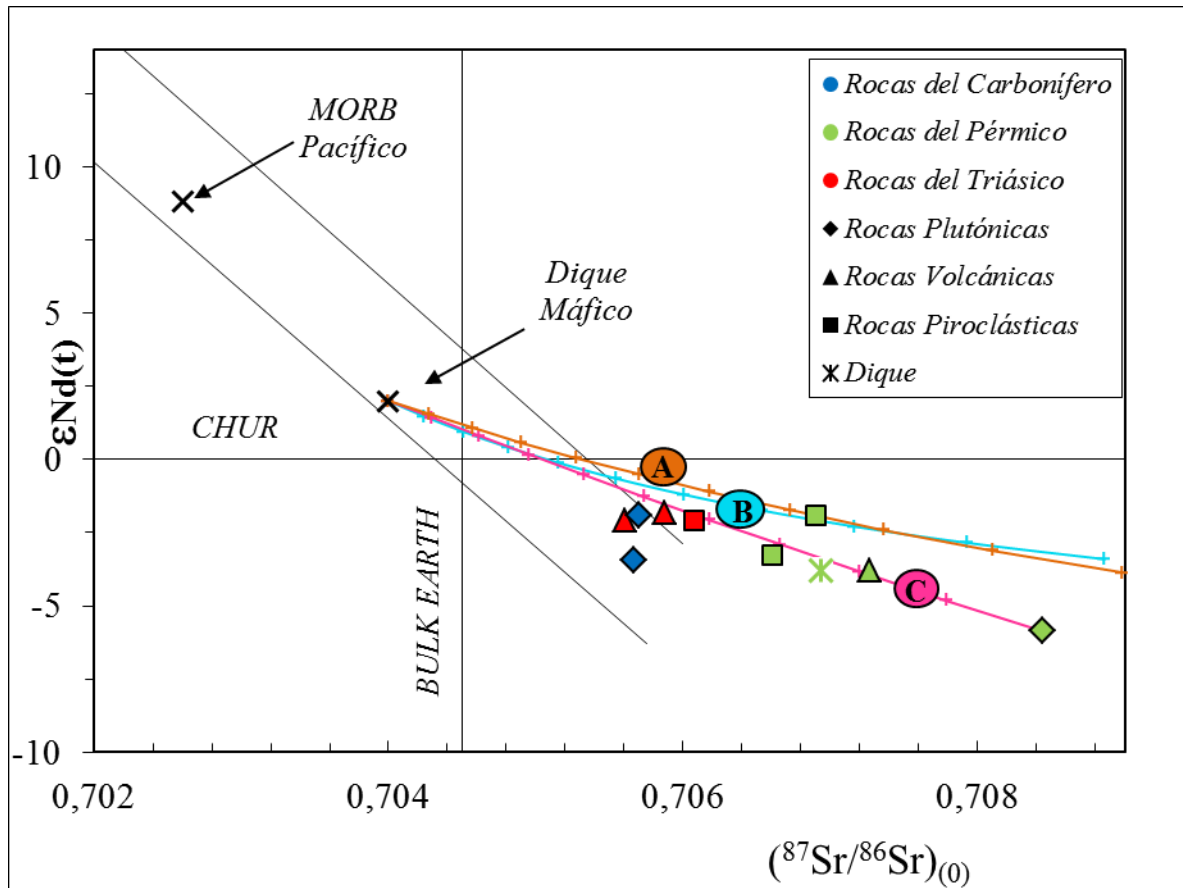


Figura 27: Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵNd , con valores corregidos a la edad de las rocas. Las curvas corresponden a un modelo simple de mezcla entre un dique máfico (Creixell et al., 2009) y tres diferentes fuentes de contaminación. Mezcla entre el dique máfico y los granitos del Paleozoico temprano (Modelo A; Lucassen et al., 1999); mezcla entre el dique máfico y granitoides de Ordovícico (Modelo B; Lucassen et al., 2001); mezcla entre el dique máfico y un granito de dos micas (Modelo C, dato tomado de este estudio).

6.2 Modelación de fusión parcial fraccionada

Luego de realizar la modelación de procesos de mezcla tratada en el punto anterior, surge la hipótesis que considera como proceso dominante en la generación de muchos de los magmas con composiciones graníticas, originados desde el Paleozoico temprano hasta el reciente, al reciclado de la corteza continental. Para corroborar la veracidad de esta hipótesis, se procedió a realizar un modelo de fusión parcial fraccionada simple en donde la roca fuente es la roca plutónica precedente, así, por ejemplo, las rocas del Carbonífero serían la posible fuente que dio origen a las rocas del Pérmico y del Triásico, como a su vez las rocas del Pérmico serían la posible fuente que dio origen a las rocas del Triásico. La ecuación de la fusión parcial fraccionada es:

$$C_L = \frac{C_O}{D} (1 - F)^{\left(\frac{1}{D} - 1\right)}$$

En donde C_L corresponde a la concentración de un elemento en el líquido; C_O corresponde a la concentración del elemento en la fuente; D , al coeficiente de partición global; y F , al grado de fusión parcial.

Para la obtención del coeficiente de partición global, o D , este se calcula de la siguiente forma:

$$D = \sum_j^n P_j K_{dj}$$

Con P_j , fracción del mineral j que cristaliza; y K_{dj} , coeficiente de partición de un elemento para el mineral j , el cual describe la distribución de elementos en una fase mineral.

La modelación para fusión parcial fraccionada se realizó con REE, proponiéndose diversas fuentes representativas de cada período. Luego de evaluar los resultados obtenidos para distintos grados de fusión parcial y las distintas fuentes propuestas para estas, se llegó a la conclusión que con este proceso no es posible generar las distintas rocas con la fusión parcial de la roca plutónica precedente para todos los casos, ya que este modelo solo funcionó para el caso donde la roca fuente del período Triásico era la roca plutónica del Carbonífero, en la cual se observa que los valores obtenidos se ajustan bastante al comportamiento de las REE de la muestra analizada (Figura 28 y 29).

Para realizar esta modelación de fusión parcial se consideró una fuente cuya composición corresponde a un granito de biotita, consistente a un 49% de cuarzo, 10% de plagioclasa, 23% de feldespato potásico, 8% de hornblenda, 10% de biotita, 0,1% apatito y 0,1% de circón. Los coeficientes de partición de las REE, según las fases presentes en el granito, se muestran en el Anexo D. A partir de esta fuente, se fue iterando para reconocer la tasa de fusión parcial que fuera más consistente con la composición final de la muestra a la cual se quería llegar, que en este caso corresponde a una riolita (CHY-10).

Según lo anterior, el resultado de la modelación de fusión parcial se muestra en la Figura 28. La línea gruesa de color verde representa la roca de edad carbonífera, la cual habría dado origen por fusión parcial fraccionada a las rocas de edad Triásica, representadas por la línea de color rojo. Conforme a la modelación, las rocas del Triásico se habrían formado por aproximadamente un 30% de fusión parcial de un granito de biotita (CHY-05). Los valores obtenidos para un 30% de fusión parcial (Figura 29) no se ajustan fielmente al comportamiento de las REE de la muestra analizada, lo que se puede deber posiblemente a que esta modelación es un modelo simple, el cual considera una fusión en igual proporción para cada fase mineral, lo que podría influir en la diferencia de Eu entre los resultados obtenidos de la fusión parcial y la muestra analizada. Este comportamiento de los elementos, además, puede también verse afectado por procesos de cristalización fraccionada que se superponen al resultado de la fusión del granito que lo originó. Por lo tanto, los resultados de esta modelación geoquímica deben interpretarse con cuidado.

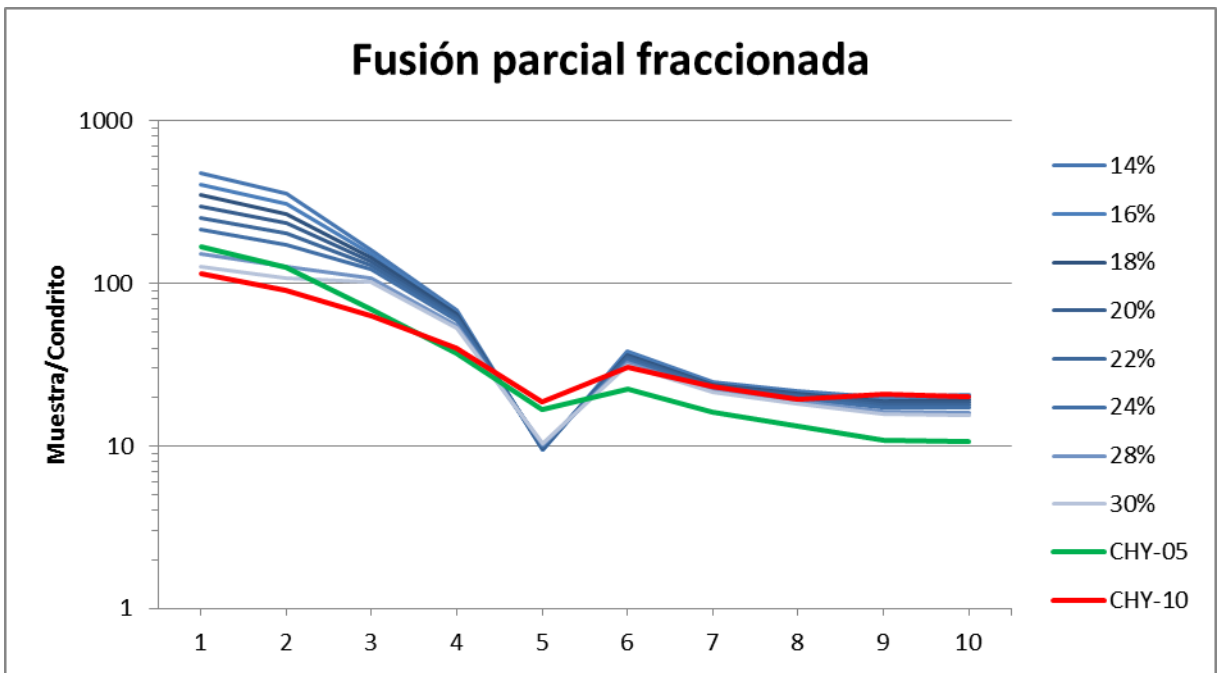


Figura 28: Diagrama de REE normalizado a Condrito (Nakamura, 1974) como resultado de la modelación de fusión parcial fraccionada para distintas tasas de fusión parcial.

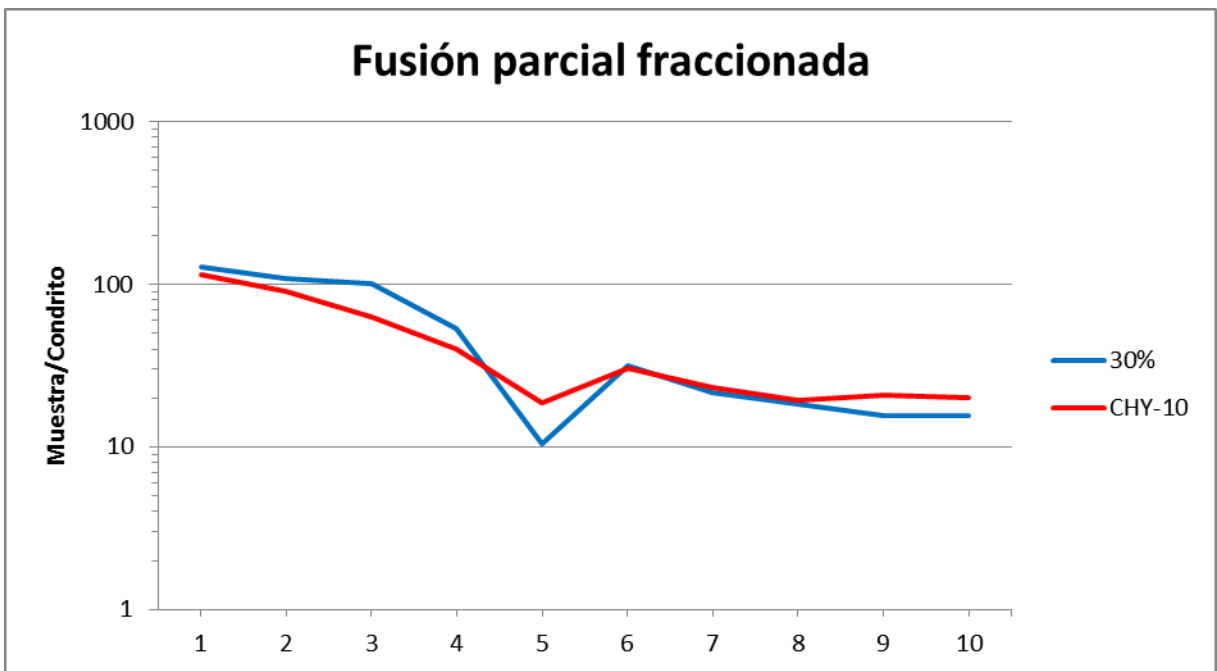


Figura 29: Diagrama de REE normalizado a Condrito (Nakamura, 1974) como resultado de la modelación para una tasa de fusión parcial del 30% según el modelo realizado.

7 Discusión

Las rocas del Carbonífero-Triásico poseen una afinidad calcoalcalina a calcoalcalina alta en K, con carácter esencialmente peraluminoso, a excepción de cuatro muestras de edad pérmica (CHY-12, 15, 16 y 17) y una de edad triásica (CHY-02) que son metaluminosas. Además, exhiben enriquecimiento en K, Rb, Ba y Th con respecto a los HFSE, y marcadas anomalías negativas de Nb-Ta.

La tendencia hacia una composición peraluminosa indica la adición de una componente cortical metasedimentaria o fusión de esta misma (anatexia) (Mpodozis & Kay, 1990), lo que posiblemente le confiere esta característica.

Conforme a lo observado en los gráficos de variación geoquímica tanto para elementos mayores y trazas, se puede decir que las tendencias reflejadas por el Ti, Al, Ca, Mg, P, V, Co, Sr y Rb entre otros, sugieren que la cristalización fraccionada corresponde a un proceso importante dentro de la evolución magmática en las rocas analizadas. En general, rocas que se asocian por cristalización fraccionada presentan buenas correlaciones en los diagramas de variación de elementos mayores, aumentando la dispersión al aumentar la contaminación cortical (Wilson, 1989). Por lo tanto, las correlaciones negativas de SiO_2 con FeO_t , MgO, Co y V, podrían indicar fraccionamiento de minerales ferromagnesianos, probablemente anfíbola y biotita para este caso. Las correlaciones negativas FeO_t y TiO_2 con SiO_2 indican fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti y las correlaciones negativas del TiO_2 , P_2O_5 y Zr podrían indicar fraccionamiento de ilmenita, apatito y circón respectivamente. Por último, la presencia de plagioclasa en todas las muestras, sumado las correlaciones negativas entre SiO_2 y Al_2O_3 , CaO y Sr sugiere que el fraccionamiento de esta fase mineral es un proceso importante en la evolución de estas rocas.

Por otro lado, las anomalías negativas de Eu se pueden interpretar comúnmente como condiciones de baja fugacidad de oxígeno durante el fraccionamiento de plagioclasa o también, como la retención de plagioclasa en la fuente. Además, según Terekhov & Shcherbakova (2006) las plagioclasas no serían estables a profundidades mayores a 40 kilómetros, por lo que la existencia de anomalías de Eu podrían estar relacionadas a procesos corticales. En las rocas analizadas (Figuras 17, 18 y 19), se aprecia que las anomalías negativas de Eu son una

característica común, ya que sólo una de las muestras posee una anomalía positiva de Eu, la cual ha sido generalmente interpretada como producto de la fusión parcial de rocas con una alta acumulación de plagioclasas (Terekhov & Shcherbakova, 2006).

En los diagramas de REE normalizados a Condrito, se aprecia que las rocas del Carbonífero (Figura 17) presentan patrones de tierras raras con fuertes pendientes (razones La/Yb hasta 29,16), además de patrones cóncavos entre MREE y HREE, lo cual, probablemente, se puede atribuir a la presencia de horblenda en la fuente de los magmas (Mpodozis & Kay, 1992, Parada et al., 1999). Esto mismo ocurre para el granito de dos micas (muestra CHY-07) de edad pérmica (Figura 18), ubicado en la Cordillera Principal de Vallenar, el cual presenta pendientes de REE incluso mayores, sugiriendo una fuente rica en granate (Mpodozis & Kay, 1992). Lo anterior se puede corroborar, según Castro et al. (2010) con los valores obtenidos de $(Ce/Yb)_N > 10$ e $Yb_N < 10$, lo que, además, queda evidenciado en el alto valor de $(Sm/Yb)_N$ (Kay & Kay, 1993) (Tabla 4). Por otro lado, las muestras ubicadas en el área Potrerillos, correspondientes al mismo período (Pérmico) (Figura 18) muestran, tal como las rocas de edad triásica (Figura 19), diseños de REE medianamente planos ($La/Yb < 11,6$), descartando el efecto de granate en la fuente, lo cual sería consistente con fraccionamiento y/o fusión a baja presión (Mpodozis & Kay, 1990, 1992; Urzua, 2009). Esta última interpretación se puede confirmar con las razones $(Sm/Yb)_N = 1,86 - 2,45$, las cuales sugieren presencia de piroxeno en la fuente (Kay & Kay, 1993), asociado a una corteza continental delgada de aproximadamente 35 Km de espesor (Kay & Mpodozis, 2001).

Las altas razones iniciales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70560 a 0,7084), junto con las bajas razones iniciales de $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,5121 a 0,5124), son indicativas de una fuente rica en Rb y Sm, consistente, además, con una larga residencia en la corteza continental y con participación de esta en la génesis de estos magmas.

Con el fin de evaluar la potencial fuente magmática de las rocas analizadas se compararon las razones isotópicas de Sr-Nd de estas rocas, con las razones isotópicas de Sr-Nd de rocas coetáneas obtenidas de la literatura (Figura 23), lo que sugiere que las rocas carboníferas habrían derivado de una fuente mantélica enriquecida, probablemente litósferica (Parada et al., 1999), mientras que las rocas permo-triásicas habrían derivado de fusión cortical (Parada et al., 1991; Mpodozis & Kay, 1992). No obstante, para el caso de las rocas del Carbonífero, Lucassen et al

(2004) junto con el modelo de mezcla binaria indican que la fuente más probable sería el manto astenosférico, el cual es representado en el modelo de mezcla por un dique máfico, por lo que considerando lo que postula Parada et al. (1999) para el Complejo Santo Domingo con respecto a difusión isotópica en enclaves que evidenciarían una fuente litosférica, se concluye que la fuente más razonable sería el manto astenosférico.

De acuerdo a la información obtenida en los modelos de mezcla binaria para el Sr y el Nd, estos (Figura 27) señalan que los magmas experimentaron un grado de contaminación cortical muy alto (40-100%). Las muestras de edad carbonífera presentan una composición isotópica que sugiere una mezcla entre magmas de origen mantélico y productos de fusión cortical; las rocas de edad triásica, a su vez, se proyectan en el mismo rango de contaminación cortical que las del carbonífero, sin embargo, las características geoquímicas e isotópicas no revelan las mismas condiciones de formación, ya que las razones isotópicas iniciales menos radiogénicas, a pesar de su composición hipersilíceas, se pueden explicar porque, presumiblemente, estas corresponderían a la fusión de intrusiones previas (rocas plutónicas del Paleozoico tardío), acumuladas en la corteza media a inferior (Mpodozis & Kay, 1990,1992), lo cual se puede corroborar con la modelación de fusión parcial realizada en el capítulo anterior, de la que se obtuvo que las rocas de edad triásica se habrían originado posiblemente por una tasa de fusión parcial de aproximadamente un 30% de un granito de biotita de edad carbonífera (Figuras 28 y 29). Por último, las del pérmico poseen rangos de contaminación extremadamente altos para ser alcanzados por una mezcla entre magmas de origen mantélico y productos de fusión cortical, lo que sugiere que fueron derivados a partir de la fusión de material cortical (anatexia).

A modo de síntesis, las rocas del Carbonífero presentan una signatura calcoalcalina, peraluminosa, con patrones de REE indicativos de que el magma se generó con una corteza de espesor normal (~30.- 45 Km, Kay & Mpodozis, 2001) (no engrosada). Sus razones isotópicas iniciales sugieren que participó material cortical metasedimentario más antiguo en la fuente de los magmas que, al mezclarse con magmas provenientes del manto, habrían dado origen a estas rocas (Mpodozis & Kay, 1990,1992; Nasi et al., 1985). Por otra parte, las rocas del Pérmico presentan una afinidad calcoalcalina, al igual que las unidades anteriores, evolucionando desde facies tempranas-peraluminosas a facies tardías-metaluminosas. La signatura isotópica inicial refleja que fueron derivadas de fusión cortical, de acuerdo a los datos obtenidos para las rocas volcánicas de la zona de Potrerillos, lo que podría además ser atribuibles a algunas rocas

intrusivas de la misma zona, ya que estas poseen características geoquímicas similares y son prácticamente coetáneas. El granito de dos micas (muestra CHY-07), correspondiente al mismo período pero ubicado en la Cordillera Principal de Vallenar, arroja altísimos valores isotópicos de Sr y bajo Nd, lo que sumado a sus características geoquímicas y composicionales permitiría inferir que también se formó por anatexia cortical. Esta roca, además, presenta diseños de tierras raras con fuertes pendientes, indicativos de la presencia de granate residual en la fuente, lo que podría ser interpretado como producto de un engrosamiento cortical (Mpodozis & Kay, 1990, 1992), o también como producto de un régimen de rift activo (Francis et al., 1989; Kontak et al., 1990; Breitzkreuz & Zeil, 1994), pero esta segunda posibilidad se descarta pues las características geoquímicas y las razones isotópicas de estas rocas no concuerdan con este tipo de ambiente. Este posible engrosamiento cortical no se evidencia en la geoquímica de las rocas de edad pérmica ubicadas en el área de Potrerillos de la Cordillera de Domeyko (26° 15' - 26° 30' S), pues estas presentan diseños de REE relativamente planos, descartando el efecto de granate en la fuente. Según Cornejo & Mpodozis (1996), la ausencia de granate residual en la fuente estaría relacionada con una corteza continental delgada. Lo anterior sería consistente con la naturaleza segmentada propuesta por Mpodozis & Cornejo (1994) para el cinturón magmático del Paleozoico Superior-Triásico de los Andes.

Finalmente, las rocas del Triásico, altamente evolucionadas, poseen una afinidad calcoalcalina, marginalmente peraluminosas, con diseños de REE que descartan el efecto de granate en la fuente, lo que indicaría que la corteza estuvo en procesos de adelgazamiento durante un periodo extensional, subsecuente a la Fase Orogénica San Rafael (Mpodozis & Kay, 1990, 1992). Además, considerando sus razones isotópicas iniciales, indican, posiblemente, que la génesis de los magmas estuvo dominada por procesos de fusión cortical.

Varias evidencias sugieren que en este último período (Triásico) el magmatismo se formó en un ambiente tectónico extensional caracterizado por las siguientes condiciones: (1) Ausencia de granate en la fuente, la cual ha sido interpretada como evidencia de procesos de adelgazamiento cortical (Mpodozis & Kay, 1990); (2) En el diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984; Figura 11) la muestra de edad triásica (CHY-03) se ubica levemente en el campo de granitos de intraplaca; (3) En el diagrama de discriminación de Whalen et al. (1987; Figura 12) se proyecta en el campo de los granitos tipo A; (4) Esta unidad es contemporánea a los

granitos ubicados un poco más hacia al sur de la zona de estudio, entre los 30° y 33° S, los cuales han sido clasificados como granitos A (o anorogénicos) (Parada et al., 1991); (5) La presencia de magmatismo bimodal (leucogranitos y diques máficos) en Chile Central (Parada et al., 1991 y este estudio), así como también el desarrollo de cuencas extensivas de orientación NNW-SSE ubicadas en la zona central de Chile (Charrier 1979; Mpodozis & Ramos 1989; Mpodozis & Kay 1990,1992), sumado a las características bien registradas en la arquitectura estratigráfica de las unidades geológicas sin-sedimentarias en la Cordillera de los Andes a la latitud de Vallenar (Salazar, 2012), evidencian que durante el Triásico una tectónica extensional afectó a la zona de estudio (29° - 29°30' S).

Todo lo anterior, indica que las rocas del Pérmico-Triásico estarían formadas por magmas originados por fusión cortical, los cuales se habrían generado gracias a aportes de calor provenientes de magmas mantélicos estacionados en la base de la corteza (Nasi et al., 1985; Mpodozis & Kay, 1990,1992), como lo indicaría el gran volumen de diques máficos asociados a los plutones pérmicos a jurásicos (Parada et al., 1991).

Por último, las rocas del Carbonífero-Pérmico son coetáneas con la deformación del prisma de acreción paleozoico de la zona de Vallenar (Hervé, 1988; Creixell et al., 2012) y con el Melange de Chañaral (Bell, 1987) del área de Potrerillos. Además, presentan una signatura calcoalcalina, conforme a los diagramas de discriminación tectónica proyectados en el campo de los Granitos de Arco Volcánico, lo que junto a las anomalías negativas de Nb-Ta presentes en estas rocas, ha llevado a inferir que las rocas del Carbonífero-Pérmico representan un magmatismo de arco continental asociado a subducción hacia el este en el margen occidental de Gondwana. Por otro lado, la geoquímica de tanto las rocas del Pérmico como del Triásico indica que estas tendrían características de rocas de arco volcánico, por lo que, o serían rocas de arco, o tal vez producto de fusión cortical de estas mismas (como queda evidenciado en las rocas del Pérmico en el modelo de mezcla binaria). Estas evidencias, y en relación al desarrollo del magmatismo en un ambiente extensional durante el Triásico, indican que las rocas de este período serían producto de fusión de rocas de arco volcánico, lo que no descartaría necesariamente que haya habido subducción durante el Triásico.

8 Conclusiones

1. Las rocas analizadas son esencialmente de composición ácida, dominando las composiciones graníticas en las rocas intrusivas y, en las volcánicas, las riolíticas, ambas caracterizadas por contenidos relativamente altos de Al_2O_3 y bajos valores de P_2O_5 y de MgO .
2. Las rocas del Carbonífero (323-307 Ma) presentan patrones de REE indicativos de que el magma se generó con una corteza de espesor normal (30-45 Km) (no engrosada). Los patrones de REE, a su vez, para la muestra del Pérmico (~286 Ma) ubicada en la Cordillera Principal de Vallenar (29° - $29^\circ 30'$), indican probablemente que el magma se originó con una corteza más gruesa, lo cual no se evidencia en la geoquímica de las muestras de edad pérmica (287-264 Ma) ubicadas en el área de Potrerillos de la Cordillera de Domeyko ($26^\circ 15'$ - $26^\circ 30'$ S). Finalmente, las rocas del Triásico (232-221 Ma) presentan diseños de REE que indican que la corteza estuvo en procesos de adelgazamiento durante un periodo extensional.
3. Isotópicamente, son rocas con altos valores iniciales en las razones de Sr y valores negativos de ϵNd , consistente con la participación de rocas de la corteza continental en la génesis de los magmas. Esta participación también queda evidenciada en la curva de mezcla realizada entre un dique máfico y un granito de dos micas (CHY-07), la cual sugiere un rango de participación cortical entre el 40% y el 100%. Este modelo petrogenético involucra magmas máficos, isotópicamente empobrecidos, que estarían contaminados en distintas proporciones por rocas de la corteza continental o, incluso, la fusión de esta misma, representada por el granito de dos micas (muestra CHY-07). Según este modelo, las rocas del Carbonífero (323-307 Ma) indican un origen derivado de la mezcla entre magmas de origen mantélico y productos de fusión cortical, mientras que las rocas del Pérmico (287-264 Ma) y del Triásico (232-221Ma) se habrían generado probablemente por anatexia cortical, específicamente estas últimas se habrían generado por un 30% aproximadamente de fusión parcial de intrusiones previas, representadas por un granito de biotita de edad carbonífera.

4. El magmatismo del Carbonífero a los 323-307 Ma y del Pérmico a los 287-264 Ma posee una afinidad calcoalcalina a calcoalcalina alta en K, con carácter meta a peraluminoso, graficado en el campo de los Granitos de Arco Volcánico, lo que sumado a la anomalía negativa de Nb-Ta que presentan las muestras y al hecho de ser contemporáneos con el prisma acreción de la zona de Vallenar y al Melange de Chañaral del área de Potrerillos, permiten asociar su formación a un ambiente de subducción. El magmatismo Triásico a los 232-221 Ma muestra características geoquímicas de magmas de arco volcánico asociados a subducción (afinidad calcoalcalina y anomalías negativas de Nb-Ta), al igual que las rocas anteriores, así como también características geoquímicas (ubicado en el campo de granitos tipo A de intraplaca) y regionales que sugieren que la génesis de este magmatismo estuvo asociado a un régimen extensional o, a lo menos, transicional, lo que no descarta precisamente que haya habido subducción en este período.

5. Conforme con lo anteriormente expuesto, el magmatismo a los 323-307 Ma representaría al magmatismo del arco volcánico Carbonífero, desarrollado en el margen pacífico de Gondwana, después de la acreción de Chilenia durante el Devónico. Por otro lado, el magmatismo Pérmico (a los ~286 Ma) de la Cordillera Principal de Vallenar (29°- 29° 30') sería posiblemente sintectónico al engrosamiento cortical relacionado con la Fase Orogénica San Rafael, lo que no ocurre para el magmatismo Pérmico (a los 287-264 Ma) del área de Potrerillos (26° 15'- 26° 30' S). Por último, el magmatismo Triásico (a los 232-221 Ma) se habría emplazado con posterioridad a este engrosamiento cortical, asociado, posiblemente, a un contexto geotectónico extensional.

9 Referencias

- Bell, C. M., 1985. The Chinchas Formation: an early Carboniferous lacustrine succession in the Andes of northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, p. 29-48.
- Bell, C. M., 1987. The origin of the Upper Palaeozoic Chañaral melange of N Chile. *Journal of the Geological Society*, London 144, p. 599-610.
- Alvarez, Javier ; Mpodozis, Constantino ; García-Casco, Antonio ; Blanco-Quintero, Idael F; Morata, Diego. 2012. Are the La Pampa Gneisses remnants of the Chilenia basement?. En Congreso Geológico Chileno, 13o, Antofagasta, Chile, 05-09 Agosto 2012: pp.389-391.
- Best, M. y Christiansen, E. 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, 458 p.
- Breitkreuz, C., Zeil, W., 1994. The Late Carboniferous to Triassic volcanic belt in Northern Chile. In: Reutter, K.J., Scheuber, E., Wigger, P.J. (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, Berlin, pp. 277–292.
- Brook, M., Pankhurst, R., Sheperd, T. & Shapiro, B. 1986. *Andchron: Andean Geochronology & Metallogensis*. Overseas Development Administration, London, Open-file Report, 1–83.
- Castro, A., Gerya, T., García-Casco, A., Fernández, C., Díaz-Alvarado, J., Moreno-Ventas, I., y otros. (2010). Melting relations of MORB-sediment mélanges in underplated mantle wedge plumes; implications for the origin of cordilleran-type batholiths. *Journal of Petrology* , 51 (6), 1267-1295.
- Coloma, Felipe; Salazar, Esteban ; Creixell, Christian. 2012. Nuevos antecedentes acerca de la construcción de los plutones Pérmicos y Permo-Triásicos en el valle del río Tránsito, región de Atacama, Chile. En Congreso Geológico Chileno, 13o, Antofagasta, Chile, 05-09 Agosto 2012: pp.330-332.
- Cornejo, P., Mpodozis, C., Ramírez, C.F. and Tomlinson, A., 1993. Estudio geológico de la región de Potrerillos y El Salvador (26°-27° Lat. S). Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Santiago, Chile, Registered Report IR-93-01, with 12 maps 1:50.000, 258 p.
- Cornejo, P., Matthews, S., Marinovic, N., Pérez de Arce, C., Basso, M., Alfaro, J., Navarro, M., 2006a. Alteración hidrotermal y mineralización recurrente de Cu y Cu–Mo durante el Pérmico y el Triásico en la Cordillera de Domeyko (Zona de Zaldívar-Salar de los Morros): antecedentes geocronológicos U–Pb, 40Ar/39Ar y Re–Os. XI Congreso Geológico Chileno 2, 219–222.
- Charrier, R., L. Pinto y Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T. y Gibbons, W. (editors) *The Geology of Chile*: 21-114. The Geological Society, London.
- Creixell, C., Ortiz, M., Arévalo, C. 2012. Geología del área Carrizalillo-El Tofo, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica Nos. 133 y 134 p., 1 mapa escala 1:100.000.

- Franz, G., Lucassen, F., Kramer, W., Trumbull, R.B., Romer, R.L., Wilke, H.-G., Viramonte, J.G., Becchio, R., Siebel, W., 2006. Crustal evolution at the Central Andean continental margin: a geochemical record of crustal growth, recycling and destruction-. In: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.), *The Andes-Active Subduction Orogeny*. Springer, pp. 45–64.
- García, F., 1967. *Geología del Norte Grande de Chile*. Sociedad Geológica de Chile, Santiago, Simposio sobre el Geosinclinal Andino, Publicación N° 3, 138 p.
- Halpern, M., 1973. Regional geochronology of Chile south of 50° latitude. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 84, p. 2407-2422.
- Hervé, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes*, Vol. 11, p. 183-188.
- Iriarte, S., Arévalo, C., Mpodozis, C. y Rivera, O. 1996. Mapa Geológico de la Hoja Carrera Pinto, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Mapas Geológicos 3, escala 1.100.000.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Palaeozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the middle Proterozoic in North America? *Geology*, 17, 324–328.
- Kay, R. W., & Kay, S. M. (1991). Creation and destruction of lower continental crust. *Geologische Rundschau*, 80, 259-278.
- Kay, S. M., & Mpodozis, C. (2001). Central andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, 11, 4-9.
- Llambías, E.J., Sato, A.M., 1990. El Batolito de Colangüil, Cordillera Frontal, Argentina: Estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile* 17, 89–108.
- Lucassen, F., Franz, G., Thirlwall, M.F., Mezger, K., 1999. Crustal recycling of metamorphic basement, Late Paleozoic granitoids of northern Chile (~22°S): implications for the composition of the Andean crust. *Journal of Petrology* 40, 1527–1551.
- Lucassen, F., Becchio, R., Harmon, R., Franz, G., Trumbull, R., Wilke, H-G., Romer, R.L., Dulski, P., 2001. Composition and density model of the continental crust at an active continental margin the Central Andes between 21° and 27°S. *Tectonophysics* 341, 195–223.
- Lucassen, F., Trumbull, R., Franz, G., Creixell, C., Vásquez, P., Romer, R. L., Figueroa, O., 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to Recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36 – 41°S). *Journal of South American Earth Sciences* 17, 103-119.
- Marinovic, N., Lahsen, A., 1984. Hoja Calama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago, Carta Geológica de Chile 58.

- Marinovic, N., Smoje, I., Makshev, V., Hervé, M., Mpodozis, C., 1995. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago, Carta Geológica de Chile, N° 70, 150 p.
- Marinovic, N. & García, M. 1999. Hoja Pampa Union. Region de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Mapas Geologicos 9, 1:100.000.
- Martin, M., Clavero, J., Mpodozis, C., 1999. Late Paleozoic to Early Jurassic tectonic development of the high Andean Principal Cordillera, El Indio Region, Chile (29–30°S). *Journal of South American Earth Sciences* 12, 33–40.
- Mercado, M., 1982. Hoja Laguna del Negro Francisco, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, 1:100.000, N° 56, 73 p.
- Morata, D. and Aguirre, L., 2003. Extensional Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29°20'–30° S), Chile: geochemistry and petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 16, N° 6, p. 459–476.
- Mpodozis, C. & Cornejo, P. 1988. Hoja Pisco Elqui, IV Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, 68, 1:250.000.
- Mpodozis, C. & Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina; *in*: Ericksen, G.E., Cañas, M.T. and Reinemund, J.A. (Editors) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources; Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, American Association of Petroleum Geologists, Earth Science Series, Houston, Texas, Vol. 11, p. 59–90.*
- Mpodozis, C. & Cornejo, P., 1994. Segmentación andina en el Paleozoico Superior: evidencias en los batolitos pérmicos Sierra Castillo y Pedernales, El Salvador, Chile (26°–27°). *Proceedings 7th. Congreso Geológico Chileno, Concepción, Vol. 2, p. 1399–1403.*
- Mpodozis, C. & Kay, S.M., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana, Andes Chilenos (28–31°S). *Revista Geológica de Chile* 17, 153–180.
- Mpodozis, C. & Kay, S., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Pacific Gondwana margin: evidence from Chilean frontal Cordilleran batholiths. *Geological Society of America Bulletin* 104, 999–1014.
- Mundaca, P., 2002. Geología de los Cuadrángulos Aguada de la Teca y Barros Arana, II Región, Antofagasta. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 69 p
- Munizaga F., Makshev V., Fanning CM, Giglio S., Yaxley G., Tassinari C.C.G., 2008 Late Paleozoic–Early Triassic magmatism on the western margin of Gondwana: Collahuasi area, Northern Chile. *Gondwana Research* 13: 407–427.
- Nasi, C., Mpodozis, C., Cornejo, P., Moscoso, R., Makshev, V., 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico Superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile* 25–26, 77–111.

- Nasi, P.C., Moscoso, D.R., and Maksaev, J.V. 1990. Hoja Guanta, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Nro. 67: 1-140. Santiago
- Pankhurst, R.J., Millar, I. L. y Hervé, F. 1996. A Permo-Carboniferous U-Pb age for part of the Guanta unit of the Elqui-Limarí Batholith at Río Tránsito, Northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, 23, 35–42.
- Parada, M.A., Rivano, S., Sepúlveda, P. et al. 1988. Mesozoic y Cainozoic plutonic development in the Andes of central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 249–260.
- Parada, M.A., 1990. Granitoid plutonism in central Chile and its geodynamic implications; a review, *in*: Kay, S.M. and Rapela, C.W., eds., *Plutonism from Antarctica to Alaska*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 241, p. 51-66.
- Parada, M.A., Levi, B., Nyström, J., 1991. Geochemistry of the Triassic to Jurassic plutonism of central Chile (30 to 33°S): Petrogenetic implications and a tectonic discussion. In Harmon, R.S., Rapela, C.W., eds. *Andean magmatism and its tectonic setting*: Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper 265, 99-112.
- Parada, M.A., Nyström, J., Levi, B., 1999. Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31-34°S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos* 46, 505-521.
- Ramírez, C.F. and Gardeweg, M., 1982. Hoja Toconao Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 1:250 000, N° 58, 121 p.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic-early Paleozoic of South America: A collisional history. *Episodes*, Vol. 11, p. 168-174.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortes, J.M. and Palma, M.A., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, Vol. 5, p. 855-880.
- Ramos V, 2008. The Basement of the Central Andes: The Arequipa and Related Terranes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 36:289–324
- Rex, A.J. 1987. The geology, geochemistry and mineralization of the north Chilean High Cordillera. PhD Thesis, University of Leicester, United Kingdom.
- Ribba, L. 1985. Geología regional del Cuadrángulo El Tránsito, Región de Atacama, Chile. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Richards, J.P., Noble, S.R., y Pringle, M.S., 1999, A revised late Eocene age for porphyry Cu magmatism in the Escondida area, northern Chile: *Economic Geology*, v. 94, p. 1231–1247.
- Richards, J., Boyce, A., Pringle, M., 2001. Geologic evolution of the Escondida Area, Northern Chile: a model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology*, v. 96, p. 271-305.

- Rollinson H. R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group, UK 1st edition, 352 p.
- Salazar E, 2012. Evolución Tectono-Estratigráfica Post-Paleozoica de la Cordillera de Vallenar, Tesis de Magister, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Sato, A.M., Llambías, E.J., 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente del Batolito de Colangüil. XII Congreso Geológico Argentino Actas. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires 4, 156–165.
- Stipanovic, P.N., 2001. Antecedentes geológicos y paleontológicos, *in*: Artabe, A.E., Morel, E.M. y Zamuner, A.B. (editors) El Sistema Triásico en la Argentina, Fundación Museo de La Plata “Francisco Pascasio Moreno”, La Plata, Argentina, p. 1-21.
- Suárez, M. & Bell, M. 1992. Triassic rift-related sedimentary basins in northern Chile (24°–29°S). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 6, p. 109–121.
- Terekhov, E. N., & Shcherbakova, T. F. (2006). Genesis of Positive Eu Anomalies in Acid Rocks from the Eastern Baltic Shield. *Geochemistry International*, 44 (5), 439-455.
- Tomlinson, A.J., Cornejo, P., Mpodozis, C., 1999. Hoja Potrerillos, Región de Atacama, SERNAGEOMIN, Mapas Geológicos, 14, escala 1:100.000.
- Uliana, M.A. and Biddle, K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern south America. *Rev. Brasileira de Geociencias*, Vol. 18, N° 2, p. 172-190.
- Urzúa, F., 2009, Geology, geochronology and structural evolution of La Escondida copper district, Northern Chile. Ph.D. Thesis, Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, 2 v., Australia.
- Vaughan, A.P.M. & Pankhurst, R.J., 2008. Tectonic overview of the West Gondwana margin. *Gondwana Research*, v. 13, p. 150-162.
- Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J., Cancino, A., 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin* 107, 1427–1440.
- Vilas, J.F. and Valencio, D.A., 1978. Paleomagnetism of South American and African rocks and the age of the South Atlantic. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 8, p. 3-10.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach*. London, Harper Collins Academic (eds.), 466 p.

ANEXO A

MAPA GEOLÓGICO Y UBICACIÓN DE MUESTAS

Tabla I.1: Ubicación, litología y unidad geológica de las muestras de este estudio.

| Muestra | UTM - WGS 84 | | Altitud | Litología | Unidad |
|---------|--------------|---------|---------|--------------------------------------|----------------------|
| | Este | Norte | | | |
| CHY-01 | 381917 | 6745233 | 2644 | Riolita bandeada | F. Pastos Blancos |
| CHY-02 | 381059 | 6745523 | 2616 | Toba cristalina | F. Pastos Blancos |
| CHY-03 | 379683 | 6746143 | 2571 | Sienogranito | U. Los Colorados |
| CHY-05 | 365928 | 6775856 | 1758 | Monzogranito de biotita | U. Cochiguaz |
| CHY-06 | 367859 | 6774134 | 1811 | Granodiorita de horblenda | U. Guanta |
| CHY-07 | 368727 | 6772460 | 1870 | Monzogranito de Muscovita | U. Cochiguaz |
| CHY-09 | 371777 | 6753575 | 2242 | Sienogranito de biotita | U. Guanta |
| CHY-10 | 381618 | 6745305 | 2593 | Riolita bandeada fina | F. Pastos Blancos |
| CHY-11 | 360372 | 6815833 | 838 | Riolita | F. Pastos Blancos |
| CHY-12 | 467726 | 7070960 | 2950 | Monzogranito de biotita | Batolito Pedernales |
| CHY-14 | 468320 | 7071069 | 3100 | Toba cristalina | F. La Tabla |
| CHY-15 | 468095 | 7071285 | 3121 | Toba cristalina | F. La Tabla |
| CHY-16 | 470356 | 7071992 | 3671 | Dique andesítico | Dique en F. La Tabla |
| CHY-17 | 471784 | 7076116 | 3606 | Toba cristalina | F. La Tabla |
| CHY-22 | 469734 | 7071333 | 3604 | Riolita bandeada | F. La Tabla |
| CHY-23 | 473877 | 7085563 | 3353 | Monzogranito de biotita | Batolito Pernaes |
| CHY-24 | 472345 | 7083442 | 3450 | Monzodiorita cuarcífera de horblenda | Batolito Pernaes |

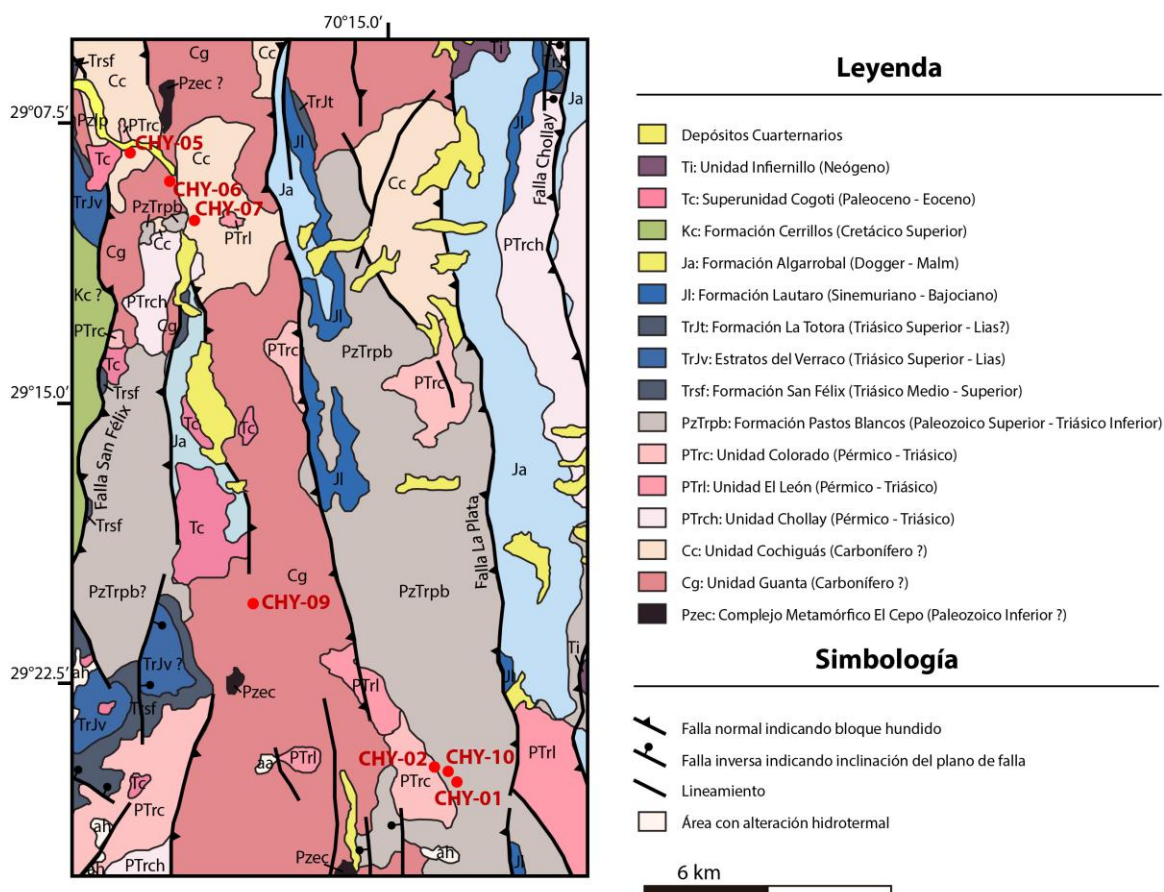


Figura I.1: Mapa geológico y ubicación de las muestras de la Cordillera Principal de Vallenar (29°-29°30'S).

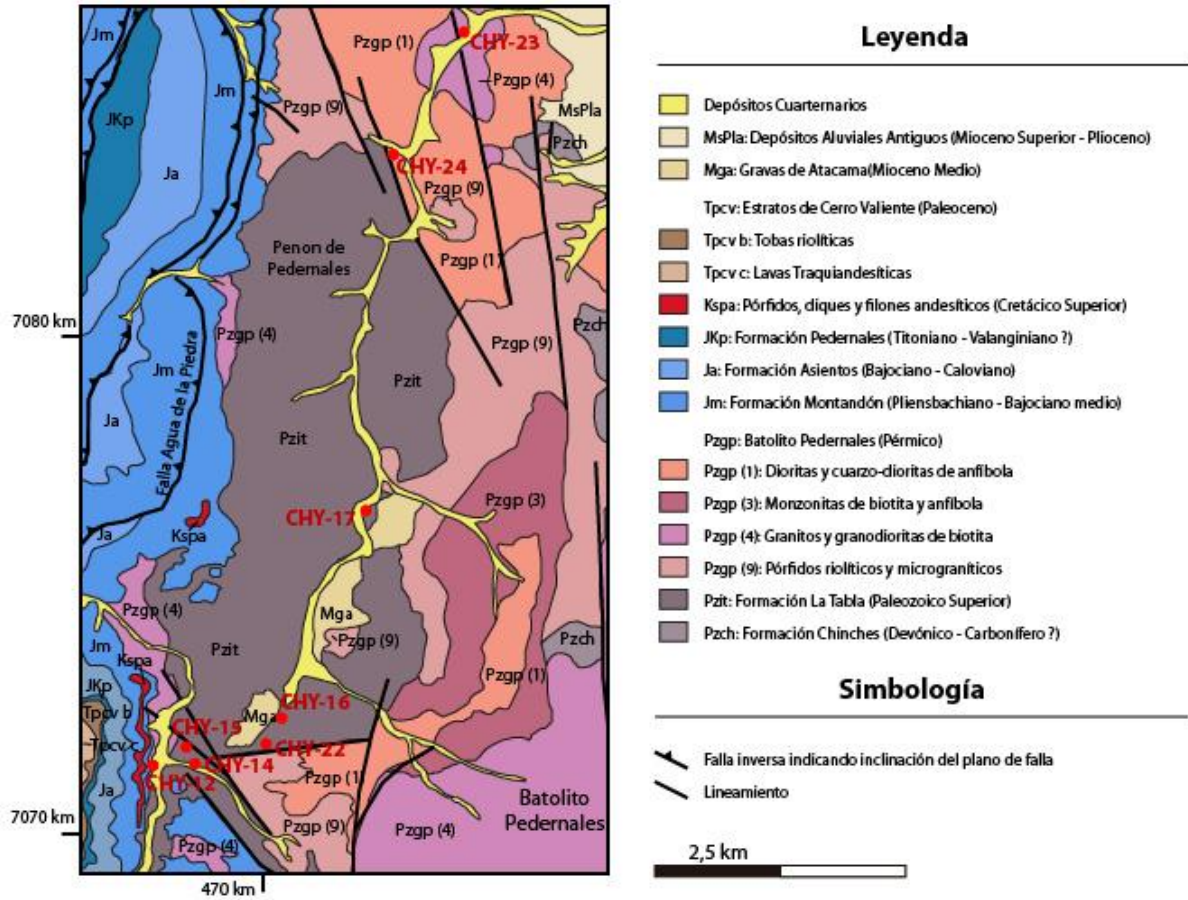


Figura 1.2: Mapa geológico y ubicación de las muestras del área de Potrerillos de la Cordillera de Domeyko (26°15'-26°30'S).

ANEXO B

DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - CHY-1

| N° Muestra | Coord. Norte | Coord. Este |
|------------|--------------|-------------|
| CHY-1 | 6745233 | 381917 |

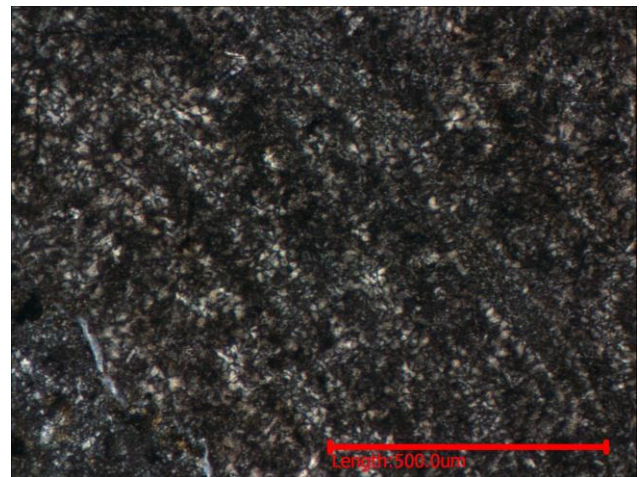
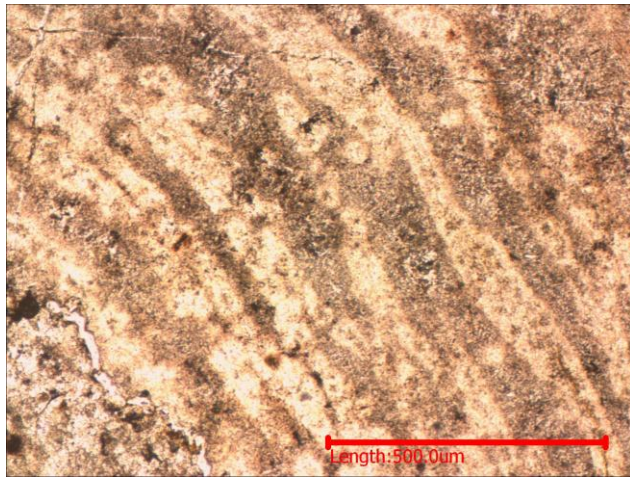
Clasificación Riolita bandeada de feldespato alcalino

DESCRIPCIÓN GENERAL

| Texturas | Observaciones |
|-------------|---|
| Felsítica | Agregado de cristales muy finos de cuarzo+feldespato-K. |
| Porfírica | Fenocristales de hasta 2 mm, inmersos en masa felsítica. |
| Eferulítica | Cristales radiales de polimorfos de sílice que divergen a partir de un núcleo |

| a) Fenocristales | % | Características |
|--------------------------|----|---|
| Plagioclasa | 3 | Fenocristales subhedrales a euhedrales tabulares, de 0,5 a 2 mm, alterados moderadamente a arcillas y calcita. |
| Feldespato Potásico | 3 | Fenocristales ortoclasa subhedrales a euhedrales tabulares, de 0,5 a 1 mm, moderadamente alterados a arcillas y calcita. |
| | 6 | |
| b) Masa fundamental | % | Características |
| Qz+Feldespato K | 94 | Intercalaciones de bandas de grano muy fino de cristales de cuarzo y feldespato potásico, con bandas de grano más grueso de cristales de cuarzo. Alterada a calcita, arcillas y opacos. |
| | 94 | |
| c) Minerales secundarios | % | Características |
| Calcita | 10 | Alterando plagioclasas y feldespato-K y a la masa fundamental. |
| Opacos | 5 | Alterando a la masa fundamental. |
| Arcillas | 3 | Alterando a la masa fundamental y a fenocristales |
| | 18 | |
| d) Observaciones | | Presenta microvetilla continua rellena de calcita , de 0,1 mm de espesor. |

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Se observa una intercalaciones de bandas de grano muy fino de cristales de cuarzo y feldespato potásico (textura felsítica), con bandas de grano más grueso de cristales de cuarzo. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Escala 500 µm.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - CHY-2

| N° Muestra | Coord. Norte | Coord. Este |
|------------|--------------|-------------|
| CHY-2 | 6745523 | 381059 |

Clasificación Toba cristalina de lapilli

DESCRIPCIÓN GENERAL

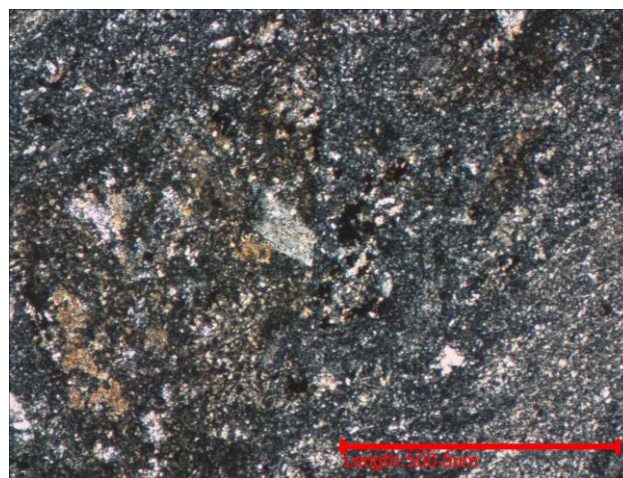
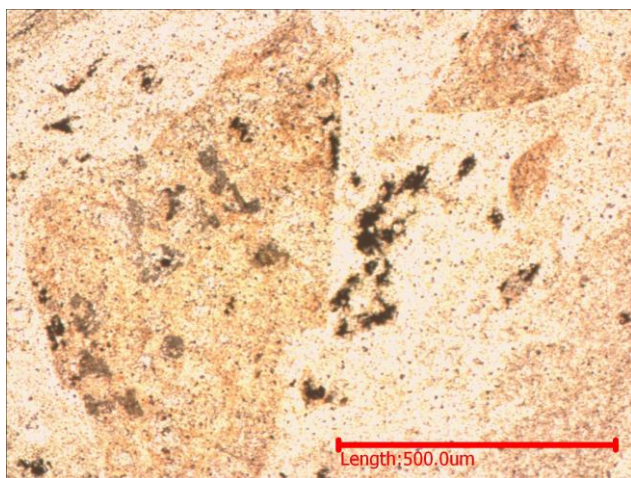
| Texturas | Observaciones |
|-------------|---|
| Fragmentada | Se observa algunos cristales fragmentados y además es posible reconocer clastos igneos. |
| Eutaxítica | Esta formada por fragmentos de vidrio aplastados (fiames). |

| a) Fragmentos | % | Características |
|---------------|----|--|
| Líticos | 38 | Es posible reconocer fragmentos igneos de tamaño lapilli (2-15 mm), algunos con textura fanerítica (fenocristales de plagioclasa y feld-k), alterados intensamente a opacos y calcita. |
| Juveniles | 2 | Fiames de hasta 2 mm. |
| Cristales | 10 | Cristales generalmente fragmentados de plagioclasa y feld-k, tamaño ceniza gruesa (0,2 -1,5 mm), alterados a arcillas. |
| | 50 | |

| b) Matriz | % | Características |
|------------------|----|---|
| Qz+Feldespatos K | 50 | Agregado muy fino de cristales de cuarzo y feldespatos potásico. Es posible que esta matriz observada sea producto de una alteración posterior. |
| | 50 | |

| c) Minerales secundarios | % | Características |
|--------------------------|----|---------------------------------------|
| Opacos | 25 | Se encuentran alterando toda la roca. |
| Calcita | 5 | Alterando líticos y matriz. |
| Arcillas | 5 | Alterando líticos y matriz. |
| | 35 | |

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Se observa una textura piroclástica característica de la toba de lapilli, y las características descritas para los fragmentos líticos de origen volcánico. Imágenes a nicolas paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Escala 500 μm.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - CHY-3

| N° Muestra | Coord. Norte | Coord. Este |
|------------|--------------|-------------|
| CHY-3 | 67 | 379683 |

Clasificación Sienogranito

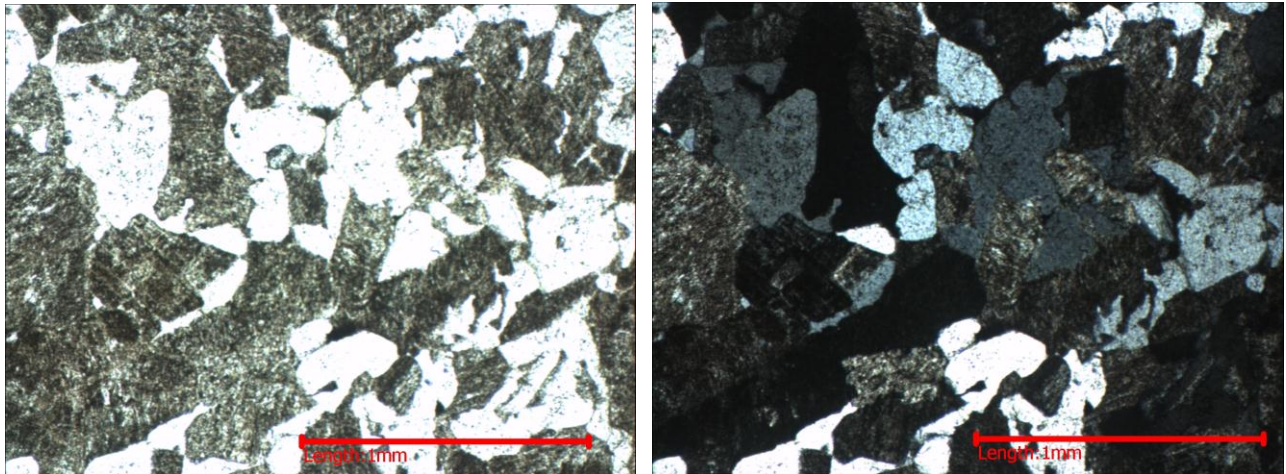
DESCRIPCIÓN GENERAL

| Texturas | Observaciones |
|-------------|--|
| Fanerítica | crisales equigranulares de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico . |
| Pertítica | Cristales de albita dentro de cristales de feldespato (ortoclasa). |
| Reabsorción | Cristales de cuarzo presentan concavidades irregulares en sus bordes. |
| Gráfica | Intercrecimiento de cuarzo y feldespato potásico (ortoclasa) |

| a) Mineralogía primaria | % | Características |
|-------------------------|-----|--|
| Plagioclasa | 10 | Cristales subhedrales a euhedrales tabulares, de 0,5 mm, fuertemente alterados a arcillas. |
| Cuarzo | 40 | Cristales anhedrales, de hasta 1 mm. |
| Feldespato Potásico | 50 | Cristales de ortoclasa anhedrales a subhedrales , de hasta 2 mm, alterados intesamente a arcillas. |
| | 100 | |

| b) Mineralogía secundaria | % | Características |
|---------------------------|----|---|
| Epidota | <1 | Alterando a fedepato potásico. |
| Oxidos Fe | 5 | Se encuentran diseminados alterando toda la roca. |
| Arcillas | 2 | Alterando plagioclasas y feldespato-K. |
| | 7 | |

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Se observa una textura gráfica con cristales de feldespato potásico intercrecido con cristales cuarzo .
Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Escala 1 mm.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - CHY-5

| N° Muestra | Coord. Norte | Coord. Este |
|------------|--------------|-------------|
| CHY-5 | 6775856 | 365928 |

Clasificación Monzogranito

DESCRIPCIÓN GENERAL

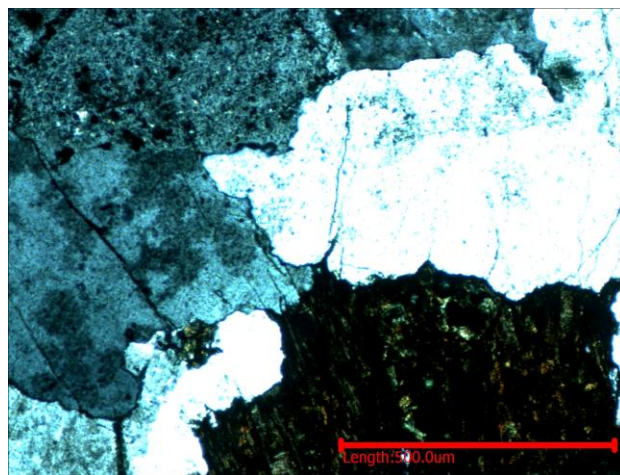
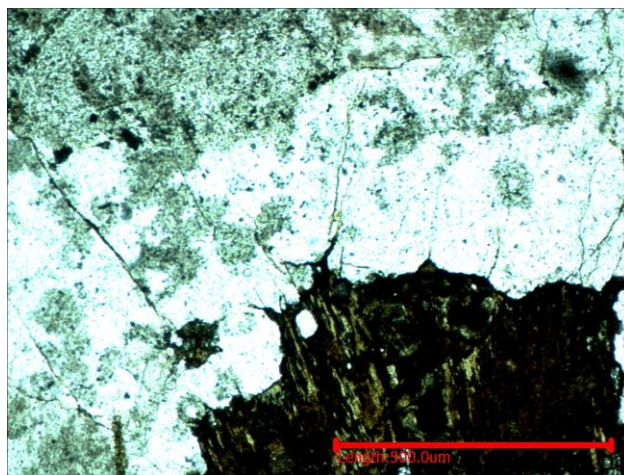
| Texturas | Observaciones |
|----------------|---|
| Fanerítica | Fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. |
| Pertítica | Cristales de albita dentro de cristales de feldespato (ortoclasa). |
| Pokilitica | Fenocristales de ortoclasa encerrando a cristales de plag. y fenocristales de cuarzo encerrando a cristales de plg. |
| Parchy zonning | Fenocristales de plagioclasa zonados en forma irregular. |

| a) Mineralogía primaria | % | Características |
|-------------------------|-----|---|
| Plagioclasa | 22 | Cristales subhedrales a euhedrales tabulares, de 2-4mm, ligeramente sericitizados, con menor arcillas. |
| Cuarzo | 40 | Cristales anhedrales, de 0,5 a 4 mm. |
| Feldespato Potásico | 35 | Cristales de ortoclasa y microclina anhedrales a subhedrales tabulares, de 2-6 mm, alterados moderadamente a sericita, albita y arcillas. |
| Máficos Indiferenciados | 3 | Relictos de máficos primarios, totalmente reemplazados por epidota, clorita, opacos y oxi-hidroxiidos de Fe (posiblemente corresponde a biotita por los relictos de clivaje). |
| | 100 | |

| b) Mineralogía secundaria | % | Características |
|---------------------------|----|--|
| Cuarzo | 5 | Se presenta como cuarzo recristalizado. |
| Albita | 2 | Altera a feldespatos. |
| Arcillas | 2 | Alterando plagioclasas y feldespato-K muy débilmente (solo se observa en algunos cristales). |
| Sericita | 3 | Alterando plagioclasas y feldespato-K muy débilmente (solo se observa en algunos cristales). |
| Opacos | 1 | Altera a máficos. |
| Epidota | <1 | Altera a máficos. |
| Clorita | <1 | Altera a máficos. |
| Oxi-hidroxiidos de Fe | <1 | Altera a máficos. |
| | 13 | |

c) Observaciones Microvetillas de oxi-hidroxiidos de Fe de 0,1 mm de espesor, discontinuas.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografia de sección transparente representativa de la muestra. Se observa una textura fanerítica con cristales de feldespato potásico, cuarzo y máfico indiferenciado. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Escala 500 µm.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - CHY-6

| N° Muestra | Coord. Norte | Coord. Este |
|------------|--------------|-------------|
| CHY-6 | 6774134 | 367859 |

Clasificación Granodiorita de horblenda

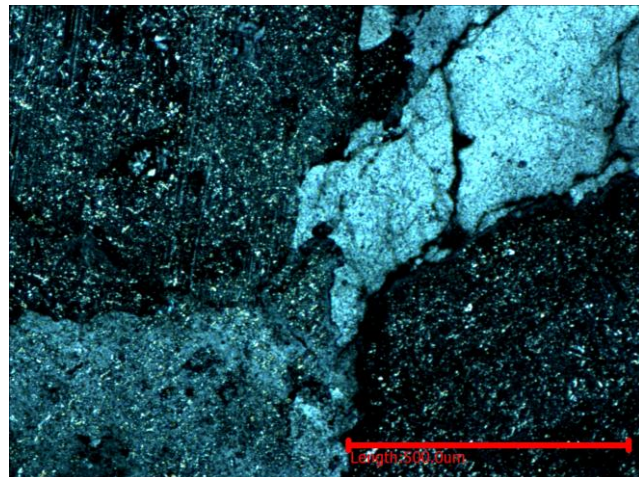
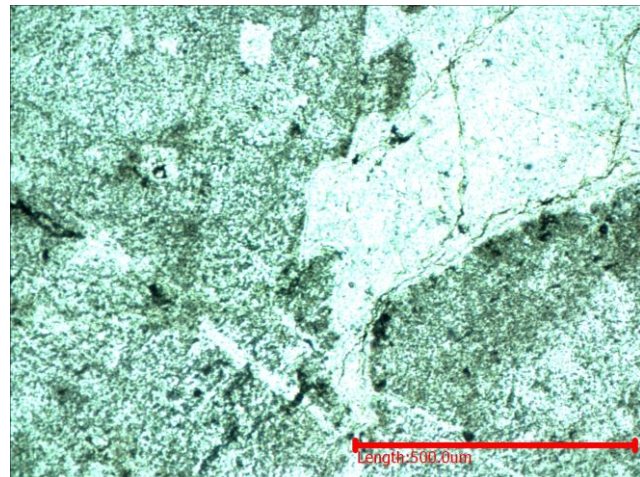
DESCRIPCIÓN GENERAL

| Texturas | Observaciones |
|------------|---|
| Fanerítica | Cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y horblenda |
| Consertal | Bordes aserrados de cristales de cuarzo |

| a) Mineralogía primaria | % | Características |
|-------------------------|------------|---|
| Plagioclasa | 38 | Cristales subhedrales a euhedrales tabulares, de 0,5-3mm, modera a intensamente sericitizados. |
| Cuarzo | 30 | Cristales anhedrales, de 0,5 a 4 mm. |
| Feldespato Potásico | 20 | Cristales de ortoclasa subhedrales a euhedrales tabulares, de 0,5-3mm, modera a intensamente sericitizados. |
| Máficos Indiferenciados | 10 | Relictos de máficos primarios, de 1mm, totalmente remplazados por epidota y clorita. |
| Horblenda | 2 | Cristales subhedrales tabulares, de 1,5 mm, presentan macla de carlsbad y pleocroismo. |
| | 100 | |

| b) Mineralogía secundaria | % | Características |
|---------------------------|-----------|---|
| Clorita | 10 | Se encuentra alterando feldespatos potásicos, plagioclasas y a máficos. |
| Sericita | 5 | Se encuentra alterando feldespatos potásicos y plagioclasas. |
| Epidota | 2 | Se encuentra alterando feldespatos potásicos, plagioclasas y a máficos. |
| Arcillas | 1 | Alterando feldespatos potásicos y plagioclasa. |
| Esfeno | <1 | Alterando a máficos. |
| | 18 | |

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Se observa una textura fanerítica con cristales feldespato potásico y plagioclasa sericitizados y cuarzo. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Escala 500 µm.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - CHY-7

| N° Muestra | Coord. Norte | Coord. Este |
|------------|--------------|-------------|
| CHY-7 | 6772460 | 368727 |

Clasificación Monzogranito de muscovita

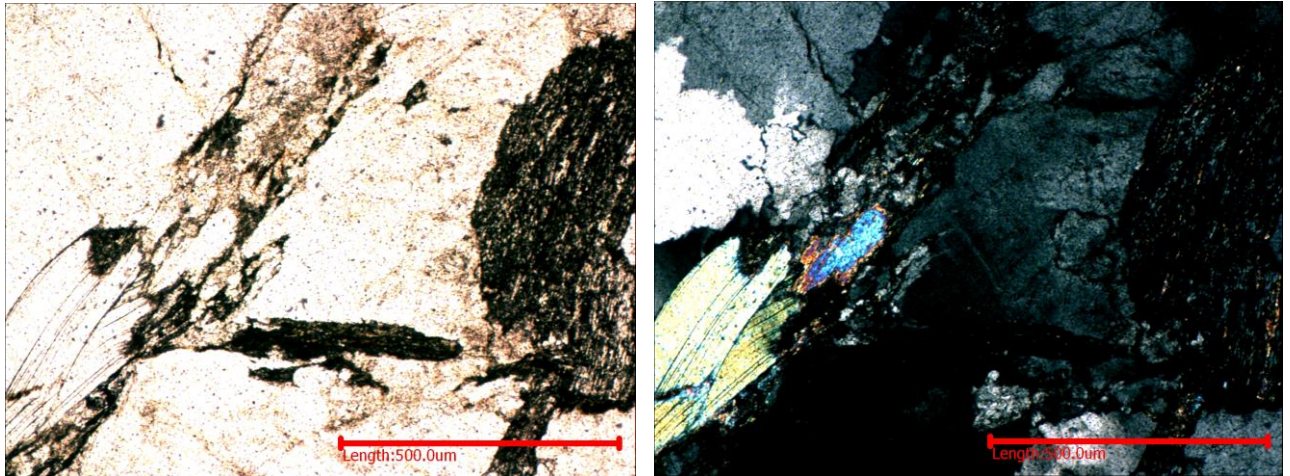
DESCRIPCIÓN GENERAL

| Texturas | Observaciones |
|-------------|--|
| Fanerítica | Inequigranular con cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y muscovita. |
| Pertítica | Cristales de albita dentro de cristales de feldespato (ortoclasa). |
| Poikilítica | Cristales de cuarzo englobando cristales de ortoclasa. |

| a) Mineralogía primaria | % | Características |
|-------------------------|------------|--|
| Plagioclasa | 20 | Cristales subhedrales a euhedrales tabulares, de hasta 2 mm, leve a moderadamente sericitizados. |
| Cuarzo | 35 | Cristales anhedrales, de hasta 2 mm. |
| Feldespato Potásico | 35 | Cristales de ortoclasa y microclina (distinguida por su macla de Tartan) subhedrales a euhedrales tabulares, de hasta 4mm, modera a intensamente sericitizados. |
| Muscovita | 5 | Cristales subhedrales a euhedrales, de 2 mm, y también se encuentran cristales de menor tamaño (0,5 mm) en forma de "agujas" dispuestos a los largo de los planos de clivaje de la plagioclasa y la ortoclasa, algunos presentan una leve cloritización. |
| Máficos Indiferenciados | 3 | Relictos de máficos primarios, totalmente reemplazados por clorita, muscovita y opacos. |
| Biotita | 2 | Cristales subhedrales, de 0,5 mm, ligeramente cloritizados. |
| | 100 | |

| b) Mineralogía secundaria | % | Características |
|---------------------------|-----------|--|
| Clorita | 5 | Se encuentra alterando a cristales de muscovita y biotita. |
| Muscovita | 1 | Se encuentra alterando a cristales de biotita |
| Sericita | 3 | Se encuentra alterando feldespatos potásicos y plagioclasas. |
| Epidota | 1 | Se encuentra alterando feldespatos potásicos. |
| Opacos | 1 | Alterando a máficos. |
| Cuarzo | 10 | Como cuarzo recrystalizado. |
| | 21 | |

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Se observa una textura fanerítica con cristales de feldespato potásico, cuarzo, biotita y muscovita. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Escala 500 µm.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - CHY-9

| N° Muestra | Coord. Norte | Coord. Este |
|------------|--------------|-------------|
| CHY-9 | 6753575 | 371777 |

Clasificación Sienogranito de biotita

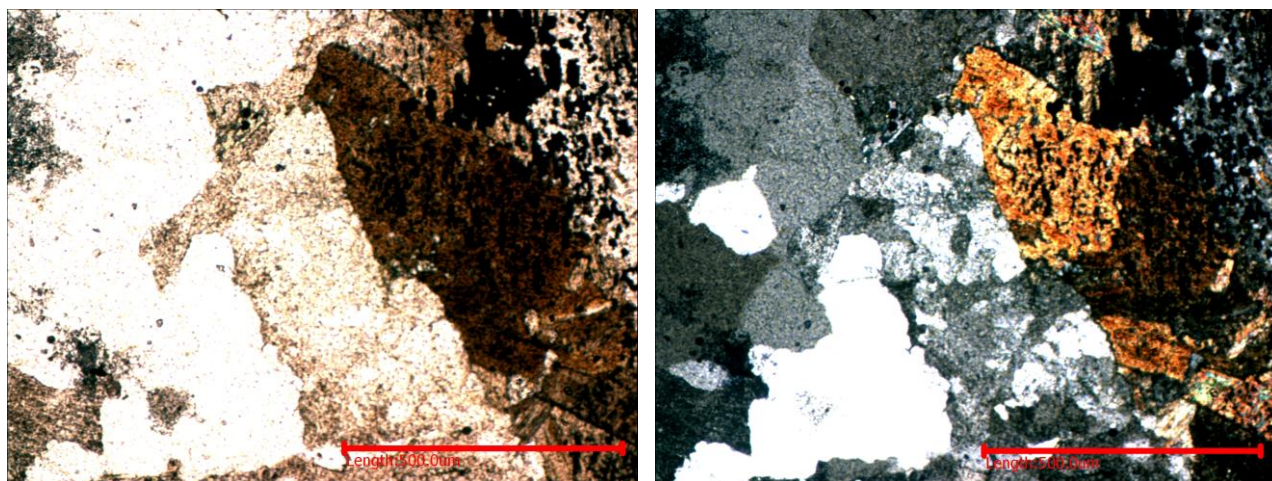
DESCRIPCIÓN GENERAL

| Texturas | Observaciones |
|-------------|---|
| Fanerítica | Fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. |
| Granofírica | |
| Reabsorción | Cristales de cuarzo presentan concavidades irregulares en los bordes. |
| Concantal | Cristales de cuarzo con bordes aserrados. |

| a) Mineralogía primaria | % | Características |
|-------------------------|-----|--|
| Plagioclasa | 10 | Cristales subhedrales a euhedrales tabulares, de 0.2 mm, ligeramente sericitizados. |
| Cuarzo | 35 | Cristales anhedrales, de 0,5 a 2 mm. |
| Feldespato Potásico | 50 | Cristales anhedrales a subhedrales tabulares, de 0,5-4 mm, levemente sericitizados. |
| Biotita | 2 | Cristales anhedrales a subhedrales, de 0,5 mm, alterados leve a moderadamente a opacos. |
| Máficos Indiferenciados | 3 | Relictos de máficos primarios, de 0,5-4 mm, totalmente remplazados por clorita y opacos. |
| | 100 | |

| b) Mineralogía secundaria | % | Características |
|---------------------------|---|---|
| Clorita | 3 | Alterando a máficos. |
| Opacos | 2 | Alterando a máficos. |
| Epidota | 1 | Alterando a máficos. |
| Sericita | 1 | Alterando plagioclasas y feldespato-K (solo se observa en algunos cristales). |
| | 7 | |

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Se observa una textura fanerítica con cristales de feldespato potásico, cuarzo, biotita. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Escala 500 µm.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - CHY-10

| N° Muestra | Coord. Norte | Coord. Este |
|------------|--------------|-------------|
| CHY-10 | 6745305 | 381618 |

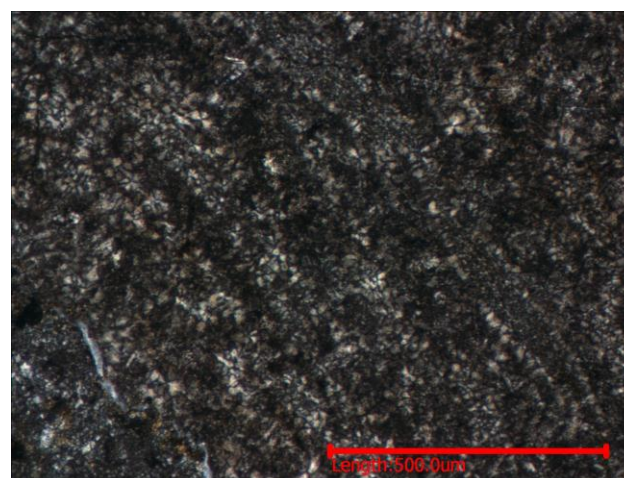
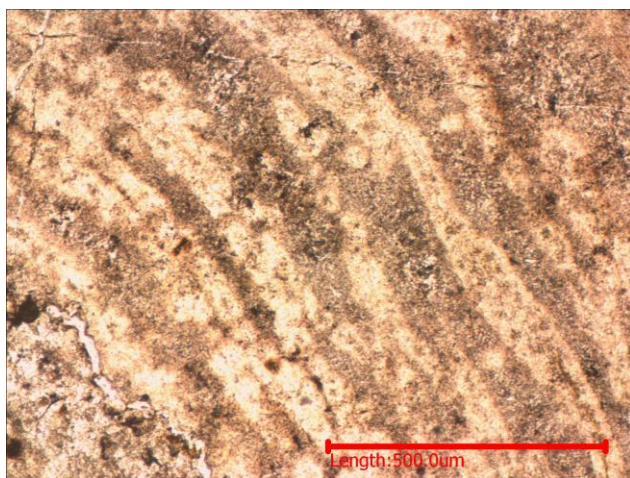
Clasificación Riolita bandeada de feldespato alcalino

DESCRIPCIÓN GENERAL

| Texturas | Observaciones |
|-------------|---|
| Felsítica | Agregado de cristales muy finos de cuarzo+feldespato-K. |
| Porfírica | Fenocristales de hasta 2 mm, inmersos en masa felsítica. |
| Eferulítica | Cristales radiales de polimorfos de sílice que divergen a partir de un núcleo |

| a) Fenocristales | % | Características |
|--------------------------|-----------|---|
| Plagioclasa | 2 | Fenocristales subhedrales a euhedrales tabulares, de 0,5 a 2 mm, alterados moderadamente a arcillas y calcita. |
| Feldespato Potásico | 1 | Fenocristales ortoclasa subhedrales a euhedrales tabulares, de 0,5 mm, moderadamente alterados a arcillas y calcita. |
| | 3 | |
| b) Masa fundamental | % | Características |
| Qz+Feldespato K | 97 | Intercalaciones de bandas de grano muy fino de cristales de cuarzo y feldespato potásico, con bandas de grano más grueso de cristales de cuarzo y feldespato potásico. Alterada a calcita, arcillas y opacos. |
| | 97 | |
| c) Minerales secundarios | % | Características |
| Calcita | 10 | Alterando plagioclasas y feldespato-K y a la masa fundamental. |
| Opacos | 5 | Alterando a la masa fundamental y fenocristales. |
| Arcillas | 3 | Alterando a la masa fundamental y a fenocristales |
| | 18 | |

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Se observa una intercalaciones de bandas de grano muy fino de cristales de cuarzo y feldespato potásico (textura felsítica), con bandas de grano más grueso de cristales de cuarzo. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Escala 500 µm.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - CHY-11

| N° Muestra | Coord. Norte | Coord. Este |
|------------|--------------|-------------|
| CHY-11 | 6815833 | 360372 |

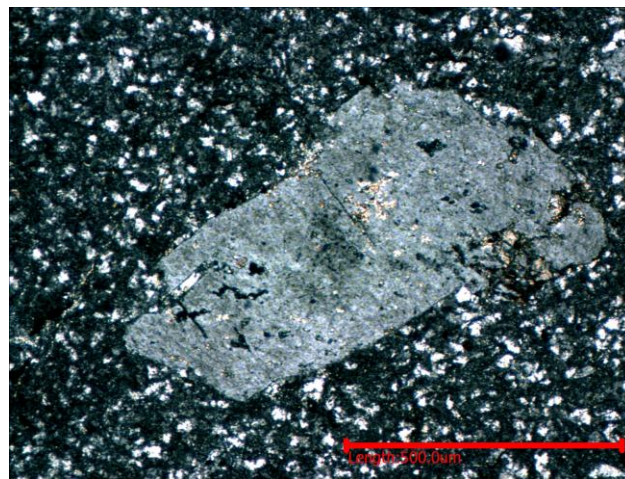
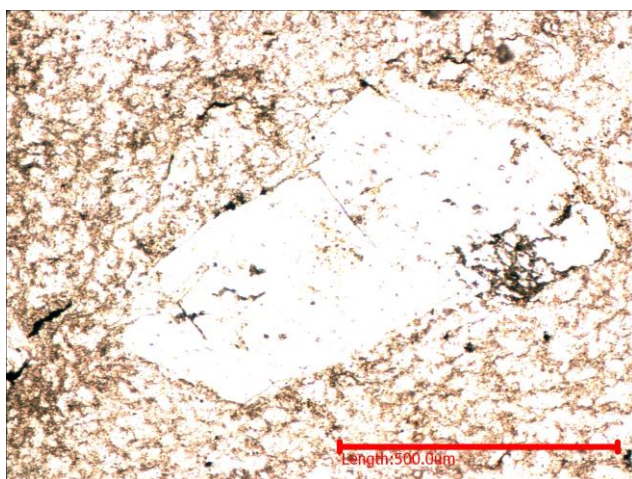
Clasificación Riolita de feldespato alcalino

DESCRIPCIÓN GENERAL

| Texturas | Observaciones |
|-----------|--|
| Felsítica | Agregado de cristales muy finos de cuarzo+fedeepato K. |
| Porfírica | Fenocrístale de hasta 3mm, inmersos en masa felsítica. |

| a) Fenocristales | % | Características |
|--------------------------|-----------|--|
| Plagioclasa | 1 | Fenocristales subhedrales a euhedrales tabulares, de hasta 3 mm, alterados levetemte a sericita y calcita. |
| Feldespato Potásico | 5 | Fenocristales subhedrales a euhedrales tabulares, de hasta 3 mm, alterados levetemte a sericita y calcita. |
| Cuarzo | 3 | Critales anhedrales de hasta 1,5 mm. |
| Biotita | 1 | Cristales subhedrales, de 1 mm, alterados a calcita y opacos. |
| | 10 | |
| b) Masa fundamental | % | Características |
| Qz+Feldespato K | 90 | Agregado muy fino de cristales de cuarzo y feldespato potásico, muy ligeramente alterado a calcita, sericita y arcillas. |
| | 90 | |
| c) Minerales secundarios | % | Características |
| Cuarzo | 15 | Se encuentra alterada a la masa fundamental. |
| Arcillas | 2 | Alterando plagioclasas y feldespato-K muy débilmente (solo se observa en algunos cristales) y a la masa fundamental. |
| Sericita | 3 | Alterando plagioclasas y feldespato-K muy débilmente (solo se observa en algunos cristales) y a la masa fundamental. |
| carbonatos | 5 | Alterando a la masa fundamental y a fenocristales |
| | 25 | |
| d) Observaciones | | Presenta vetillas discontinuas rellenas de calcita y otras continuas con opacos, calcita y cuarzo. |

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Se observa una textura porfírica con fenocrístale de feldespato potásico inmersos en una masa fundamental felsítica. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Escala 500 µm.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - CHY-12

| N° Muestra | Coord. Norte | Coord. Este |
|------------|--------------|-------------|
| CHY-12 | 7070960 | 467726 |

Clasificación Monzogranito de biotita

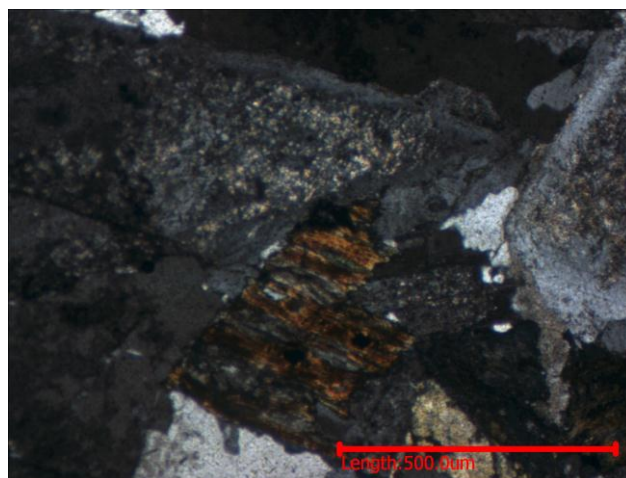
DESCRIPCIÓN GENERAL

| Texturas | Observaciones |
|------------|--|
| Fanerítica | cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y horblanda. |
| Pertítica | Cristales de albita dentro de cristales de feldespato (ortoclasa). |
| Zonación | Zonación de fenocristales de plagioclasa. |
| Pokilítica | Fenocristales de plagioclasa encerrando a cristales de Hbl y viceversa, fenocristales de cuarzo encerrando a cristales de Hbl y feld.k |

| a) Mineralogía primaria | % | Características |
|-------------------------|------------|--|
| Plagioclasa | 23 | Cristales subhedrales a euhedrales tabulares, de hasta 4 mm, leve a moderadamente sericitizados. |
| Cuarzo | 32 | Cristales anhedrales, de hasta 4 mm. |
| Feldespato Potásico | 33 | Cristales anhedrales a subhedrales , de hasta 2 mm, alterados moderadamente a sericita. |
| Biotita | 8 | Cristales subhedrales a euhedrales, de hasta 2 mm, levemente cloritizados. |
| Horblanda | 4 | Cristales subhedrales a euhedrales, de hasta 4 mm, levemente cloritizados. |
| | 100 | |

| b) Mineralogía secundaria | % | Características |
|---------------------------|-----------|--|
| Clorita | 3 | Alterando a máficos. |
| Arcillas | 2 | Alterando toda la roca. |
| Epidota | <1 | Alterando a feldespato potásico. |
| Opacos | 1 | Alterando a máficos. |
| Sericita | 5 | Alterando plagioclasas y feldespato-K. |
| | 11 | |

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Se observa una textura fanerítica con cristales de feldespato potásico moderadamente sericitizado, cuarzo y biotita levemente cloritizada. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Escala 500 µm.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - CHY14

| N° Muestra | Coord. Norte | Coord. Este |
|------------|--------------|-------------|
| CHY-14 | 7071069 | 468320 |

Clasificación Toba cristalina de ceniza

DESCRIPCIÓN GENERAL

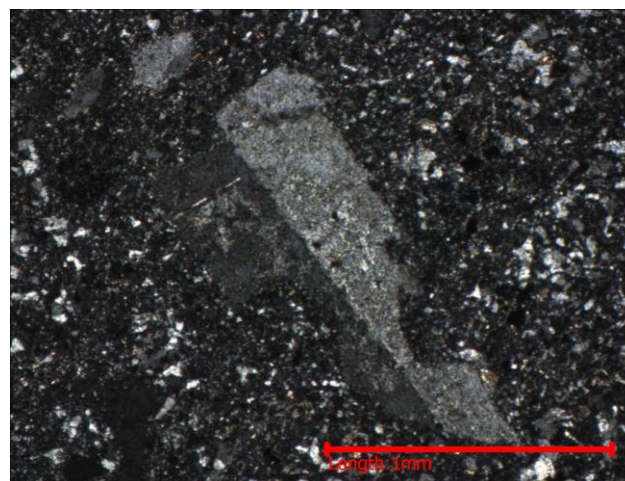
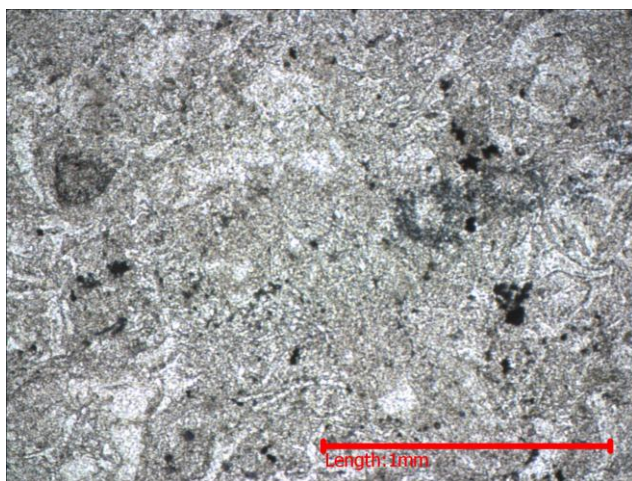
| Texturas | Observaciones |
|--------------------|---|
| Fragmentada | Se observa algunos cristales fragmentados y además es posible reconocer clastos ígneos. |

| a) Fragmentos | % | Características |
|---------------|----------|---|
| Líticos | 2 | Líticos con textura porfírica y fenocristales de plagioclasa y feld-k de entre 0,5-1 mm, en una masa felsítica. |
| Juveniles | 3 | Fragmentos de pómez recristalizados principalmente a cuarzo de aproximadamente 1 mm. |
| Cristales | 3 | Cristales plagioclasa y feld-k generalmente angulosos, tamaño ceniza gruesa (0,2 -1 mm), ligeramente alterados a arcillas y menor sericita. |
| | 8 | |

| b) Matriz | % | Características |
|-----------------|-----------|---|
| Qz+Feldespató K | 91 | Agregado muy fino tamaño ceniza gruesa (menor a 0,1 m) de cristales de cuarzo y menor feldespató potásico. Es posible que esta matriz observada sea producto de alteración. |
| | 91 | |

| c) Minerales secundarios | % | Características |
|--------------------------|-----------|---|
| Cuarzo | 25 | Se presenta como agregado fino alterando a las pómez. |
| Sericita | 5 | Alterando a cristales. |
| Opacos | 1 | Alterando toda la roca. |
| Clorita | <1 | Alterando líticos. |
| | 31 | |

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Se observa una textura piroclástica característica de las tobas, y cristales fragmentados, alterado a arcillas y menor sericita. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Escala 1mm

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - CHY-15

| N° Muestra | Coord. Norte | Coord. Este |
|------------|--------------|-------------|
| CHY-15 | 7071285 | 468095 |

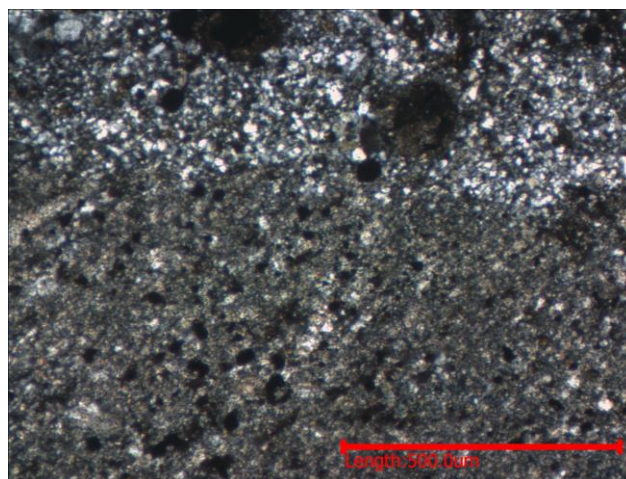
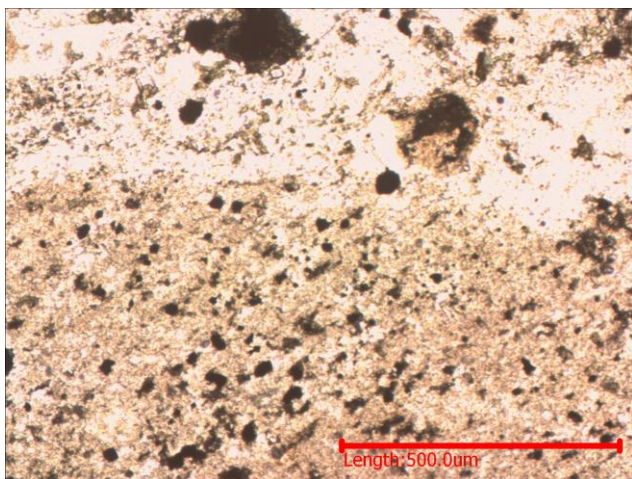
Clasificación Toba cristalina de ceniza

DESCRIPCIÓN GENERAL

| Texturas | Observaciones |
|-------------|---|
| Fragmentada | Se observa algunos cristales fragmentados y además es posible reconocer clastos igneos. |

| a) Fragmentos | % | Características |
|--------------------------|----|--|
| Líticos | 25 | Líticos igneos de hasta 6 mm (tamaño lapilli), en una matriz felsítica. Se encuentran completamente alterados a arcillas, opacos y cuarzo. |
| Cristales | 5 | Cristales plagioclasa, cuarzo y feld-k generalmente angulosos, tamaño ceniza gruesa (0,5 mm). |
| | 30 | |
| b) Matriz | % | Características |
| Qz+Feldespatos K | 70 | Agregado muy fino de cristales (menor a 0,1 mm) de cuarzo y menor feldespatos potásico. Es posible que esta matriz observada sea producto de alteración. |
| | 70 | |
| c) Minerales secundarios | % | Características |
| Arcillas | 10 | Se encuentran alterando toda la roca. |
| Opacos | 10 | Alterando principalmente a líticos. |
| Cuarzo | 2 | Alterando a líticos. |
| Clorita | 3 | Alterando a líticos y a la matriz. |
| Epidota | <1 | Alterando líticos. |
| | 25 | |

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Se observa una textura piroclástica característica de las tobas, y fragmentos líticos de origen igneo, intensamente alterado a arcillas, opacos y cuarzo. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Escala 500 µm.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - CHY-16

| N° Muestra | Coord. Norte | Coord. Este |
|------------|--------------|-------------|
| CHY-16 | 7071992 | 470356 |

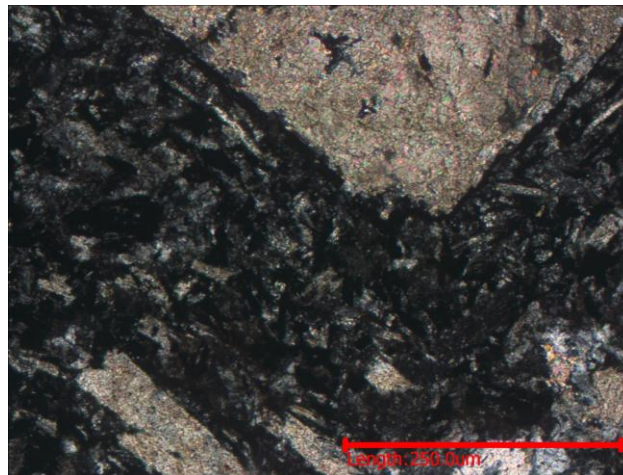
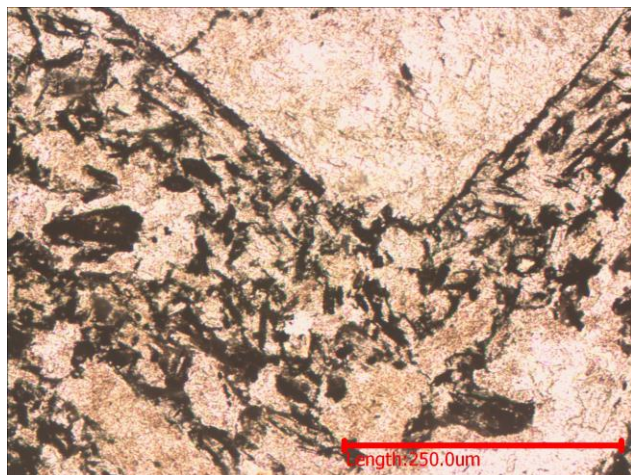
Clasificación Dique andesítico

DESCRIPCIÓN GENERAL

| Texturas | Observaciones |
|-----------|--|
| Porfírica | Fenocristales de hasta 2 mm de plagioclasa inmersos en una masa fundamental de microlitos de plagioclasa y posibles hbl. |

| a) Fenocristales | | Características |
|--------------------------|---|--|
| Plagioclasa | 25 | Fenocristales subhedrales a euhedrales tabulares, de 0,5 a 1 mm, alterados moderada a intesamente a calcita. |
| Feldespató Potásico | 5 | Fenocristales subhedrales a euhedrales tabulares, de 0,2 a 2 mm, alterados moderada a intesamente a calcita. |
| | 30 | |
| b) Masa fundamental | | Características |
| Plagioclasa | 45 | Microlitos subhedrales a euhedrales tabulares, orientados aleatoriamente, de tamaño menor a 0,2 mm . |
| Vidrio | 10 | Se infiere debido a que la masa observada se encuentra alterada a opacos. |
| Máficos indiferenciados | 15 | Microlitos orientados aleatoriamente, de 0,1 mm, completamente alterados a opacos, por su forma es posible que corresponda a horblendas. |
| | 70 | |
| c) Minerales secundarios | | Características |
| Opacos | 25 | Se encuentra alterando a la masa fundamental. |
| Arcillas | 10 | Se encuentra alterando toda la roca. |
| Calcita | 15 | Alterando plagioclasas y feldespató-K y a la masa fundamental. |
| Cuarzo | 5 | Se encuentra como cuarzo recristalizado alterando la masa, junto con calcita. |
| | 55 | |
| d) Observaciones | Algunos de los opacos que se encuentran en la masa fundamental es posible que correspondan a máficos alterados. | |

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Se observa una textura porfírica con fenocristales de feldespató potásico y plagioclasa inmersos en una masa fundamental de microlitos de plagioclasa y máficos indiferenciados. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Escala 250 μm.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - CHY-17

| N° Muestra | Coord. Norte | Coord. Este |
|------------|--------------|-------------|
| CHY-17 | 7076116 | 471784 |

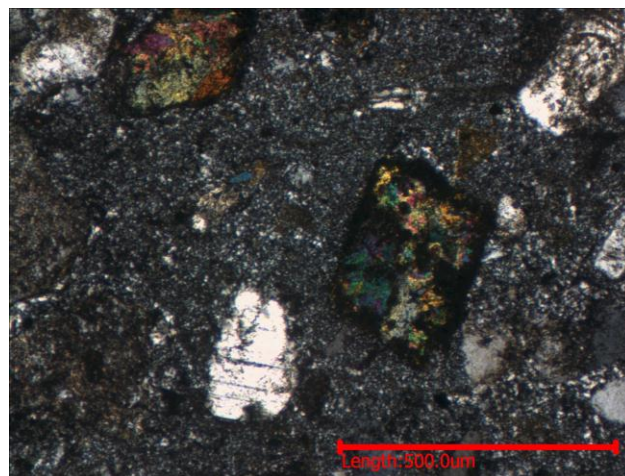
Clasificación Toba cristalina de ceniza

DESCRIPCIÓN GENERAL

| Texturas | Observaciones |
|--------------|---|
| Fragmentada | Se observa algunos cristales fragmentados y además es posible reconocer clastos igneos. |
| Amigdaloidal | Fenocristales de hasta 2 mm, inmersos en matriz felsítica. |

| a) Fragmentos | % | Características |
|--------------------------|----|--|
| Líticos | 8 | Es posible reconocer fragmentos igneos de tamaño lapilli (4-6 mm), con textura porfirica (fenocristales de plagioclasa, feld-k y hbl.), los cuales posiblemente correspondan a andesita. |
| Cristales | 42 | Cristales genralmente fragmentados de plagioclasa, cuarzo y feld-k y relictos reemplazados totalmente por epidota, de tamaño ceniza gruesa (0,2 -1,5 mm). |
| | 50 | |
| b) Matriz | % | Características |
| Qz+Feldespató K | 50 | Agregado muy fino de cristales de cuarzo y feldespató potásico, alterada levemente a epidota y clorita. Es posible que esta matriz observada sea producto de alteración. |
| | 50 | |
| c) Minerales secundarios | % | Características |
| Sericita | 3 | Alterando a cristales. |
| Epidota | 5 | Alterando a cristales líticos. |
| Clorita | 10 | Alterando a líticos y matriz. |
| | 18 | |

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Se observa una textura piroclástica característica de la tobas con cristales fracturados de cuarzo, feldespató potásico y relicto indifenreciado . Imágenes a nicolos paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Escala 500 μ m.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - CHY-22

| N° Muestra | Coord. Norte | Coord. Este |
|------------|--------------|-------------|
| CHY-22 | 7071333 | 469734 |

Clasificación Riolita bandeada

DESCRIPCIÓN GENERAL

| Texturas | Observaciones |
|-----------|--|
| Felsítica | Agregado de cristales muy finos de cuarzo+felsepatos K. |
| Pertítica | Cristales de albita dentro de cristales de feldespato (ortoclasa). |
| Porfírica | Fenocristales de hasta 2 mm, inmersos en masa felsítica. |
| Consertal | Cristales de cuarzo con bordes aserrados. |

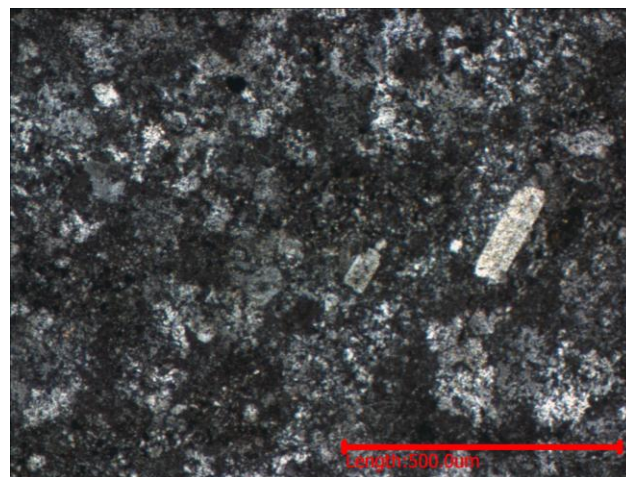
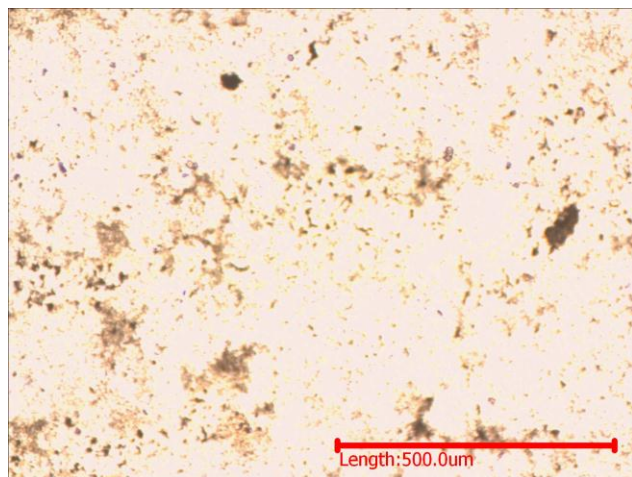
| a) Fenocristales | % | Características |
|---------------------|---|--|
| Plagioclasa | 6 | Fenocristales subhedrales a euhedrales tabulares, de 0,4 a 2 mm, alterados a sericita, epidota y menor arcillas. |
| Cuarzo | 1 | Fenocristales anhedrales menor a 0,5 mm. |
| Feldespato Potásico | 1 | Fenocristales ortoclasa subhedrales a euhedrales tabulares, de 0,4 a 1,5 mm, alterados a arcillas, epidota y menor arcillas. |
| | 8 | |

| b) Masa fundamental | % | Características |
|---------------------|----|--|
| Qz+Feldespato K | 92 | Intercalaciones de bandas de grano muy fino de cristales de cuarzo y feldespato potásico (50%), con predominio de cuarzo, con bandas de grano más grueso de cristales de cuarzo (42%). |
| | 92 | |

| c) Minerales secundarios | % | Características |
|--------------------------|---|---|
| Epidota | 3 | Principalmente alterando a fenocristales de plagioclasa y menor a medida a la masa fundamental. |
| Opacos | 3 | Alterando toda la roca. |
| Sericita | 1 | Alterando toda la roca, pero principalmente a los feldespatos potásicos. |
| Arcillas | 1 | Alterando a toda la roca. |
| | 8 | |

d) Observaciones La roca presenta bandas de 1 mm aproximadamente, diferenciadas por el tamaño de cristales. Existe una intercalación entre bandas con textura felsítica y pocos fenocristales; y bandas con textura más porfírica con cristales de cuarzo de 0,2 mm aproximadamente. En general, las bandas con grano más grueso presentan una mayor cantidad de fenocristales de feldespato potásico.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Se observa fenocristales de feldespato potásico inmersos en una masa con intercalaciones de bandas de grano muy fino de cristales de cuarzo y feldespato potásico (textura felsítica), con bandas de grano más grueso de cristales de cuarzo. Imágenes a nicolas paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Escala 500 μm.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - CHY-23

| N° Muestra | Coord. Norte | Coord. Este |
|------------|--------------|-------------|
| CHY-23 | 7085563 | 473877 |

Clasificación Monzogranito de biotita

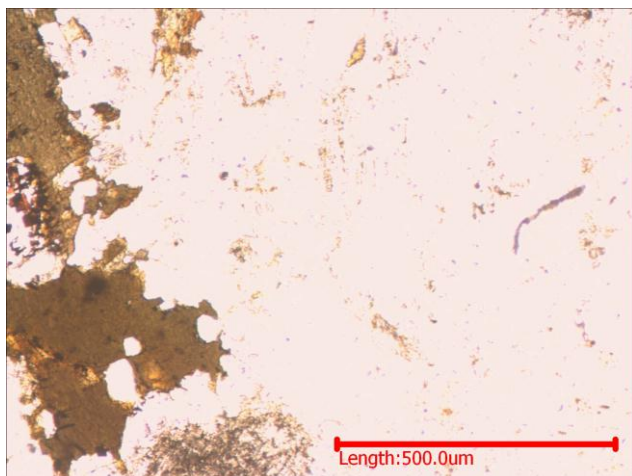
DESCRIPCIÓN GENERAL

| Texturas | Observaciones |
|-------------|--|
| Fanerítica | cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y muscovita. |
| Pertítica | Cristales de albita dentro de cristales de feldespato (ortoclasa). |
| Reabsorción | Cristales de cuarzo presentan concavidades irregulares en sus bordes. |
| Zonación | Zonación de fenocristales de plagioclasa. |
| Pokilítica | Fenocristales de plagioclasa encerrando a cristales de biotita, fenocristales de cuarzo encerrando a cristales de plagioclasa y feld.k |

| a) Mineralogía primaria | % | Características |
|-------------------------|------------|---|
| Plagioclasa | 33 | Cristales subhedrales a euhedrales tabulares, de 0,5-4 mm, leve a moderadamente sericitizados. |
| Cuarzo | 35 | Cristales anhedrales, de 0,5-4 mm. |
| Feldespato Potásico | 26 | Cristales de ortoclasa y microclina (se distingue por su macla de Tartan) anhedrales a subhedrales , de 0,5-4 mm, alterados moderadamente a sericita. |
| Biotita | 5 | Cristales anhedrales a subhedrales de 0,25-2 mm, alterados levemente a opacos, muscovita y menor clorita . |
| Moscovita | 1 | Cristales anhedrales a subhedrales, de 0,2 mm. |
| | 100 | |

| b) Mineralogía secundaria | % | Características |
|---------------------------|----------|---|
| Clorita | <1 | Alterando a biotita. |
| Cuarzo | 2 | Se observa como cuarzo recristalizado entre cristales . |
| Muscovita | 1 | Alterando a biotita. |
| Opacos | 3 | Alterando a biotita. |
| Sericita | 2 | Alterando plagioclasas y feldespato-K. |
| | 8 | |

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Se observa una textura fanerítica con cristales de plagioclasa, biotita, muscovita y cuarzo intersticial de alteración. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Escala 500 μm.

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - CHY-24

| N° Muestra | Coord. Norte | Coord. Este |
|------------|--------------|-------------|
| CHY-24 | 7083442 | 472345 |

Clasificación Monzodiorita cuarcífera de horblenda

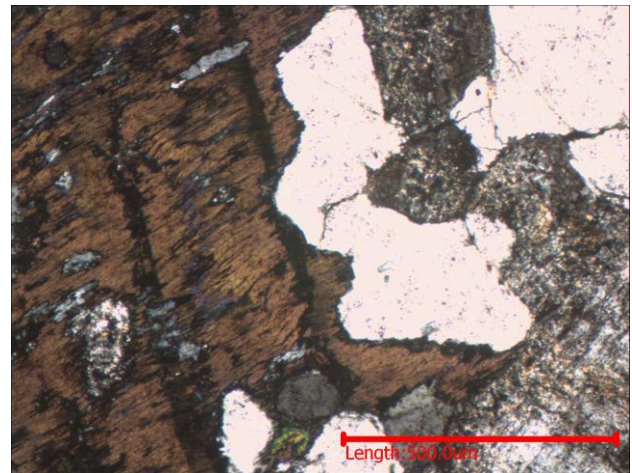
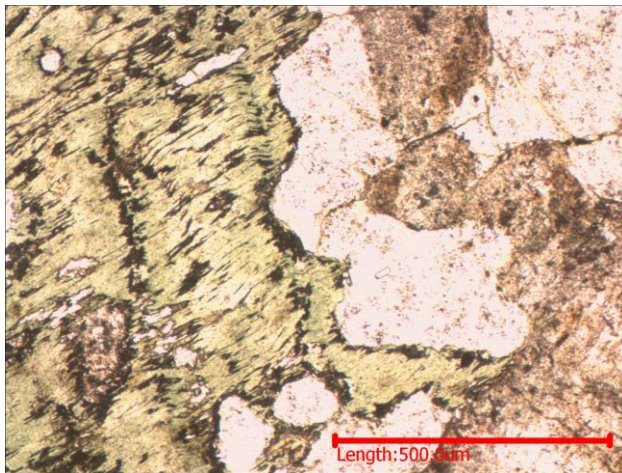
DESCRIPCIÓN GENERAL

| Texturas | Observaciones |
|-------------|--|
| Fanerítica | Cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, horblenda y biotita. |
| Pertítica | Cristales de albita dentro de cristales de ortoclasa. |
| Reabsorción | Cristales de cuarzo presentan concavidades irregulares en los bordes. |
| Pokilítica | Fenocristales de plagioclasa encerrando a cristales de hbl. y fenocristales de cuarzo encerrando a cristales de plagioclasa. |

| a) Mineralogía primaria | % | Características |
|-------------------------|-----|--|
| Plagioclasa | 60 | Cristales subhedrales a euhedrales tabulares, de 0,5-4 mm, moderada a intesamentealterados a sericita con menor epidota. |
| Cuarzo | 7 | Cristales anhedrales, de 0,5 a 2 mm. |
| Feldespato Potásico | 16 | Cristalesde ortoclasa y microclina anhedrales a subhedrales tabulares, de 0,5-2 mm, alterados moderada a intesamente a sericita. |
| Horblenda | 15 | Cristales subhedrales a euhedrales, de 0,5-3 mm, alterados intesamente a clorita y menor epidota y opacos. |
| Biotita | 2 | Cristales euhedrales de 1 mm. |
| | 100 | |

| b) Mineralogía secundaria | % | Características |
|---------------------------|----|--|
| Clorita | 10 | Alterando cristales a horblenda. |
| Sericita | 8 | Alterando plagioclasas y feldespato-K. |
| Epidota | 5 | Alterando a crsitales de horblenda. |
| Opacos | 2 | Alterando a cristales de horblenda. |
| | 25 | |

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Se observa una textura fanerítica con cristales de cuarzo, horblenda y feldespato potásico sericitizado. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). Escala 500 µm.

ANEXO C

ANÁLISIS QUÍMICOS

Tabla III.1: Datos geoquímicos utilizados en este estudio, separados por muestra. Elementos mayores en porcentaje en peso (%wt) y elementos traza en partes por millón (ppm).

| Muestras | CHY-01 | CHY-02 | CHY-03 | CHY-05 | CHY-06 | CHY-07 | CHY-09 | CHY-10 | CHY-11 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 72,8 | 73,1 | 77,1 | 74,4 | 64,9 | 74,6 | 70,3 | 73,5 | 75,9 |
| Al ₂ O ₃ | 14,1 | 13,38 | 12,34 | 13,18 | 16,7 | 14,57 | 14,7 | 12,93 | 12,87 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,37 | 2,82 | 1,34 | 2,2 | 5,84 | 1,35 | 3,1 | 4,15 | 2,16 |
| CaO | 0,87 | 1,23 | 0,26 | 1,18 | 2,12 | 1,46 | 1,09 | 0,46 | 0,52 |
| MgO | 0,18 | 0,25 | 0,03 | 0,23 | 1,94 | 0,39 | 0,47 | 0,09 | 0,22 |
| Na ₂ O | 4,58 | 5,09 | 4,41 | 3,18 | 5,23 | 3,96 | 4,31 | 4,49 | 3,08 |
| K ₂ O | 4,07 | 2,71 | 4,25 | 5,03 | 1,32 | 3,05 | 4,43 | 2,77 | 4,63 |
| MnO | 0,03 | 0,1 | 0,03 | 0,04 | 0,08 | 0,03 | 0,07 | 0,09 | 0,03 |
| TiO ₂ | 0,24 | 0,2 | 0,12 | 0,25 | 0,73 | 0,16 | 0,4 | 0,18 | 0,23 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,2 | 0,08 | 0,13 | 0,04 | 0,04 |
| LOI | 1,21 | 2,06 | 0,65 | 0,53 | 1,93 | 1,17 | 0,81 | 1,4 | 0,99 |
| SUM | 100,5 | 100,97 | 100,55 | 100,25 | 100,99 | 100,82 | 99,81 | 100,1 | 100,67 |
| Ba | 704 | 881 | 358 | 1222 | 641 | 529 | 1505 | 474 | 798 |
| Be | 2 | 2 | 4 | 2 | 2 | 2 | <1 | <1 | 1 |
| Co | 0,6 | 0,3 | 0,7 | 1 | 7,9 | 0,5 | 2,8 | 1,6 | 1,1 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,003 | <0,001 | 0,004 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | <0,001 | 0,004 | <0,001 |
| Cs | 3,9 | 4,5 | 1,9 | 1,4 | 1,8 | 1,4 | 2,9 | 5,9 | 6,3 |
| Ga | 22,8 | 18 | 19,9 | 16,2 | 21,3 | 19,6 | 16,4 | 21,3 | 12,5 |
| Hf | 6,7 | 7,4 | 7,1 | 6,3 | 10,4 | 2,3 | 7,7 | 6,9 | 5,7 |
| Nb | 12,6 | 11,9 | 17,7 | 5,4 | 10 | 4,7 | 9 | 11,8 | 10,7 |
| Rb | 140 | 92,2 | 153,7 | 89,6 | 46,5 | 98 | 97,2 | 94,5 | 180,3 |
| Sn | 4 | 4 | 5 | 1 | <1 | 2 | <1 | 3 | 1 |
| Sr | 84,4 | 121,9 | 21,2 | 100,4 | 256,7 | 262,7 | 180,4 | 71,7 | 53,8 |
| Ta | 1 | 0,8 | 1,4 | 0,3 | 0,2 | 0,4 | 0,7 | 0,9 | 0,9 |
| Th | 13,2 | 11,6 | 15,8 | 11,6 | 17,1 | 6,1 | 1,8 | 12,5 | 21,6 |
| U | 2,3 | 2,2 | 3,4 | 1,3 | 0,8 | 0,6 | 0,9 | 2,5 | 4,5 |
| V | 10 | <8 | 9 | 9 | 60 | <8 | 16 | 13 | 16 |
| W | 1,6 | 1,2 | 4,2 | <0,5 | 1,1 | 0,7 | 1,1 | 2,2 | 1,7 |
| Zr | 247 | 250,2 | 224,9 | 209,5 | 390,3 | 66,5 | 273,3 | 235,4 | 174,2 |
| Y | 43,2 | 35,2 | 53,7 | 27,3 | 36,1 | 5,1 | 9 | 46 | 41,3 |
| La | 41 | 38,6 | 44,5 | 55,3 | 120,3 | 20,3 | 19,7 | 37,5 | 41,1 |
| Ce | 87,5 | 80,7 | 97,7 | 108 | 232,5 | 40 | 37,7 | 77,7 | 79,1 |
| Pr | 10,82 | 10,08 | 12,06 | 12,24 | 26,3 | 4,72 | 4,32 | 9,88 | 9,71 |
| Nd | 42,1 | 39 | 46,5 | 43,7 | 93 | 16,8 | 15,1 | 39,5 | 36 |
| Sm | 8,53 | 7,89 | 9,68 | 7,58 | 14,42 | 2,92 | 2,86 | 8,12 | 6,58 |
| Eu | 1,52 | 1,66 | 0,51 | 1,29 | 2 | 0,63 | 1,51 | 1,43 | 0,85 |
| Gd | 7,66 | 7,23 | 9,38 | 6,22 | 10,67 | 1,83 | 2,54 | 8,38 | 6,12 |
| Tb | 1,33 | 1,19 | 1,42 | 1,02 | 1,58 | 0,26 | 0,42 | 1,2 | 1,06 |
| Dy | 7,29 | 6,31 | 9,45 | 5,5 | 7,81 | 1,11 | 2,04 | 8,03 | 6,11 |
| Ho | 1,57 | 1,36 | 1,72 | 1,08 | 1,43 | 0,16 | 0,36 | 1,59 | 1,37 |
| Er | 4,56 | 3,82 | 5,16 | 2,98 | 3,83 | 0,41 | 0,88 | 4,32 | 4,29 |
| Tm | 0,65 | 0,55 | 0,82 | 0,39 | 0,49 | 0,06 | 0,11 | 0,69 | 0,65 |
| Yb | 4,43 | 3,66 | 5,64 | 2,4 | 2,75 | 0,35 | 0,68 | 4,6 | 4,24 |
| Lu | 0,67 | 0,55 | 0,78 | 0,36 | 0,4 | 0,05 | 0,11 | 0,68 | 0,65 |

Tabla III.2: Datos geoquímicos utilizados en este estudio, separados por muestra. Elementos mayores en porcentaje en peso (%wt) y elementos traza en partes por millón (ppm).

| Muestras | CHY-12 | CHY-14 | CHY-15 | CHY-16 | CHY-17 | CHY-22 | CHY-23 | CHY-24 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 68,7 | 67,9 | 66,8 | 69 | 63,1 | 74,4 | 71 | 61,7 |
| Al ₂ O ₃ | 15,09 | 16,57 | 14,98 | 14,14 | 16,16 | 13,4 | 15,04 | 16,07 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,77 | 2,15 | 4,84 | 4,16 | 6,57 | 2,48 | 2,03 | 6,64 |
| CaO | 3,21 | 1,54 | 3,05 | 2,48 | 5,06 | 1,09 | 2,42 | 5,25 |
| MgO | 1,59 | 1,4 | 1,04 | 1,32 | 2,09 | 0,37 | 0,56 | 3,57 |
| Na ₂ O | 3,75 | 2,49 | 3,8 | 4,22 | 3,31 | 3,85 | 3,75 | 2,45 |
| K ₂ O | 3 | 6,75 | 3,44 | 2,93 | 2,27 | 4,53 | 3,59 | 1,67 |
| MnO | 0,09 | 0,04 | 0,15 | 0,13 | 0,13 | 0,04 | 0,06 | 0,17 |
| TiO ₂ | 0,61 | 0,32 | 0,65 | 0,55 | 0,87 | 0,3 | 0,3 | 0,65 |
| P ₂ O ₅ | 0,14 | 0,05 | 0,2 | 0,22 | 0,23 | 0,05 | 0,09 | 0,16 |
| LOI | 1,07 | 1,47 | 1,26 | 1,17 | 0,91 | 0,48 | 0,7 | 2,04 |
| SUM | 101,02 | 100,68 | 100,21 | 100,32 | 100,7 | 100,99 | 99,54 | 100,37 |
| Ba | 648 | 1447 | 845 | 837 | 668 | 1060 | 560 | 600 |
| Be | 1 | 2 | 1 | <1 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| Co | 7,1 | 2,8 | 4,5 | 5,7 | 12,6 | 1,2 | 2,5 | 17,6 |
| Cr ₂ O ₃ | <0,001 | <0,001 | 0,005 | 0,004 | <0,001 | <0,001 | 0,001 | 0,005 |
| Cs | 3,1 | 8 | 1,9 | 0,8 | 3,7 | 1,8 | 6,2 | 5,5 |
| Ga | 15 | 19,4 | 15,3 | 15,3 | 18,8 | 14,6 | 16,7 | 16,7 |
| Hf | 4,5 | 8,1 | 4,6 | 6,9 | 5,6 | 6,9 | 4 | 5,1 |
| Nb | 9,9 | 23,1 | 9,8 | 12,3 | 11,2 | 13,2 | 10,6 | 8,5 |
| Rb | 99,8 | 230 | 100,5 | 74,5 | 77,9 | 136,5 | 134,1 | 63,7 |
| Sn | 1 | 4 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 2 |
| Sr | 292,2 | 395,1 | 375,1 | 200,5 | 322,7 | 169,3 | 308,3 | 424,2 |
| Ta | 0,9 | 1,6 | 0,7 | 0,9 | 0,7 | 1 | 1,2 | 0,7 |
| Th | 11,2 | 15,8 | 5,9 | 10,2 | 7,7 | 12,8 | 12,1 | 13,8 |
| U | 1,5 | 2,8 | 1,5 | 2,3 | 1,8 | 3 | 1,9 | 3 |
| V | 72 | 30 | 75 | 56 | 105 | 13 | 21 | 141 |
| W | 0,8 | 0,9 | 0,7 | 1,2 | 0,8 | 0,9 | 0,6 | 2,3 |
| Zr | 169,5 | 249,9 | 170,3 | 263,8 | 206,4 | 249,1 | 128 | 166,1 |
| Y | 22 | 55,3 | 18,1 | 28,1 | 25,8 | 30,2 | 13,7 | 22 |
| La | 25,2 | 60 | 24,5 | 32,4 | 27,3 | 35,3 | 25,8 | 22,6 |
| Ce | 51,6 | 126,8 | 49,1 | 66,8 | 56 | 72,3 | 50,2 | 50,6 |
| Pr | 6 | 15,6 | 5,84 | 7,89 | 6,83 | 8,42 | 5,6 | 6,13 |
| Nd | 21,7 | 57,3 | 21,9 | 28,4 | 26,1 | 30,9 | 18,8 | 24,1 |
| Sm | 4,2 | 11,08 | 4,1 | 5,6 | 5,27 | 5,7 | 3,35 | 4,7 |
| Eu | 0,98 | 1,88 | 1,11 | 1,19 | 1,35 | 1,1 | 0,72 | 0,95 |
| Gd | 3,69 | 9,88 | 3,36 | 4,96 | 4,83 | 5,12 | 2,63 | 4,14 |
| Tb | 0,64 | 1,68 | 0,57 | 0,84 | 0,8 | 0,88 | 0,41 | 0,67 |
| Dy | 3,66 | 9,62 | 3,07 | 4,69 | 4,62 | 5,05 | 2,28 | 3,89 |
| Ho | 0,77 | 1,99 | 0,65 | 1,01 | 0,94 | 1,04 | 0,43 | 0,78 |
| Er | 2,27 | 5,93 | 1,95 | 2,89 | 2,86 | 3,12 | 1,36 | 2,26 |
| Tm | 0,36 | 0,88 | 0,28 | 0,44 | 0,41 | 0,46 | 0,22 | 0,34 |
| Yb | 2,39 | 5,76 | 1,91 | 2,99 | 2,73 | 3,09 | 1,48 | 2,15 |
| Lu | 0,36 | 0,89 | 0,3 | 0,45 | 0,41 | 0,47 | 0,22 | 0,32 |

ANEXO D

DETALLE DE LA MODELACIÓN GEOQUÍMICA

Tabla IV.1: Coeficientes de partición utilizados en la fusión parcial, los cuales fueron obtenidos fueron obtenidos de un compilado de los autores Sisson, 1994; Matsui et al., 1977; Dudas et al., 1971; Warson & Harrison, 1983; Nash & Crecraft, 1985; Pearce & Norry, 1979; Mahood & Hildreth, 1983.

| Elemento | Anfibola | Biotita | Plagioclasa | Qz | Feld-K | Apatito | Circón |
|----------|----------|---------|-------------|-------|--------|---------|--------|
| La | 0,26 | 0,318 | 0,38 | 0,015 | 0,08 | 14,5 | 4,18 |
| Ce | 0,899 | 0,037 | 0,267 | 0,014 | 0,037 | 21,1 | 4,31 |
| Nd | 2,89 | 0,044 | 0,203 | 0,016 | 0,035 | 32,8 | 4,29 |
| Sm | 3,99 | 0,58 | 0,165 | 0,014 | 0,025 | 46 | 4,94 |
| Eu | 3,44 | 0,145 | 5,417 | 0,056 | 4,45 | 25,5 | 3,31 |
| Gd | 5,48 | 0,082 | 0,125 | | 0,011 | 43,9 | 6,59 |
| Dy | 6,2 | 0,097 | 0,112 | 0,015 | 0,055 | 34,8 | 47,4 |
| Er | 5,94 | 0,162 | 0,084 | | 0,006 | 22,7 | 107 |
| Yb | 4,89 | 0,179 | 0,09 | 0,017 | 0,03 | 15,4 | 191 |
| Lu | 4,53 | 0,185 | 0,092 | 0,014 | 0,033 | 13,8 | 264,5 |

