



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS  
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA**



# **PETROGRAFÍA, GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA DEL PROSPECTO INFIERNILLO, CHILE CENTRAL**

**Memoria para optar al Título de Geólogo**

**Amanda Ailin González Nahuelhual**

<b>Profesor Patrocinante:</b>	Dr. Osvaldo Miguel Rabbia Dalmasso
<b>Profesional Guía:</b>	Sr. José Miguel López Núñez
<b>Profesores Comisión:</b>	Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo Dr. Oscar Enrique Figueroa Arriagada

**Concepción, 2019**



***A mi mamá y papá.***

# ÍNDICE

Página

<b>RESUMEN</b> .....	
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	1
1.1. Presentación .....	1
1.2. Objetivos .....	1
1.3. Ubicación y Accesos.....	2
1.4. Metodología de Trabajo .....	2
1.4.1. Etapa de Gabinete .....	2
1.4.2. Etapa de Terreno .....	3
1.4.3. Etapa Analítica .....	4
1.5. Trabajos Anteriores .....	6
1.6. Agradecimientos .....	8
<b>2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	10
2.1. Unidades Litológicas.....	11
2.2. Geología Estructural .....	13
2.3. Mineralización.....	15
<b>3. GEOLOGÍA DEL PROYECTO</b> .....	17
3.1. Generalidades .....	17
3.2. Introducción .....	17
3.3. Estructuras .....	19
3.4. Diques máficos ricos en hornblenda.....	20
3.5. Unidades Intrusivas .....	30
3.5.1. Cuarzodiorita de biotitas alargadas .....	30
3.5.2. Microdioritas del Sector Campamento.....	34
3.5.3. Diorita cuarcífera de grano grueso .....	36
3.5.4. Cuarzodiorita de anfíbol de Pared SE .....	38
3.5.5. Granodiorita de anfíbol .....	39
3.5.6. Diorita de anfíbol .....	42
3.5.7. Cuarzodiorita de anfíbol y biotita.....	44
3.5.8. Gabro de olivino y clinopiroxeno .....	45
<b>4. GEOQUÍMICA</b> .....	47
4.1. Generalidades.....	47
4.2. Introducción .....	48
4.3. Diques máficos ricos en hornblenda .....	54
4.4. Unidades Intrusivas .....	58

4.4.1. Cuarzodiorita de biotitas alargadas .....	58
4.4.2. Microdioritas del Sector Campamento.....	59
4.4.3. Diorita cuarcífera de grano grueso.....	62
4.4.4. Cuarzodiorita de anfíbol de Pared SE .....	63
4.4.5. Granodiorita de anfíbol .....	64
4.4.6. Diorita de anfíbol .....	66
4.4.7. Cuarzodiorita de anfíbol y biotita.....	68
4.4.8. Gabro de olivino y clinopiroxeno .....	69
<b>5. GEOCRONOLOGÍA .....</b>	<b>72</b>
5.1. Datación Ar/Ar en Hornblenda .....	72
<b>6. DISCUSIÓN.....</b>	<b>74</b>
6.1. Comparación petroquímica de los diques basálticos ricos en hornblenda del Prospecto Infiernillo con rocas equivalentes de la Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes y con los ‘lamprófidos’ de El Teniente.....	74
6.2. Petrogénesis y geocronología del Prospecto Infiernillo.....	79
<b>7. CONCLUSIONES .....</b>	<b>85</b>
7.1. Petrografía.....	85
7.2. Geoquímica.....	86
7.3. Geocronología .....	86
7.4. Finales.....	87
<b>8. REFERENCIAS .....</b>	<b>88</b>

## ANEXOS

- ANEXO 1: Procedimientos
- ANEXO 2: Descripciones petrográficas
- ANEXO 3: Análisis geoquímicos
- ANEXO 4: Geocronología

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura</b>	<b>Página</b>
1.1. Mapas de ubicación y accesos del Prospecto Infiernillo .....	3
2.1. Mapa geología regional del sector río Teno, Cordillera Principal, Chile central .....	10
3.1. Diagrama QAP de Streckeisen (1976) de las muestras del Prospecto Infiernillo.....	18
3.2. Mapa geológico a escala 1:15.000 del área de estudio .....	21
3.3. Mapa de detalle de la zona de los diques hornblendíferos.....	22
3.4. Clasificación de anfíboles de los diques máficos ARCA-4 y ARCA-5.....	28

4.1. Pérdida por calcinación (Lost on Ignition - LOI) versus SiO <sub>2</sub> de las muestras del Proyecto Infiernillo.....	49
4.2. Diagramas de clasificación petrológica de elementos mayoritarios para las rocas del Proyecto Infiernillo.....	50
4.3. Diagramas de Harker para las muestras del Proyecto Infiernillo .....	51
4.4. Diagramas TiO <sub>2</sub> versus Sc, Th, V, Zr, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> y Nb para las muestras del Proyecto Infiernillo .....	52
4.5. Diagramas de relación y distribución de elementos traza para las rocas del Proyecto Infiernillo.....	53
4.6. Diagramas de clasificación petrológica y discriminación de basaltos para los diques máficos del Proyecto Infiernillo.....	56
4.7. Diagramas de tierras raras y multielemento para los diques máficos ricos en hornblenda (muestras ARCA-4, ARCA-4/B – borde enfriado, y ARCA-5) del Proyecto Infiernillo .....	57
4.8. Diagramas de tierras raras y multielemento para la unidad de cuarzodiorita de biotitas alargadas (muestra ARCA-13) del Sector Campamento en el Proyecto Infiernillo .....	60
4.9. Diagramas de tierras raras y multielemento para las facies de microdioritas (muestras ARCA-17 y ARCA-19) del Sector Campamento en el Proyecto Infiernillo .....	61
4.10. Diagramas de tierras raras y multielemento para la diorita cuarcífera de grano grueso (muestra ARCA-16) del Sector Campamento en el Proyecto Infiernillo.....	63
4.11. Diagramas de tierras raras y multielemento para la unidad de cuarzodiorita de anfíbol (muestra ARCA-1) de Pared SE en el Proyecto Infiernillo .....	65
4.12. Diagramas de tierras raras y multielemento para la unidad de granodiorita de anfíbol (muestra ARCA-6) en el Proyecto Infiernillo .....	67
4.13. Diagramas de tierras raras y multielemento para la unidad de diorita de anfíbol (muestra ARCA-3) de Pared SE en el Proyecto Infiernillo .....	68
4.14. Diagramas de tierras raras y multielemento para la unidad de cuarzodiorita de anfíbol y biotita (muestra ARCA-8) en el Proyecto Infiernillo.....	70
4.15. Diagramas de tierras raras y multielemento para el gabro de olivino y clinopiroxeno (muestra ARCA-22) en el Proyecto Infiernillo .....	71
5.1. Gráficos de edad plateau <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar e isócrona inversa para el dique máfico rico en hornblenda de Pared SE (muestra ARCA-4) en el Proyecto Infiernillo .....	78
6.1. Diagrama de MgO versus SiO <sub>2</sub> para las rocas basálticas (<52% SiO <sub>2</sub> ) y andesítica-basálticas (52-56% SiO <sub>2</sub> ) .....	76
6.2. Diagramas multielemento y de tierras raras para comparar las composiciones de los diques máficos ricos en hornblenda (muestras ARCA-4 y ARCA-5) del Proyecto Infiernillo con los lamprófidos de El Teniente y rocas volcánicas de similar contenido en SiO <sub>2</sub> de la TSVZ...	77
6.3. Diagramas de distribución La/Yb versus % peso SiO <sub>2</sub> ; La/Yb versus Yb; Sr/Y versus % peso SiO <sub>2</sub> y Sr/Y versus Y para los diques hornblendíferos del Proyecto Infiernillo, comparados con los lamprófidos máficos de olivino-hornblenda de El Teniente y las rocas volcánicas de los centros eruptivos Planchón-Peteroa y Nevado de Longaví, de la TSVZ...	78

## ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

<b>Fotografía</b>	<b>Página</b>
3.1. Afloramientos de los diques máficos ricos en hornblenda y estructuras asociadas, en el Sector Campamento y Pared SE .....	23

3.2. Aspecto macroscópico del dique máfico ARCA-4 en Pared SE .....	24
3.3. Afloramiento unidad “mixta” y brecha tecto-hidrotermal en Sector Campamento.....	33
3.4. Afloramiento de unidad de microdioritas tardías en el Sector Campamento .....	35
3.5. Afloramiento de la diorita cuarcífera de grano grueso intruyendo a las microdioritas en el Sector Campamento. ....	37
3.6. Afloramiento de cuarzdioritas de anfíbol en una zona elevada de Pared SE, intruyendo a la Formación Abanico. ....	39
3.7. Panorámica de un afloramiento de la granodiorita intruyendo a rocas volcánicas de la Formación Abanico en el valle del río Infiernillo, en el dominio occidental del área de estudio. ....	41
3.8. Afloramiento de la unidad de dioritas de anfíbol en el filo ubicado al SW del Filo Central .....	42
3.9. Afloramientos del gabro de olivino y clinopiroxeno en la ladera sur del Filo Central.....	45

## ÍNDICE DE MICROFOTOGRAFÍAS

<b>Microfotografía</b>	<b>Página</b>
3.1. Dique basáltico rico en anfíbol Sector Campamento (muestra ARCA-5).....	26
3.2. Dique basáltico rico en anfíbol sector Pared SE (muestra ARCA-4) .....	31
3.3. Dique sector Pared SE (muestra ARCA-4), detalle zonación y mineralización.....	32
3.4. Borde enfriado del dique sector Pared SE .....	32
3.5. Cuarzdiorita de biotitas alargadas (muestra ARCA-13) .....	34
3.6. Microdioritas del Sector Campamento .....	36
3.7. Diorita cuarcífera de grano grueso (muestra ARCA-16) .....	38
3.8. Cuarzdiorita de anfíbol de Pared SE (muestra ARCA-1).....	40
3.9. Granodiorita de anfíbol (muestra ARCA-6) .....	41
3.10. Diorita de anfíbol (muestra ARCA-3) .....	43
3.11. Cuarzdiorita de anfíbol y biotita (muestra ARCA-8) .....	44
3.12. Gabro de olivino y clinopiroxeno (muestra ARCA-22) .....	46

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>	<b>Página</b>
3.1. Composición de minerales (anfíboles ígneos y secundarios, plagioclasas y piroxeno) de los diques máficos ARCA-4 y ARCA-5 presentes en el Prospecto Infiernillo .....	27

## RESUMEN

El objetivo de este trabajo es determinar la petrogénesis de los diques máficos ricos en hornblenda presentes en el Prospecto Infiernillo (35°5'S, Chile central) y caracterizar petrológicamente las demás unidades intrusivas reconocidas en el sector.

La geología del proyecto se conforma por una potente secuencia de lavas andesíticas de la Formación Abanico (37–16 Ma; Charrier et al., 2002) cortada por múltiples eventos intrusivos: gabro, granodioritas (7,8±0,4; Piquer et al., 2010), pórfido dacítico, distintos pulsos de dioritas y cuarzodioritas, y los diques máficos ricos en hornblenda (edad máxima 9,42±1,2 Ma, Ar-Ar en hornblenda; este estudio).

Los diques basálticos ricos en hornblenda de Infiernillo conforman un conjunto de cuatro cuerpos de potencias entre 2,5-3 m y 10-12 m con orientación NS a N23°W y manteos subverticales, que intruyen a microdioritas en la parte central del proyecto, a la Formación Abanico y a un extenso cuerpo dacítico alterado en el sector suroriental. Se caracterizan por su mineralogía primaria rica en megafenocristales de anfíbol del tipo pargasita (de hasta 4 cm de largo), en donde la plagioclasa ocurre mayormente como microfenocristales o microlitos en la masa fundamental, evidenciando el carácter altamente hidratado de los magmas parentales. La mineralogía primaria se encuentra afectada por procesos de autometasomatismo o alteraciones deutéricas asociadas a las etapas tardías de cristalización de los magmas, que generan un reemplazo parcial de los anfíboles primarios (pargasitas) por anfíbol secundario (esencialmente actinolita) y/o biotita. Los datos geoquímicos revelan un carácter calcoalcalino de arco volcánico y composiciones basálticas relativamente primitivas (~48-51% SiO<sub>2</sub>, ~6-7% MgO y altos contenidos de V y Sc) para los diques, probablemente cercanas a las del magma parental, y apoyan un origen a partir de fundidos altamente hidratados con una importante influencia del fraccionamiento de hornblenda (altas razones Sr/Y, patrones de REE moderadamente fraccionados y ausencia de anomalías negativas de Eu). La estrecha asociación espacial de los diques con fallas NW-SE observadas ampliamente en el proyecto, sugiere un fuerte control estructural en el ascenso magmático, permitiendo la llegada de estos magmas basálticos casi prístinos a la superficie. La edad de 9,42±1,2 Ma obtenida para el dique principal, muestra el efecto de un importante exceso de Ar, por lo que representa una estimación de la edad máxima de la roca. En base a esta edad máxima, y a las relaciones de contacto observadas en terreno (cortan al pórfido dacítico alterado y a cuarzodioritas tardías), se infiere que los diques hornblendíferos representan las últimas fases de actividad magmática en el prospecto.

Las otras unidades intrusivas analizadas presentan composiciones más evolucionadas (a excepción de un gabro), con bajos contenidos de HFSE y enriquecimiento en LILE, denotando afinidades de arco volcánico calcoalcalino. Dos de estas litologías exhiben una leve señal geoquímica adakítica: una granodiorita de anfíbol (muestra ARCA-6) ampliamente distribuida en el proyecto y una cuarzodiorita de anfíbol (muestra ARCA-1), reflejando una influencia del fraccionamiento de hornblenda en su evolución y una relación a magmas hidratados y oxidados. La similitud de los patrones de REE y elementos incompatibles entre algunas unidades dioríticas y los diques máficos ricos en hornblenda, sugiere una posible relación genética, en la que las dioritas podrían haber evolucionado por diferenciación de magmas máficos similares a los de los diques.

Finalmente, al integrar todos los antecedentes, y considerando las similitudes petrográficas y petrológicas con los 'lamprófidos' máficos de El Teniente, se concluye que los diques basálticos ricos en hornblenda del Prospecto Infiernillo reflejan la ocurrencia de un magmatismo excepcionalmente hidratado en el manto bajo esta porción de Chile central durante el Mioceno tardío-Plioceno, que habría propiciado la cristalización de anfíbol en la corteza profunda, y podría haber jugado un rol crucial en la generación de los magmas más evolucionados de los pórfidos, ricos en agua y volátiles, capaces de transportar metales hacia la corteza superior.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1 Presentación

El presente estudio se realizó en el marco de la campaña de exploración avanzada del Proyecto Infiernillo (35°5'S, Chile central), de la empresa Vale Exploraciones Chile, y surge a raíz del interés por comprender mejor los procesos magmáticos asociados a la ocurrencia de depósitos tipo pórfido de Cu (-Mo, Au), particularmente de edad Mioceno – Plioceno.

Se aborda con especial énfasis la temática de los magmas hidratados, precursores de estos sistemas, mediante la determinación petrogenética de una litología de composición basáltica, rica en megafenocristales de hornblenda de hasta 4 cm de diámetro, que aflora en forma de dique en distintos sectores del Prospecto Infiernillo (35°5'S). El prospecto se ubica en la Franja Mio-Plioceno de pórfidos cupríferos de Chile central, caracterizada por albergar a algunos de los depósitos de cobre más grandes del mundo, entre ellos, El Teniente, donde también se describen diques máficos de características similares, cuyos magmas parentales altamente hidratados habrían jugado un rol importante en la generación de este gran depósito (Stern *et al.*, 2011a,b).

A su vez, se contempla la caracterización petrológica de las unidades intrusivas presentes en el prospecto, con el fin de generar una comprensión integrada del sistema magmático-hidrotermal y complementar con esta investigación a los trabajos ya realizados en el área.

## 1.2 Objetivos

El objetivo general de este estudio consiste en determinar la petrogénesis de los diques máficos ricos en hornblenda presentes en el Prospecto Infiernillo, que podrían haber jugado un rol en la evolución del sistema porfídico, y caracterizar petrológicamente las demás unidades intrusivas reconocidas en el área de estudio. En este contexto, se plantean los siguientes objetivos específicos:

- a) Mapear la ocurrencia, distribución espacial y relaciones de contacto de los diques máficos ricos en anfíbol.
- b) Caracterizar la petrografía de las rocas ígneas del Prospecto Infiernillo.



- c) Caracterizar la geoquímica de las rocas ígneas del Prospecto Infiernillo, con énfasis en los diques máficos ricos en anfíbol, definiendo sus similitudes y/o diferencias.
- d) Determinar la edad de enfriamiento del dique máfico principal presente en el área de estudio.
- e) Integrar y discutir los resultados obtenidos a partir de los objetivos anteriores.

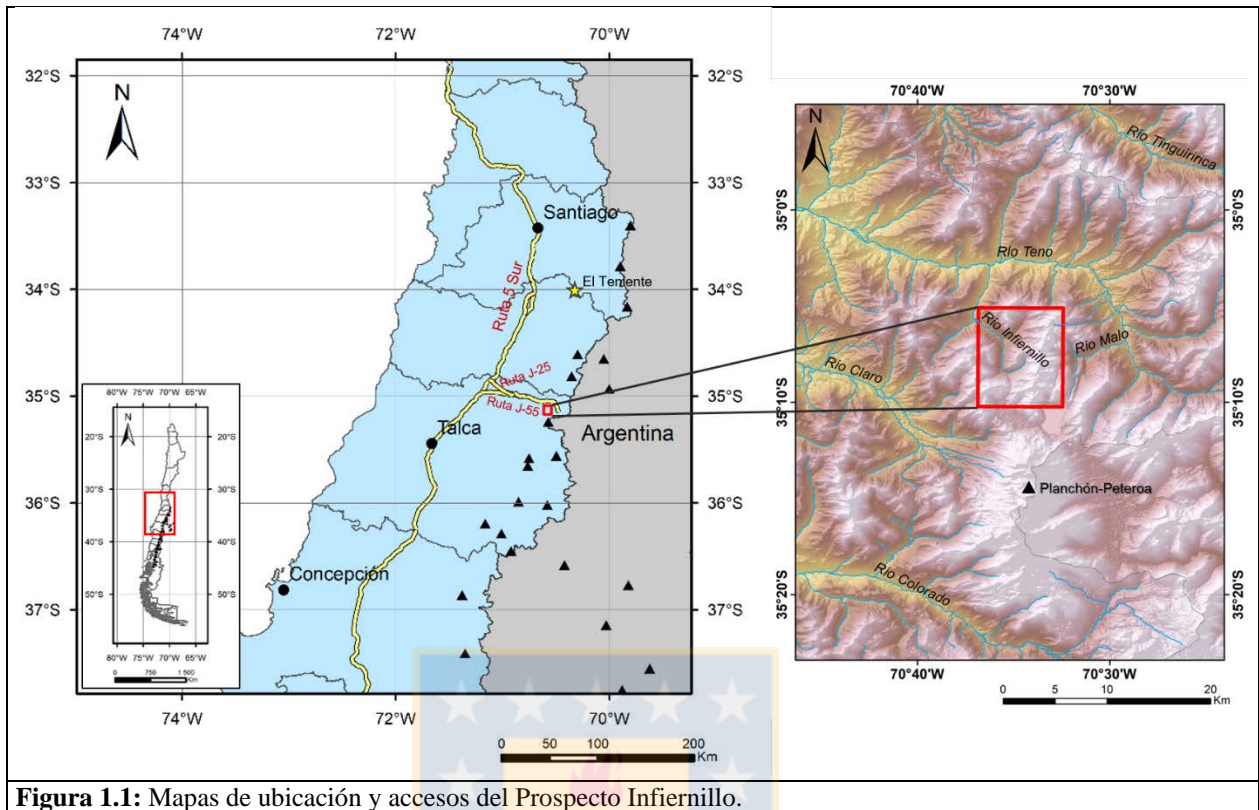
### **1.3 Ubicación y Accesos**

El Prospecto Infiernillo se ubica en la VII Región del Maule, Chile central, a 120 km al sur de la mina El Teniente y aproximadamente a 130 km al NE de la ciudad de Talca (Figura 1.1). Las coordenadas U.T.M. son 355.117 – 359.137 m E y 6.107.018 – 6.116.351 m N (Datum: PSAD 56, Zona 19S), con una cota promedio de 2750 m s.n.m. Su acceso desde la ciudad de Santiago, se realiza a través de la Ruta 5 Sur, hasta llegar a la intersección con la ruta J-25, donde se continúa en dirección a La Montaña, o bien hasta la intersección con la ruta J-55, continuando en dirección a Romeral. Ambas rutas son caminos públicos, pavimentados solo en los tramos iniciales y luego de ripio, que llevan al poblado de Los Queñes. Desde ahí, se debe seguir avanzando aproximadamente 17 km en dirección al sureste por la ruta J-55, bordeando el río Teno, hasta llegar al campamento base, donde finalmente se puede acceder al área de estudio vía helicóptero. También es posible acceder por vía terrestre (con mucha mayor dificultad) a través de la quebrada del río Infiernillo.

### **1.4 Metodología de Trabajo**

#### **1.4.1 Etapa de Gabinete**

El trabajo de memoria de título comenzó con una Etapa de Gabinete, que consistió principalmente en la recopilación y revisión de antecedentes e información bibliográfica y cartográfica relacionada con el área de estudio, además de la elaboración de una carta Gantt para organizar la ejecución del trabajo y planificación de las salidas a terreno.



**Figura 1.1:** Mapas de ubicación y accesos del Prospecto Infernillo.

#### 1.4.2 Etapa de Terreno

Consistió esencialmente en la visita del área de estudio para levantamiento geológico y muestreo de diferentes unidades ígneas reconocidas, con especial énfasis en la localización y muestreo de los diques máficos ricos en anfíbol, unidad principal de la presente investigación. La toma de muestras se realizó utilizando protocolos separados para petrografía, geoquímica en roca total y geocronología (Anexo 1). Debido a las limitaciones climáticas del área de estudio, el trabajo de terreno se dividió en dos campañas principales:

##### a) Campaña Abril de 2017

Consistió en dos períodos de 6 y 3 días respectivamente, los que fueron coordinados por los geólogos Sr. José Miguel López y Sr. Pablo Salas. En esta campaña se realizaron los siguientes trabajos:

a.- Revisión del prospecto en base a mapa geológico en escala 1:10.000, abarcando desde la parte central hasta el extremo sureste, y también su sector oeste más distal, con prioridad en localizar los afloramientos de los diques máficos ricos en anfíbol.

- b.- Levantamiento geológico de detalle y muestreo de los diques máficos ricos en anfíbol (unidad principal), con el fin de realizar estudios petrográficos, petrológicos y geocronológicos Ar-Ar. Se reconocen afloramientos en la zona central y porción sureste del proyecto.
- c.- Muestreo de las unidades intrusivas que presentasen bajos grados de alteración (para evitar posibles modificaciones en la composición química original debido a eventos hidrotermales), las que se caracterizarán petrográficamente y petrológicamente.
- d.- Descripción macroscópica de las litologías muestreadas, con apoyo de la lupa binocular, disponible en el campamento base.

### **b) Campaña Enero de 2018**

Consistió en un período de 7 días de terreno efectivo, el que fue coordinado por el geólogo Sr. Efraín Núñez. En esta campaña se realizaron los siguientes trabajos:

- a.- Revisión de las zonas del prospecto a las que no se pudo acceder en la primera campaña de terreno, en base a mapa geológico en escala 1:10.000, para definir de mejor manera la distribución espacial de las unidades intrusivas muestreadas, y para la identificación de otros posibles afloramientos de los diques máficos ricos en hornblenda. Esto último con el fin de verificar su distribución a lo largo del proyecto y así poder establecer la relación genética entre los distintos cuerpos de diques, y su relación con las demás unidades intrusivas.
- b.- Determinación geoquímica de la alteración presente en las muestras de los diques, utilizando el instrumento Terraspec Halo, para complementar lo observado en petrografía y en los análisis de geoquímica de roca total y de química mineral.

Se tomaron 17 muestras en total, de las cuales 12 fueron seleccionadas para estudios petrográficos y petrológicos, y solo la muestra correspondiente a uno de los diques máficos fue destinada, además, a datación Ar-Ar.

### **1.4.3 Etapa Analítica**

Contempló el trabajo de descripción, preparación y envío de las muestras seleccionadas a los respectivos laboratorios, análisis de laboratorio y subsecuente procesamiento, interpretación e integración de los resultados obtenidos. La primera etapa de descripción y preparación de las muestras para los distintos análisis, se llevó a cabo en las dependencias del Instituto de Geología

Económica Aplicada (GEA) y del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción. La Etapa Analítica consistió principalmente en:

#### **a) Estudio Petrográfico**

Descripción de secciones transparente - pulidas de las litologías seleccionadas, utilizando microscopios petrográficos. Esto incluyó la determinación mineralógica modal, la cual se complementó con un conteo modal de puntos (~1500 puntos por muestra), con el fin de clasificar petrográficamente las unidades muestreadas según el diagrama de clasificación Q-A-P (Streckeisen, 1976), que considera cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa normalizados al 100%. Sin embargo, para las rocas con textura porfídica como los diques ricos en hornblenda, el conteo modal no resultó ser completamente representativo de la abundancia de las fases minerales presentes. Además, debido a su carácter primordial en el presente estudio, los diques máficos ricos en anfíbol se analizaron mediante Microsonda Electrónica (Electron Probe Micro-Analyzer – EPMA), para la caracterización de los anfíboles y determinación de algunas fases minerales con duda. Se obtuvieron los contenidos de elementos mayores de los minerales analizados, e imágenes de electrones retrodispersados y de barrido de rayos-X, las que fueron procesadas con el programa QUANTAX200 (Bruker). Las condiciones analíticas fueron las siguientes: tensión de aceleración = 15 Kv; intensidad del haz = 10 nA.

#### **b) Estudio Geoquímico**

Preparación de las muestras seleccionadas, en los talleres del Instituto GEA, lo que incluyó su limpieza manual pre-chancado (de zonas de alteración/oxidación por fracturas) y post-chancado (selección manual o *hand picking* de clastos que muestren indicios de alteración o mineralización de sulfuros), chancado, molienda y cuarteo. Posteriormente, las muestras pulverizadas fueron enviadas para análisis al laboratorio ActLabs Ltda., en Ancaster, Canadá. Se realizaron análisis geoquímicos de roca total, que incluyeron determinación de elementos mayoritarios ( $> 1,0\%$  peso), minoritarios ( $1,0-0,1\%$  peso) y traza ( $< 0,1\%$  peso), mediante los métodos de FUS-ICP (Fusion - Inductively Coupled Plasma), INAA (Instrumental Neutron Activation Analysis), FUS-MS (Fusion - Mass Spectrometry) y TD-ICP (Total Digestion - Inductively Coupled Plasma), los que otorgan límites de detección adecuados para una interpretación de calidad.

### **c) Estudio Geocronológico**

Se realizó una datación  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblenda de una muestra correspondiente al dique máfico rico en anfíbol del sector sureste del prospecto, con el fin de posicionarlo en relación a los eventos magmáticos y tectónicos ocurridos en la zona de estudio. Los anfíboles se dataron mediante la técnica Incremental Heating (Fusión por etapas) en el laboratorio OSU Argon Geochronology Lab, de la Universidad de Oregon State, en Corvallis, USA.

### **d) Etapa de tratamiento e interpretación de resultados**

Incluyó el procesamiento de los resultados obtenidos a partir de los análisis geoquímicos y de química mineral, los que fueron incorporados en una base de datos, y luego graficados en distintos diagramas petrológicos y de clasificación. Para el manejo de los datos geoquímicos, se utilizó el software ioGAS 6.3, facilitado por Vale Exploraciones Chile. También contempló la interpretación e integración final de los resultados petrográficos, geoquímicos y geocronológicos.

## **1.5 Trabajos Anteriores**

Múltiples estudios geológicos regionales-distritales y trabajos de exploración se han llevado a cabo en el segmento estudiado de la Cordillera Principal de Chile central. A continuación, se presentan los más importantes, que han permitido contextualizar esta memoria y generar discusión.

Los primeros estudios geológicos regionales que se realizaron en la zona, corresponden a los de Klohn (1960) y Aguirre (1960), los que fueron seguidos por varios trabajos, entre los que destacan el de González & Vergara (1962), Davidson (1971), Davidson & Vicente (1973), Charrier (1973b, 1981b) y Thiele (1980).

Drake (1976) realiza un estudio geocronológico en los Andes de Chile central, entre los  $\sim 35^\circ$  y  $36^\circ\text{S}$ , efectuando numerosas dataciones K-Ar en rocas ígneas que permiten determinar y constreñir la edad de importantes eventos ígneos y tectónicos cenozoicos no reconocidos previamente.

Desde finales de los años 80', varias investigaciones buscan definir con mayor precisión la evolución Cenozoica de esta región y sus diversas problemáticas asociadas.

Rivera & Cembrano (2000) hacen un estudio del segmento andino comprendido entre los  $33^\circ$  y  $34^\circ\text{S}$  de Chile central, para determinar su evolución tectono-sedimentaria y geodinámica durante

el Terciario Superior. Consignan el rol destacado que juegan las estructuras regionales NW a NWW heredadas del Paleozoico-Mesozoico, en los rasgos geológicos de Chile central (entre los 33° - 41°S), así como en la distribución de las franjas transversales de intrusivos y centros volcánicos del Oligo-Mioceno.

Charrier *et al.* (2002) realizan un estudio geológico-estructural en el segmento entre los 33° - 36°S de la Cordillera Principal de Chile central, complementado con estudios geocronológicos y geoquímicos, para comprender la historia tectónica y evolución de los Andes en dicha zona. Al igual que lo descrito por Rivera & Cembrano (2000), mencionan la existencia de fallas WNW-ESE afectando a la Formación Abanico exclusivamente en su franja oeste, las que representarían zonas de acomodación asociadas a la evolución de la Cuenca de Abanico.

Piquer (2004) y Piquer *et al.* (2010) realizan estudios geológicos y mapeo a escala 1:25.000, en la región oriental del valle del río Teno, que abarca por completo el área de estudio, con el fin de determinar la evolución geológica-tectónica de la zona. Establecen la ocurrencia de cuatro fases intrusivas principales: diorita, granodiorita, pórfido riódacítico y pórfido dacítico (en ese orden de intrusión), realizando dataciones K-Ar en la granodiorita ( $7,8 \pm 0,4$  Ma) y pórfido riódacítico ( $7,9 \pm 0,4$  Ma). Además, definen dos estructuras de importancia regional: el Corrimiento El Fierro y el Sistema de Fallas Infiernillo-Los Cipreses. Esta última estructura se reconoce en el área del proyecto y habría controlado el ascenso de las diferentes fases intrusivas presentes.

Piquer *et al.* (2015) estudian la evolución estructural de la Cordillera Principal en el sector de Río Blanco-Los Bronces, corroborando el fuerte control que ejercen los sistemas de fallas de dirección NW y NE (oblicuas al arco) sobre el emplazamiento de intrusivos y actividad hidrotermal en el Mio-Plioceno.

Vale Exploraciones Chile ejecuta trabajos de exploración en el Prospecto Infiernillo entre los años 2015 y 2017, que contemplan un levantamiento geológico de superficie, geoquímica, geofísica y un levantamiento ambiental. Como resultado, determinan las unidades litológicas, alteraciones y mineralización presentes en el área, elaborando un modelo geológico y definiendo blancos de perforación.

Los trabajos que previamente describen la existencia de diques máficos a intermedios ricos en hornblenda en la región, corresponden principalmente a estudios sobre la geología y geocronología

del yacimiento El Teniente y sus áreas aledañas. Entre estos, destacan los trabajos de Cuadra (1986), Makshev *et al.* (2004) y Kay *et al.* (2005), quienes datan los diques en 2,9 a 3,9 Ma. Kay *et al.* (2005) se refieren a ellos como Diques Tardíos de Hornblenda, y Makshev *et al.* (2004) los clasifican como andesitas de hornblenda, en base a la composición de elementos mayores. Sin embargo, en trabajos anteriores (Lindgren & Bastin, 1922; Howell & Molloy, 1960; Camus, 1975; Cuadra, 1986), habían sido identificados como lamprófidos, por su escaso o nulo contenido de fenocristales de plagioclasa. Stern *et al.* (2011a) estudian los diques máficos ricos en hornblenda que afloran en la Quebrada los Sapos, al W de El Teniente, sugiriendo también su mejor clasificación como lamprófidos. Establecen que la presencia de los diques lamprófidos implica un aumento de la hidratación del manto bajo la zona de El Teniente (~34°S) durante el Plioceno, que podría haber jugado un rol importante en la generación de los magmas altamente oxidados y ricos en volátiles que dieron lugar a este gran depósito.

## 1.6 Agradecimientos

Agradezco en primer lugar a los geólogos José Miguel López, Álvaro Muñoz y Pablo Grosso de Vale Exploraciones Chile, quienes me dieron la oportunidad de realizar esta memoria, proporcionándome los recursos y herramientas necesarias, además de brindarme su apoyo, ayuda, consejos, discusiones geológicas y confianza en todo momento.

A mi mentor y amigo Pablo Salas (geólogo), quien me inspiró con el tema de esta memoria y guio durante todo el proceso, desde los primeros terrenos hasta las discusiones finales, dándose siempre un tiempo para conversar conmigo los distintos temas e ideas.

A mi profesor guía Osvaldo Rabbia, quien me apoyó desde un comienzo en la formulación de la propuesta y ejes centrales de la memoria, y durante todo el transcurso de generación de resultados, aconsejándome y orientándome desde su vasta experiencia y conocimiento.

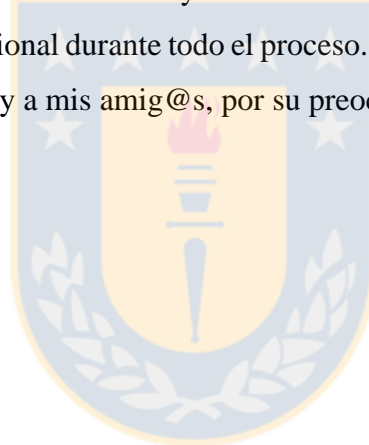
Agradezco profundamente a todo el equipo que me ayudó en terreno con la mejor disposición del mundo, ya sea con la logística, toma de muestras y trabajo de campo, colación o simplemente con su buena vibra, haciendo más amenas las tardes de trabajo: Danilo, Jasmita (mi ayudante estrella!), Leandro, Luquitas, Don René, Efraín Núñez, Alejandro Fernández, Rodrigo Balladares, la Feña, los “viejitos” de perforación, los pilotos de Ecopter y los chiquillos motivados de andesDOMO.

Además, agradezco a Cristian Morales (geólogo “GIS” Vale), por su gran ayuda y voluntad en facilitarme todo el material que requerí para la realización de esta memoria de título.

Doy gracias a los profesores, administrativos y técnicos del GEA que me apoyaron en múltiples actividades y gestiones en el transcurso de la memoria: Laura Hernández, Marcos Pincheira, María Eugenia Cisternas, Esteban Otárola, Paty, Xime, Don Emiliano y Miguel.

A las queridas secretarias de Geología Carolina y María Esperanza, a Lucy Henríquez y a los tíos Don Ra, Don Iván, Carlitos y Pedro por los innumerables favores, y a mis profesores de geología, en especial a Oscar Figueroa, Verónica Oliveros y Abraham González, que influyeron significativamente en mi formación como geóloga.

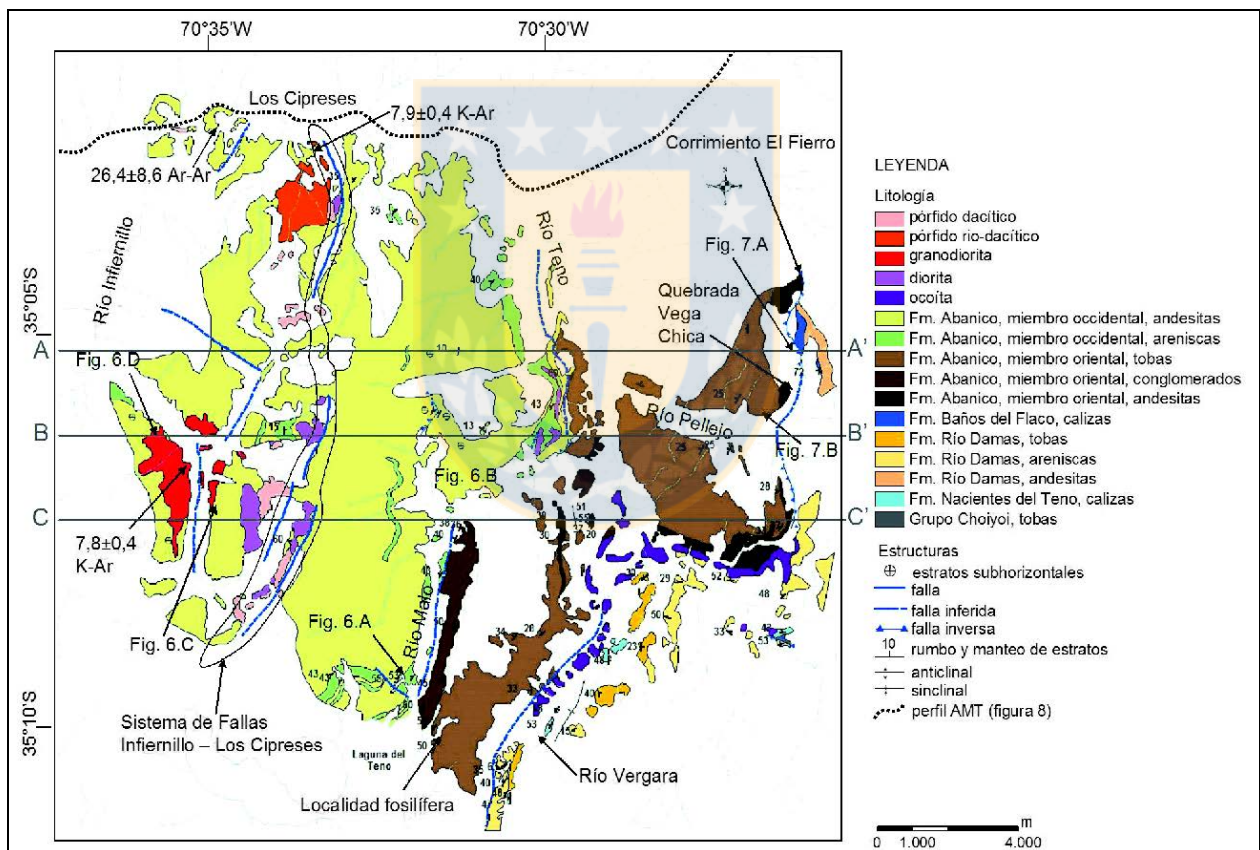
Y por sobre todo, agradezco inmensamente a mi familia, en especial a mi mamá, papá, tata, ab y nené (estás siempre presente en mi corazón y en mis sueños), a la yanetita y a mi pololo Carlos Urrejola por su apoyo incondicional durante todo el proceso. A Tineo y Muffi que me acompañaron largas horas mientras escribía, y a mis amig@s, por su preocupación, comprensión y ánimo!!





## 2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El proyecto comprende un área de 9 km de largo por 4 km de ancho, ubicada en la Cordillera Principal de Chile central, en el segmento Transicional (TSVZ; 34,5 - 37°S; Tormey *et al.*, 1991) de la Zona Volcánica Sur (ZVS). Se encuentra inmerso en la parte meridional de la franja metalogénica de yacimientos tipo pórfido cuprífero del Mioceno Superior – Plioceno, clásicamente caracterizada de norte a sur por los yacimientos de Los Pelambres, Río Blanco – Los Bronces y El Teniente, que corresponden a algunos de los depósitos de cobre más grandes del mundo. En la Figura 2.1 se presenta el mapa geológico regional de este sector.



**Figura 2.1:** Mapa geología regional del sector río Teno, Cordillera Principal, Chile central. Tomado de Piquer *et al.* (2010). A-A', B-B' y C-C' corresponden a la traza de las secciones geológicas presentadas por Piquer *et al.* (2010).

## 2.1 Unidades Litológicas

Las rocas más antiguas que afloran en el área corresponden a unidades mesozoicas (Davidson, 1971 en Piquer *et al.*, 2010), conformadas por calizas de la **Formación Nacientes del Teno** (Klohn, 1960), de edad Bajociano temprano - Oxfordiano tardío (Davidson, 1971; Davidson & Vicente, 1973); andesitas, tobas y areniscas de la **Formación Río Damas** (Klohn, 1960; González & Vergara, 1962) de edad Kimmeridgiano – Titoniano (Rossel *et al.*, 2014) y por los depósitos marinos de la **Formación Baños del Flaco** de edad Titoniano - Neocomiano (Klohn, 1960; González & Vergara, 1962; Covacevich *et al.*, 1976; Thiele, 1980; Charrier, 1981b; Arcos, 1987), además de afloramientos muy restringidos de tobas del **Grupo Choiyoi** (Rolleri & Criado Roqué, 1968; Kay *et al.*, 1989), el que incluye una sección inferior de composición andesítica a dacítica y una sección superior esencialmente riolítica (Llambías *et al.*, 1993), y es asignado tradicionalmente al Pérmico tardío – Triásico (Ramos & Ramos, 1979).

Sobreyaciendo en discordancia a las secuencias mesozoicas, en contacto por falla (Falla El Diablo-Las Leñas-El Fierro, Davidson, 1971; Davidson & Vicente, 1973; Godoy, 1991; Godoy & Lara, 1994; Charrier *et al.*, 1994, 1996; Godoy *et al.*, 1999; Fock *et al.*, 2005; Piquer *et al.*, 2010), se disponen las rocas continentales, predominantemente volcanogénicas, de la **Formación Abanico** (Aguirre, 1960; Klohn, 1960), que se deposita durante el Eoceno Superior a Mioceno Inferior (37 – 16 Ma) (Charrier *et al.*, 2002) y cubre gran parte del área del proyecto. Esta unidad está conformada por un grueso paquete de rocas volcánicas, principalmente lavas andesíticas, con intercalaciones piroclásticas, volcanoclásticas y subordinadamente sedimentarias, el que alcanza una potencia de hasta 3.000 m en la región estudiada (Piquer *et al.*, 2010). Además, incluye numerosos cuerpos subvolcánicos de la misma edad del volcanismo (Vergara *et al.*, 2004). Es directamente equivalente a las formaciones Coya-Machalí (Klohn, 1960) y Colbún (Karzulovic *et al.*, 1979), y correlacionable con la Formación Cura-Mallín (Charrier *et al.*, 2002b) hacia el sur.

Sobreyaciendo a la Formación Abanico, se disponen los depósitos volcánicos de la **Formación Farellones** (Klohn, 1960; Aguirre, 1960) de edad Mioceno, que aflora hacia el norte del área de estudio, aproximadamente entre los 32° y 35°S (Vergara *et al.*, 1988). Hacia el sur de los 35°S, aparentemente se encuentra ausente (Charrier *et al.*, 2002). Corresponde a una unidad casi enteramente volcánica de carácter calcoalcalino, suavemente plegada, compuesta por lavas andesíticas a riolíticas, depósitos volcanoclásticos y escasas intercalaciones sedimentarias (Thiele,

1980; Charrier, 1981; Vergara *et al.*, 1988), y representa el arco volcánico Mioceno (e.g. Vergara *et al.*, 1988; Charrier *et al.*, 2002). Su contacto con la subyacente Formación Abanico se presenta concordante y discordante según la zona de estudio considerada, en general dependiendo de la cercanía con estructuras que hayan producido plegamiento en la Formación Abanico, previo a la depositación de la Formación Farellones (Charrier *et al.*, 2002 en Piquer *et al.*, 2010).

Los depósitos de las formaciones Abanico y Farellones constituyen el grueso de la Cordillera Principal de Chile central entre los 33°-36°S y registran la evolución de la cuenca volcano-tectónica extensional de Abanico (Aguirre, 1960; Klohn, 1960; González & Vergara, 1962; Drake *et al.*, 1982; Charrier *et al.*, 1996, 2002; Fuentes *et al.*, 2002; Piquer *et al.*, 2010).

La actividad intrusiva asociada con esta evolución se emplaza principalmente en rocas de la Formación Abanico y es coetánea con la depositación de la Formación Farellones. Está constituida por plutones que se disponen en alineaciones discontinuas de orientación aproximadamente paralela a la cadena Andina y de edad decreciente hacia el este (Aguirre, 1960; González & Vergara, 1962; Kurtz *et al.*, 1997 en Piquer *et al.*, 2010), algunos de los cuales están asociados a los pórfidos supergigantes de Cu-Mo de edad Mioceno tardío - Plioceno, tales como Los Pelambres, Río Blanco-Los Bronces y El Teniente. Estos depósitos se desarrollaron en zonas de alteración hidrotermal asociadas a *stocks* multifásicos, brechas hidrotermales y diatremas en rocas de las formaciones Abanico y/o Farellones (Cuadra, 1986; Serrano *et al.*, 1996; Skewes *et al.*, 2002; Makshev *et al.*, 2004).

En la región estudiada, los plutones aparecen en su mayoría como cuerpos alargados formando una franja de dirección N-S o bien como grupos menores de pequeñas apófisis (González & Vergara, 1962). Presentan una gama de composiciones que van desde granitos a gabros, predominando las facies tonalíticas y granodioríticas (González & Vergara, 1962). Entre ellos, se han reconocido **dioritas de hornblenda** (Piquer *et al.*, 2010), **granodioritas de hornblenda y biotita** (Piquer *et al.*, 2010; ‘**granito de biotita**’ de González & Vergara, 1962), **pórfidos riódacíticos de hornblenda y biotita** (Piquer *et al.*, 2010; ‘**Batolito de Los Cipreses**’ de González & Vergara, 1962; ‘**Intrusivo del Estero Santa Rita**’ de Davidson, 1971), y **pórfidos dacíticos de biotita**, en ese orden de intrusión (Piquer *et al.*, 2010). La granodiorita fue datada en  $7,8 \pm 0,4$  Ma (K-Ar en biotita) y los pórfidos riódacíticos, considerados como facies marginales de la unidad anterior, se dataron en  $7,9 \pm 0,4$  Ma (K-Ar en fenocristales de plagioclasa).

Por otra parte, en la laguna Mondaca, al norte del volcán Descabezado Grande, González & Vergara (1962) describen **dioritas cuarcíferas de biotita y hornblenda de grano medio a fino**, y al sur de dicho volcán, en los alrededores de la laguna Invernada, aflora el **Plutón Invernada** (Drake, 1976), datado en 7 Ma (Mioceno tardío). Este cuerpo representa varias fases intrusivas que van desde granodioritas a granitos de grano medio a grueso.

Al sur de los 35°S, se encuentra cubriendo en discordancia angular a la Formación Abanico y a diversas formaciones preterciarias, y en inconformidad a los intrusivos Miocenos, una secuencia de lavas y piroclastos asignada a la **Formación Cola de Zorro** (González & Vergara, 1962), de edad Plioceno - Pleistoceno temprano (Muñoz & Niemeyer, 1984). Está constituida principalmente por coladas de andesitas basálticas, basaltos de clinopiroxeno y material piroclástico de la misma composición, encontrándose también aglomerados volcánicos. Esta unidad aparece al sur del valle del río Teno (Charrier *et al.*, 2002), y se caracteriza por su gran extensión areal, con mayor desarrollo hacia la región fronteriza, y la disposición horizontal a subhorizontal de sus capas, afectadas únicamente por movimientos de bloques (González & Vergara, 1962).

Finalmente, las **unidades cuaternarias** del sector cordillerano estudiado se depositan en discordancia sobre las unidades anteriores. Comprenden principalmente materiales volcánicos provenientes de la cadena de volcanes activos que conforman el arco magmático actual, entre los que se incluyen las lavas y flujos piroclásticos de los volcanes Planchón-Peteroa, Descabezado Grande, Quizapu, Cerro Azul, Descabezado Chico y San Pedro (González & Vergara, 1962; Drake, 1976; Hildreth & Drake, 1992). Estos depósitos se encuentran cubriendo extensas áreas, rellenando valles y sepultando, en sectores, los rasgos producidos por las glaciaciones pleistocénicas. Además, es posible encontrar sedimentos clásticos, de origen glacial, aluvial y coluvial depositados en el fondo de valles y quebradas, aunque, por lo general, ellos aparecen subordinados con respecto a las acumulaciones derivadas del intenso volcanismo Cuaternario (González & Vergara, 1962).

## 2.2 Geología Estructural

La zona de estudio se encuentra inmersa en el dominio morfotectónico de la Cordillera Principal, cuyo sector oriental forma parte de la faja corrida y plegada de Aconcagua (Ramos, 1996 en Piquer *et al.*, 2015) y se caracteriza, en su dominio occidental (chileno), por la presencia de una cuenca volcano-tectónica de intraarco conocida como Cuenca de Abanico. Esta cuenca extensional

Cenozoica representa un sistema tectónico mayor en los Andes de Chile central (Charrier *et al.*, 2007), y su desarrollo y subsecuente inversión habrían controlado la depositación de las secuencias volcánicas Terciarias y el emplazamiento de intrusivos durante el Mio-Plioceno (Piquer *et al.*, 2010, 2015). En ambos bordes, la Cuenca de Abanico se encuentra separada de las unidades Mesozoicas por fallas inversas de alto ángulo de orientación N-S, originalmente fallas normales de borde de cuenca, que fueron parcialmente invertidas (Charrier *et al.*, 1996, 2002, 2005; Fock *et al.*, 2006; Farías *et al.*, 2008). La inversión habría ocurrido durante un importante episodio de contracción tectónica que se inicia en el Mioceno temprano, y afectó principalmente a los bordes de la cuenca (Charrier *et al.*, 2002, 2005; Piquer *et al.*, 2010). En la región estudiada, se reconocen dos sistemas principales de fallas de borde de cuenca, de rumbo aproximado N-S: el Corrimiento El Fierro y el Sistema de Fallas Infiernillo-Los Cipreses (Piquer *et al.*, 2010). El **Corrimiento El Fierro** (definido por Davidson, 1971) corresponde a la prolongación hacia el sur de una estructura de carácter regional denominada **Sistema de Fallas El Diablo-Las Leñas-El Fierro** (Charrier *et al.*, 2002; Fock *et al.*, 2005, 2006; Farías *et al.*, 2010), actualmente una falla inversa de alto ángulo con vergencia hacia el E, ubicada en el margen oriental de la Cuenca de Abanico, que yuxtapone a la Formación Abanico con las unidades jurásicas y neocomianas (Piquer *et al.*, 2010, 2015). De manera similar, el **Sistema de Fallas Infiernillo-Los Cipreses** corresponde a una importante estructura de borde de cuenca, paralela al Corrimiento El Fierro, originalmente de tipo normal con manteo al W, reactivada en modo inverso durante el Mioceno tardío. Estudios magnetoteléuricos han permitido reconocer la expresión de esta zona de fallas en profundidad, que se manifiesta como un marcado conductor eléctrico subvertical de al menos 10 km de profundidad (Díaz, 2007 en Piquer *et al.*, 2010), confirmando su importancia regional. Piquer *et al.* (2010) la correlacionan con estructuras de similar rumbo, manteo y vergencia documentadas por Zapatta (1995), al oeste del Corrimiento El Fierro, en el sector de Baños del Flaco y además, señalan que esta estructura habría actuado como un conducto favorable para canalizar el ascenso de magmas durante el Mioceno tardío.

Piquer *et al.* (2015) también describen sistemas estructurales de escala regional, de orientación oblicua a la cadena andina actual, en el distrito de Río Blanco-Los Bronces, previamente identificados por Rivera & Cembrano (2000) y Rivera & Falcón (2000) en la zona de El Teniente. Estos sistemas están conformados por una serie de **fallas de dirección NW y NE**, que inicialmente habrían actuado como fallas normales durante el período extensional del Eoceno tardío-Oligoceno,

controlando la geometría interna y compartimentación de la Cuenca de Abanico, y luego habrían sido reactivadas en modo sinistral±inverso y dextral, respectivamente, durante la inversión de la cuenca en el Mio-Plioceno, acomodando gran parte de la deformación interna ocasionada. Se infiere que estas estructuras regionales oblicuas al arco, habrían jugado un rol importante en el emplazamiento de cuerpos intrusivos y en la ubicación de centros volcánicos y depósitos minerales en diferentes segmentos de los Andes de Chile y Argentina (Rivera & Cembrano, 2000; Richards *et al.*, 2001; Chernicoff *et al.*, 2002; Cembrano & Lara, 2009; Acocella *et al.*, 2011), en particular, en la franja metalogénica del Mio-Plioceno de Chile central (Piquer *et al.*, 2015, 2016). Los depósitos tipo pórfido de Cu-Mo de edad Mioceno tardío-Plioceno temprano de los Andes, presentan una alineación general N-S, sin embargo, parecieran estar situados en intersecciones de estas fallas NE y NW (Maksaev, 2007). Su origen radica en el basamento Paleozoico-Triásico de la Cordillera Principal, correspondiendo a estructuras heredadas de los eventos tectono-magmáticos del Paleozoico y Mesozoico, que habrían sufrido sucesivas reactivaciones a lo largo del Meso-Cenozoico (Rivera & Cembrano, 2000; Piquer *et al.*, 2015). El hecho de ser estructuras profundas de basamento, explicaría su eficacia en focalizar y canalizar magmas a través de la corteza. Maksaev (2007) señalan, además, que las fallas de dirección NW parecieran estar relacionadas con importantes lineamientos NW en los Andes de Argentina, que coinciden con la ubicación de centros volcánicos modernos en la Zona Volcánica Sur (ZVS), así como con los depósitos de pórfidos.

### 2.3 Mineralización

El área de estudio se ubica en el extremo sur de la franja metalogénica de depósitos tipo pórfido cuprífero del Mioceno tardío – Plioceno temprano (12–4,3 Ma; Camus, 2002, 2003) de los Andes de Chile central, la segunda más importante económicamente en el país (Maksaev, 2007). A esta franja pertenecen los tres yacimientos supergigantes de Cu-Mo, de norte a sur: Los Pelambres-El Pachón (recursos de 25 Mt Cu), Río Blanco-Los Bronces (recursos de 50 Mt Cu) y El Teniente (recursos de 75 Mt Cu), este último correspondiendo al centro mineralizado de importancia económica más meridional de la franja (Sillitoe & Perelló, 2005; Maksaev *et al.*, 2004; Maksaev, 2007). En conjunto, estos depósitos alcanzan un total de 183 Mt Cu, considerando recursos y producción (Camus, 2002). Más al norte, el cinturón metalogénico Neógeno incluye los depósitos

epitermales Miocenos de clase mundial y los pórfidos de Au, Cu y Cu-Au de las franjas de El Indio y Maricunga (Davidson & Mpodozis, 1991; Sillitoe, 1991 en Makshev *et al.*, 2004).

De acuerdo a datos geocronológicos recientes, El Teniente y Río Blanco-Los Bronces serían coetáneos, habiéndose formado entre los 6,46 y 4,37 Ma (Deckart *et al.*, 2003; Makshev *et al.*, 2004), mientras que la mineralización en Los Pelambres habría ocurrido antes, entre los ~13 y 10 Ma (Bertens *et al.*, 2003 en Makshev, 2007). Estos depósitos se encuentran típicamente relacionados con *stocks* porfídicos multifásicos y se caracterizan por la ocurrencia de grandes cuerpos de brechas magmático-hidrotermales, tanto mineralizadas como estériles (Stern *et al.*, 2011b; Makshev, 2007). Los tres depósitos de Chile central ocurren a lo largo del límite entre dos segmentos tectónicos principales de los Andes: el segmento del “*Flat-Slab*” hacia el norte, en el que el ángulo de subducción disminuyó significativamente a partir del Mioceno y el volcanismo se encuentra actualmente ausente, y la Zona Volcánica Sur (ZVS), que presenta un mayor ángulo de subducción y un volcanismo activo. La formación de los tres depósitos muestra una estrecha asociación temporal con el cambio en la geometría de la subducción que produjo esta segmentación andina (Stern & Scholl, 2010 y referencias en el mismo). Tal como en los depósitos cupríferos más antiguos del norte de Chile, la mineralización de cobre habría ocurrido durante un intervalo de tiempo relativamente restringido (~3 Ma), a finales de un período más extenso de actividad magmática (>10 Ma) justo previo a la migración hacia el este del arco volcánico andino (Makshev & Zentilli, 1988; Cornejo *et al.*, 1997 en Stern *et al.*, 2011b).

El proyecto Rosario de Rengo (16,2 Ma; Ar-Ar en hornblenda en Kurtz *et al.*, 1997), ubicado al norte del área de estudio, en la región de El Teniente, corresponde al depósito tipo pórfido Cu-Mo conocido más al sur de la franja del Mioceno-Plioceno.

## 3. GEOLOGÍA DEL PROYECTO

### 3.1 Generalidades

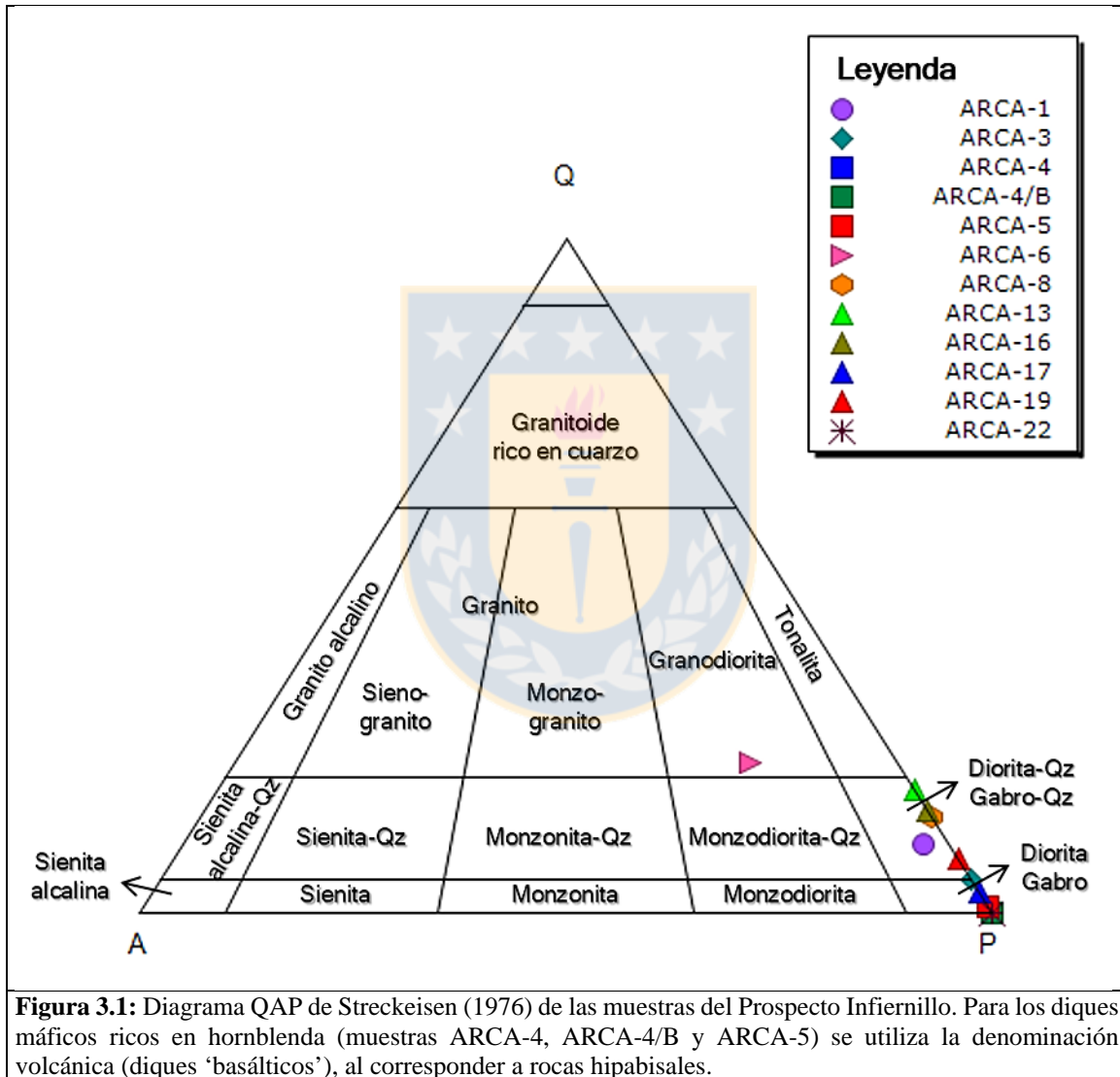
En el siguiente capítulo se describen las unidades reconocidas en terreno y se presenta una breve caracterización petrográfica de ellas, con énfasis en los diques hornblendíferos determinados como principales para este trabajo. Se estudiaron 12 muestras, a las que se les realizó un conteo modal de puntos (~1500 por muestra), con el fin de clasificarlas petrográficamente mediante el diagrama de clasificación Q-A-P (Streckeisen, 1976) (Figura 3.1), y complementar las descripciones macroscópicas y microscópicas realizadas. Las descripciones petrográficas detalladas de las muestras analizadas se encuentran en el Anexo 2. Se utilizó el análisis de Microsonda Electrónica (Electron Probe Micro-Analyzer – EPMA) para el estudio de las anfíbolos y determinación de algunas otras fases minerales presentes en los diques. Para esto, se analizaron distintos cristales de anfíbol, de las diferentes familias (observadas en petrografía), con el fin de determinar su composición y clasificarlos mediante el cálculo de su fórmula estructural de acuerdo al procedimiento de Leake *et al.* (1997), en base a 23 oxígenos, y reasignando el hierro entre  $\text{Fe}^{3+}$  y  $\text{Fe}^{2+}$  bajo el factor de normalización 13eCNK (contenido máximo de  $\text{Fe}^{3+}$ ) definido por Schumacher (1991). Los anfíboles corresponden en su totalidad a anfíboles cálcicos, según la clasificación de Leake *et al.* (1997).

### 3.2 Introducción

En general, se reconocen tres dominios geológicos en el proyecto: norte, centro y sur, con rasgos distintivos en cuanto a litología, alteración y mineralización, que serán utilizados como referencia para señalar la ubicación y distribución de las unidades litológicas. El dominio norte, comprende toda la zona de vegas cubierta por depósitos de morrenas glaciares y los cerros circundantes, al norte del denominado “Filo Central”, una pared de 2800 m.s.n.m con laderas de pendientes abruptas. El dominio central del proyecto, que actúa de cabecera del río Infiernillo, se extiende desde la ladera sur del Filo Central hasta las zonas próximas al “Sector Campamento”, término utilizado informalmente en este trabajo para referirse a una zona de lomajes suaves rodeados por quebradas poco prominentes, generadas por la erosión de cursos de agua durante los períodos de deshielo. La extensión sur del área de estudio, se caracteriza por la presencia de dos filos de



orientación NS y NNE-SSW, ubicados al lado W y E del valle del río Infiernillo, respectivamente, en el segmento donde el río corre de norte a sur. El filo del sector SE, denominado “Pared SE”, corresponde al elemento topográfico de mayor altura presente en el proyecto (hasta 3250 m.s.n.m en los riscos más elevados), y conforma su límite oriental. Presenta fuertes pendientes en su ladera W, que se vuelven menos abruptas hacia el sur, y afloramientos altamente disgregados.



La geología del proyecto se conforma por una potente secuencia de lavas andesíticas pertenecientes a la Formación Abanico, de edad Eoceno Superior a Mioceno Inferior (37 – 16 Ma) (Charrier *et al.*, 2002). Esta unidad presenta un estilo de plegamiento irregular con vergencia variable, aunque

en el proyecto los niveles se encuentran dispuestos de forma subhorizontal o suavemente manteniendo hacia el noroeste. Cortando a la secuencia volcánica, se reconocen múltiples eventos intrusivos, correspondientes a granodioritas, pórfido dacítico, gabro y varios pulsos de cuarzodioritas y dioritas, que afloran según una franja de orientación general N-S, además de sets de brechas tecto-hidrotermales y los diques máficos ricos en anfíbol (Figura 3.2 y 3.3). Algunas de estas unidades son correlacionables con las fases intrusivas principales determinadas por Piquer *et al.*, 2010 en el área de estudio. Diversas asociaciones de alteración hidrotermal son reconocidas: feldespatos potásico-magnetita, sericita-turmalina, illita-esmectita, clorita-epidota y pirofilita-dickita, con mineralización de sulfuros de cobre asociados a vetillas de cuarzo-magnetita con halo de feldespatos potásico y al ambiente de alteración fílica. Las dimensiones de las zonas de alteración argílica intermedia y sericita-turmalina alcanzan una extensión discontinua de 3200 por 600 metros en promedio, rodeadas por un halo de alteración propilítica (Vale Exploraciones Chile, 2016).

En el área de estudio, se realizó un muestreo de las unidades litológicas de interés petrológico, sin considerar a la unidad definida como ‘pórfido dacítico’, por su intenso grado de alteración fílica. Este cuerpo intrusivo se extiende ampliamente en la zona suroriental del proyecto, en el sector de Pared SE, alojado en secuencias volcánicas andesíticas de la Formación Abanico, y constituye la caja de uno de los diques máficos ricos en anfíbol. Las mayores limitaciones en el mapeo geológico y muestreo, fueron las zonas con topografía muy escarpada y/o con acarreos.

### 3.3 Estructuras

En el sector es posible reconocer la intersección de dos sistemas estructurales mayores. El primero, corresponde al Sistema de Fallas Infiernillo – Los Cipreses, constituido por un conjunto de estructuras menores de movimiento inverso, con dirección NS a NNE y manteo hacia el oeste, que alcanzan una extensión kilométrica y elevadas profundidades a nivel cortical (Díaz, 2007). Esta estructura habría actuado como una falla normal de borde de cuenca durante el Eoceno Tardío - Mioceno Medio, controlando la depositación de la Formación Abanico, y posteriormente reactivada en modo inverso durante el Mioceno Tardío, focalizando el ascenso y emplazamiento de los cuerpos intrusivos que caracterizan al proyecto (Piquer *et al.*, 2010). En general, en el sector del Filo Central es donde mejor se reconoce la traza de este sistema de fallas, pudiendo detectarse en su margen este, una zona de cataclasitas de cerca de 400 metros, con disposición general N10-

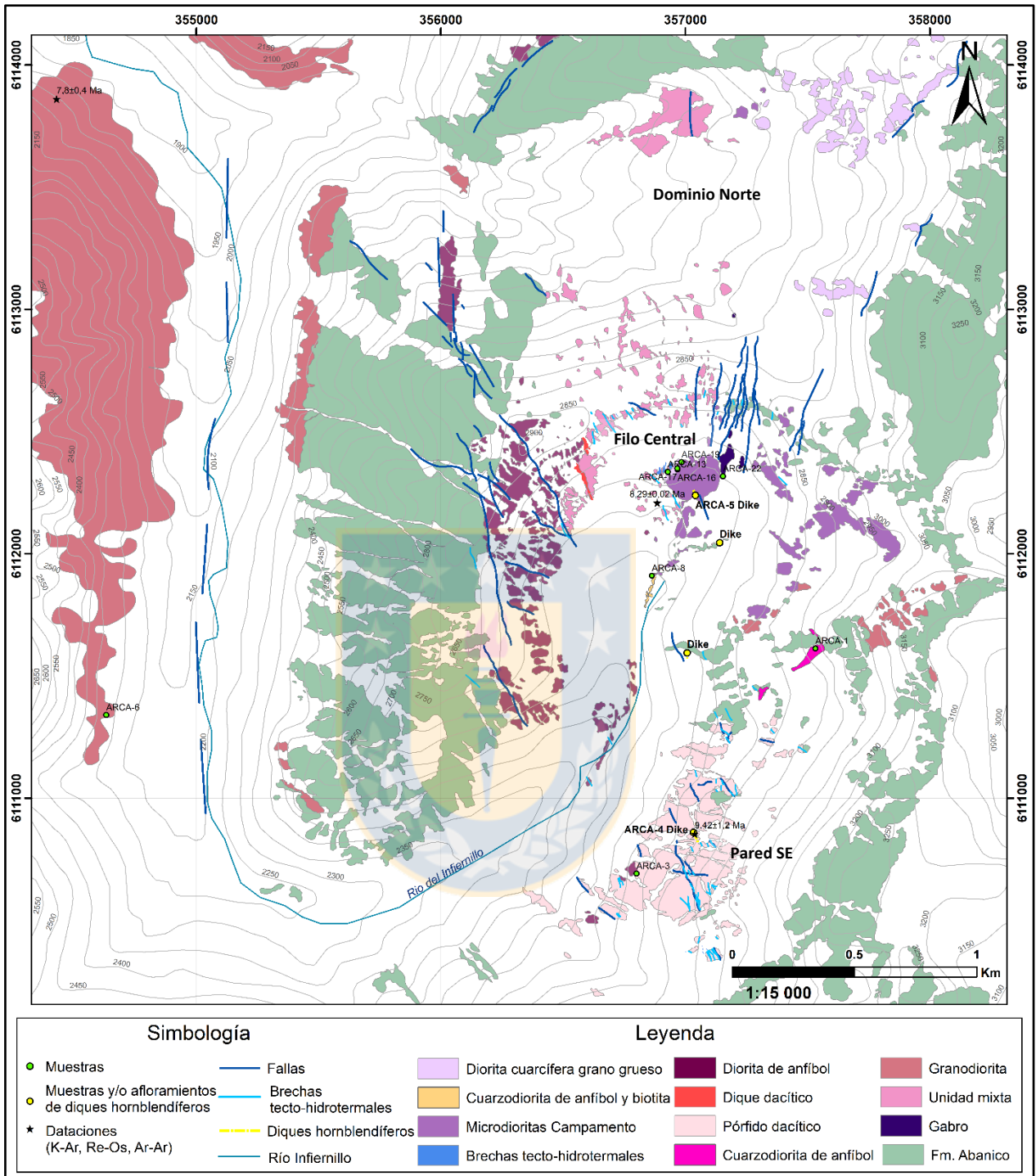
20°E y manteos subverticales (Vale Exploraciones Chile, 2016), afectando a rocas andesíticas de la Formación Abanico. Hacia el oeste, también destaca la existencia de una falla en el fondo del valle del río Infiernillo, en el tramo donde corre de sur a norte.

El otro sistema estructural reconocido en el área de estudio, consiste en un set de fallas de dirección NNW-SSE, que podrían corresponder a la prolongación hacia el sur de las fallas transcurrentes reactivadas de escala litosférica reconocidas en las zonas de El Teniente y Río Blanco-Los Bronces (Rivera & Cembrano, 2000; Rivera & Falcón, 2000; Charrier *et al.*, 2002; Piquer *et al.*, 2015). A pesar del régimen compresivo durante el Mio – Plioceno, estas estructuras oblicuas al arco habrían canalizado el ascenso de magmas y fluidos hidrotermales (Piquer *et al.*, 2015, 2016). En el proyecto, aparecen afectando tanto a las rocas volcánicas como a las intrusivas, evidenciando algún grado de actividad postmagmática, y se encuentran reflejadas por el desarrollo de delgadas cataclasitas y zonas locales de brechas tecto-hidrotermales cortando a algunas unidades intrusivas. En Pared SE, se reconoce la presencia de numerosas fallas menores con una disposición N25-35°W cortando al pórfido dacítico que aflora en ese sector, a las cuales se encuentran asociadas zonas de brechas tecto-hidrotermales de potencias menores a 10 metros. Destaca, además, que la dirección preferencial de mineralización es en sentido NNW-SSE, evidenciado por la gran cantidad de vetillas y estructuras que siguen esta orientación (Vale Exploraciones Chile, 2016), al igual que la dirección general de los diques hornblendíferos observados a lo largo del proyecto.

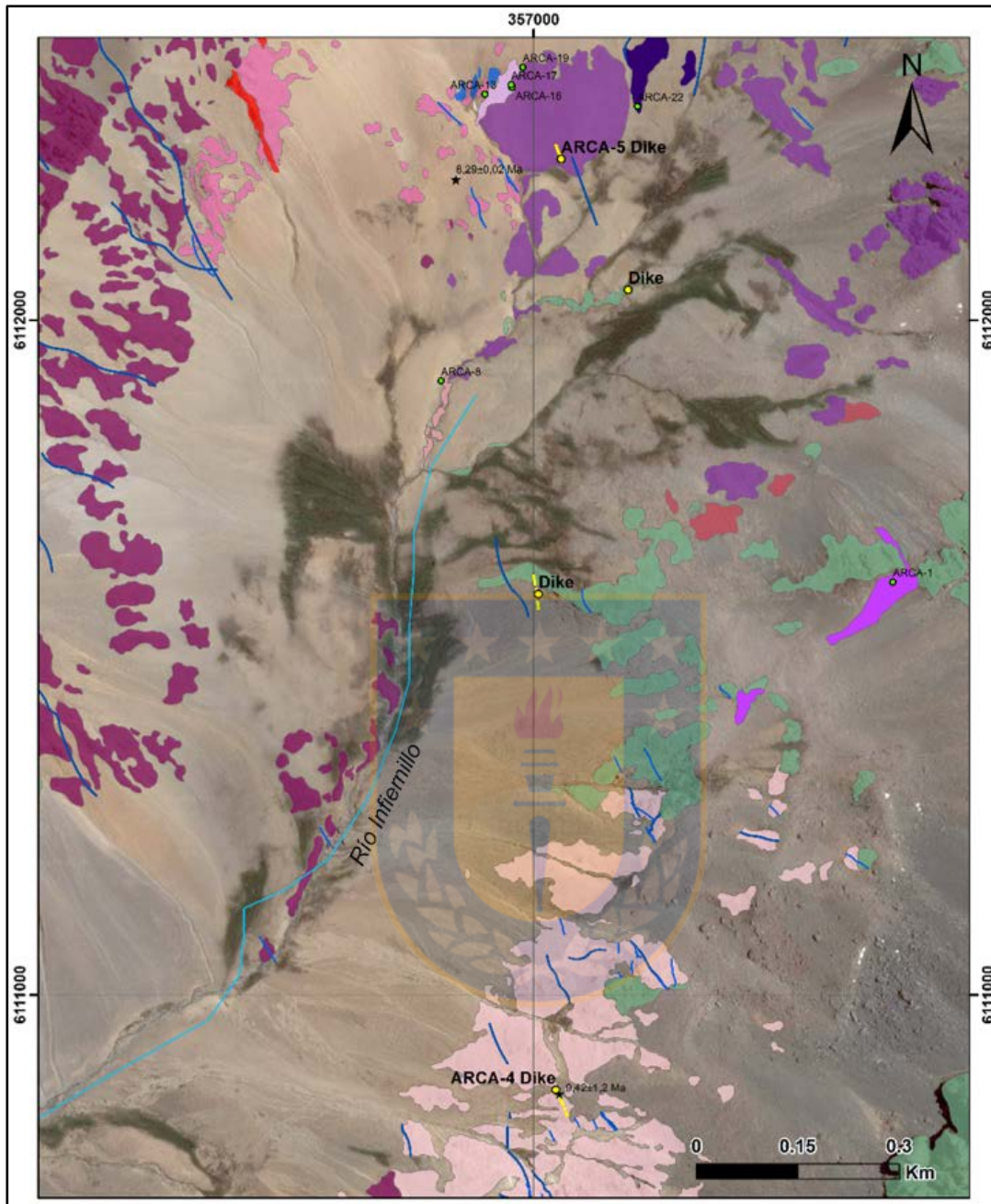
### **3.4 Diques máficos ricos en hornblenda**

#### *Disposición en Terreno*

Los diques máficos ricos en hornblenda afloran en la zona central del proyecto, en el Sector Campamento, y en la zona sureste, en la base y ladera de Pared SE, en cuatro cuerpos de potencias entre 2,5 - 3 m y 10 - 12 m. Se encuentran dispuestos en direcciones NS a N23°W, con manteos subverticales, intruyendo a microdioritas del Sector Campamento, andesitas de la Formación Abanico y al pórfido dacítico fuertemente alterado de Pared SE (Fotografía 3.1 a y b). Los contactos con las andesitas y el intrusivo dacítico son abruptos, desarrollando localmente bordes enfriados de 1,0 a 1,5 m de ancho. En cambio, el contacto con las microdioritas no es tan marcado, reconociéndose algunos enclaves del dique de tamaño centimétrico dentro de esta litología (Fotografía 3.1 c), evidenciando un posible proceso de *mingling* entre ambas unidades.



**Figura 3.2:** Mapa geológico a escala 1:15.000 del área de estudio. Modificado de Vale Exploraciones Chile (2016). Se indica la ubicación de los puntos de muestreo de las unidades ígneas analizadas, los puntos de muestreo y de afloramientos de los diques máficos ricos en hornblenda, y la ubicación aproximada de las muestras datadas por K-Ar por Piquer *et al.* (2010), Re-Os por Vale Exploraciones Chile (2017) y Ar-Ar por el presente estudio. En color blanco rocas volcánicas y depósitos no consolidados del Cuaternario.

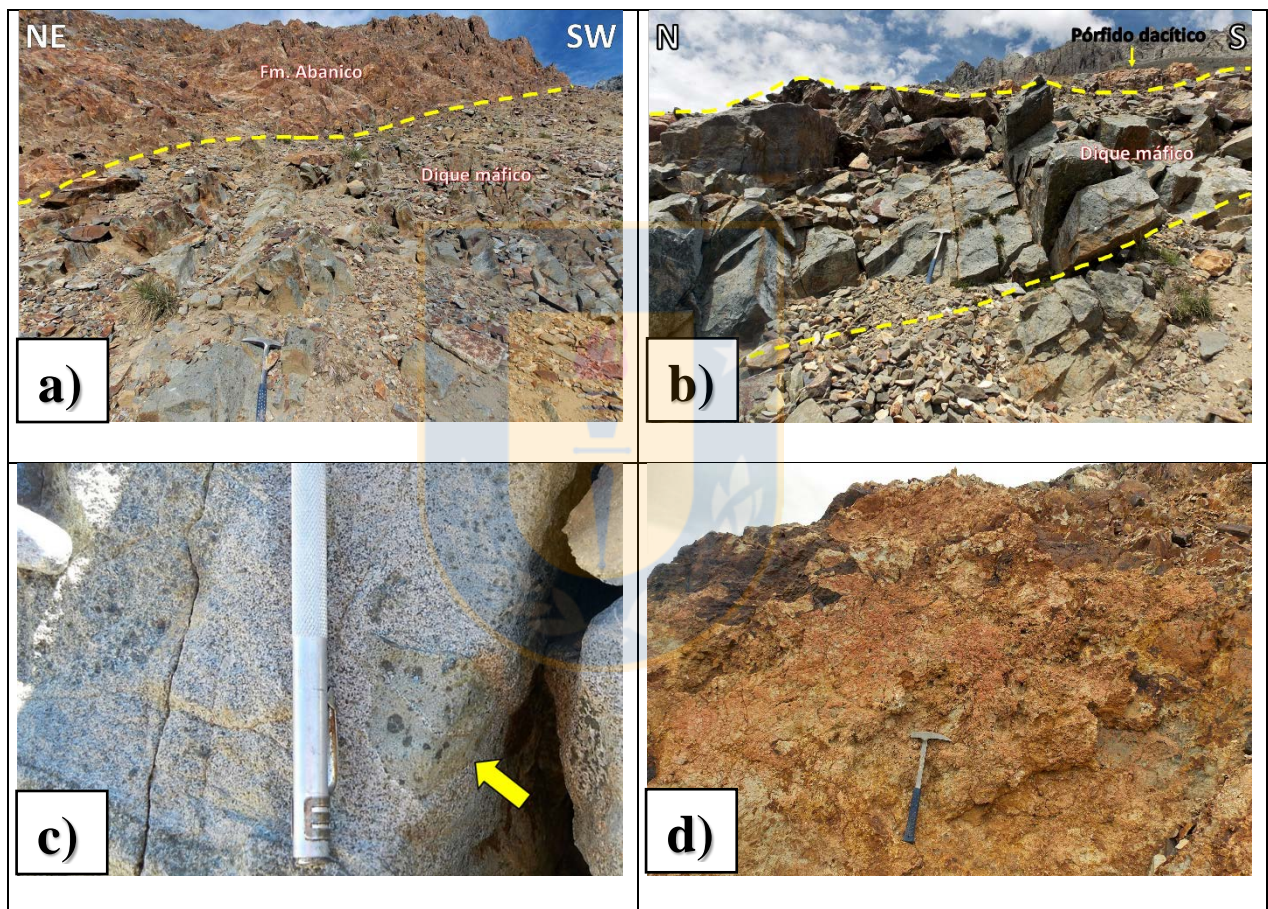


**Figura 3.3:** Mapa de detalle de la zona de los diques hornblendíferos. Simbología y leyenda igual que en Figura 3.2.

Sus afloramientos presentan una coloración grisácea, y en algunos sectores, un fuerte diaclasamiento. La estrecha asociación espacial de los diques con fallas NW-SE y zonas de brechas tecto-hidrotermales (Fotografía 3.1 d), sugiere que su emplazamiento podría haber sido controlado por estas estructuras.

### Petrografía

El estudio petrográfico de dos de estos diques (muestras ARCA-4 y ARCA-5) permitió clasificarlos como basaltos de hornblenda (Streckeisen, 1976), de acuerdo a su mineralogía primaria y características texturales. Macroscópicamente, exhiben una tonalidad gris oscura y textura porfídica compuesta por fenocristales euhedrales de anfíbol de 2 mm - 4 cm de largo y de plagioclasa subordinados, inmersos en una masa fundamental de grano muy fino (Fotografía 3.2).



**Fotografía 3.1:** Afloramientos de los diques máficos ricos en hornblenda y estructuras asociadas, en el Sector Campamento y Pared SE.

**a)** Dique máfico cortando a la Formación Abanico en la base de Pared SE.

**b)** Disposición del dique máfico ARCA-4 en la ladera de Pared SE, donde intruye al pórfido dacítico.

**c)** Enclave del dique máfico ARCA-5 en microdioritas de caja, en el Sector Campamento. El enclave se indica con flecha amarilla.

**d)** Zona de brechas tecto-hidrotermales afectando al pórfido dacítico, asociada a estructura N30°W, a ~70 m al SE del dique ARCA-4.



**Fotografía 3.2:** Aspecto macroscópico del dique máfico ARCA-4 en Pared SE.

Al microscopio, sin embargo, se observa que los dos diques presentan ciertas diferencias texturales y mineralógicas.

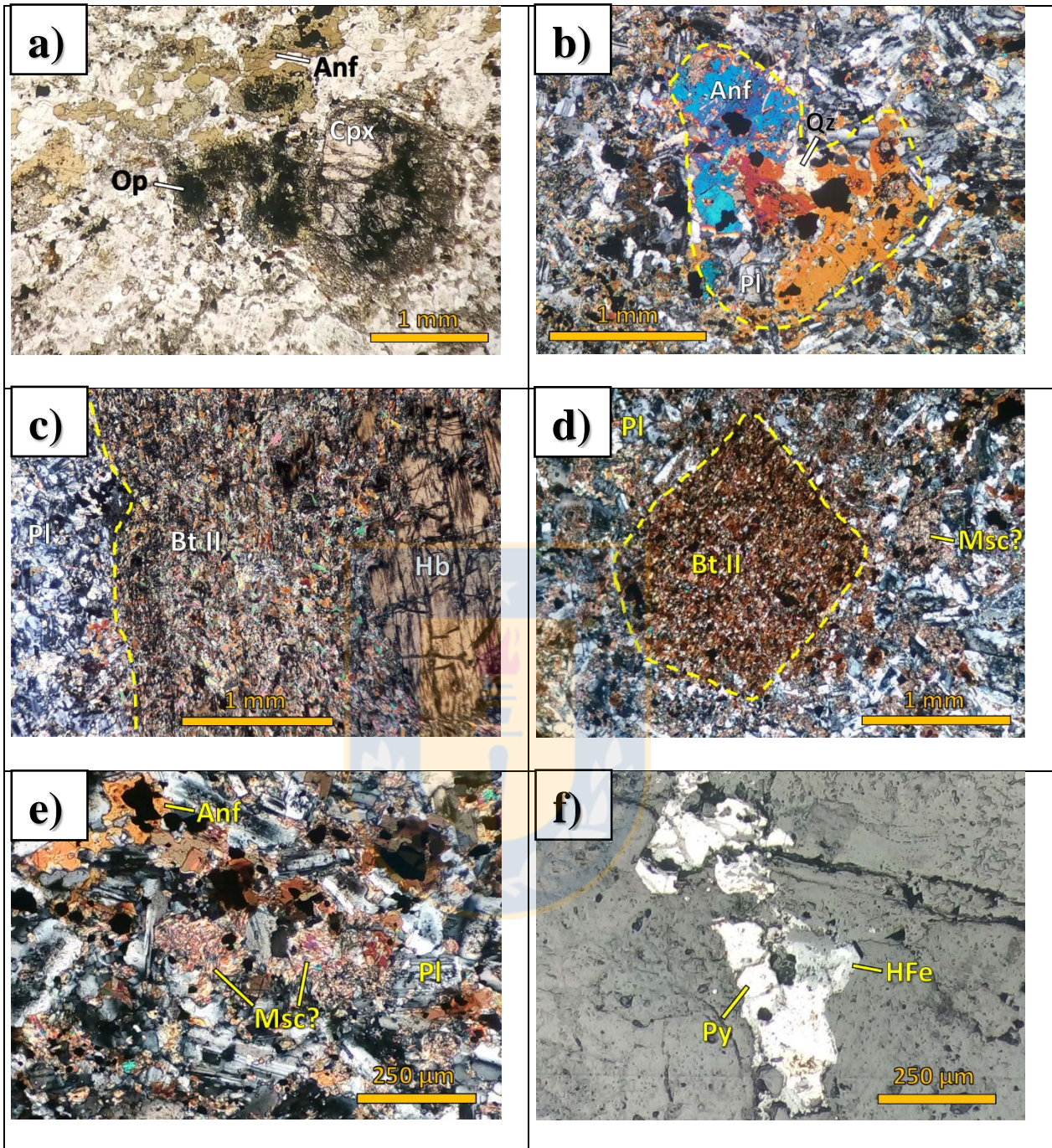
El dique del Sector Campamento (muestra ARCA-5) presenta una textura heterogénea, de porfídica a cumular, compuesta por dos tipos de fenocristales de anfíbol (4%), y en menor medida, fenocristales de plagioclasa (3%) y clinopiroxeno (2%) (Microfotografía 3.1, a), inmersos en una masa fundamental intergranular muy fina, formada esencialmente por microlitos tabulares de plagioclasa (tamaño < 0,5 mm) (42%), con menores cantidades de anfíbol (18%), posible clinopiroxeno (3%), óxidos de Fe-Ti (8%) y minerales secundarios rellenando los intersticios. Ocasionalmente, se reconocen como microenclaves dioríticos algunos nódulos compuestos por plagioclasa, anfíbol y cuarzo (menos abundante, 1%) (Microfotografía 3.1, b). El contenido de fenocristales alcanza el ~10% en volumen de la muestra. El primer tipo de fenocristales de anfíbol, consiste en hornblendas euédrales relícticas de gran tamaño (de hasta 1,1 cm) que se encuentran parcial a totalmente reemplazadas por biotita secundaria (pseudomorfismo) (Microfotografía 3.1, c y d), y presentan inclusiones muy finas de minerales opacos a partir de sus bordes (textura de

oxidación). Se clasifican como pargasitas (Tabla 3.1 y Figura 3.4), dentro del grupo de los anfíboles cálcicos. La segunda variedad, corresponde a anfíboles de color pardo verdoso sin alteración, con hábito anhedral y tamaño medio 1,4 mm, que se encuentran asociados a los microenclaves dioríticos. Estos son clasificados como magnesio-hornblendas (Tabla 3.1 y Figura 3.4), también pertenecientes a los anfíboles cálcicos. El clinopiroxeno es prácticamente incoloro, y aparece como fenocristales subhedrales, con aspecto sucio debido a la impregnación de óxidos de Fe-Ti y con presencia ocasional de inclusiones de plagioclasas. Se analizó un fenocristal mediante microsonda electrónica, el cual mostró una composición zonada de diópsido, variando entre  $Wo_{50}, En_{37}, Fs_{13}$  a  $Wo_{45}, En_{48}, Fs_7$  (límite con augita) de centro a borde (Tabla 3.1). Es posible que también aparezca clinopiroxeno en la masa fundamental, como cristales de tamaño fino fuertemente alterados. Los fenocristales de plagioclasa son menos abundantes (3%) y de menor tamaño (~1 mm) que los fenocristales de minerales máficos (6%), y en general presentan zonación y/o desarrollo de texturas *sieve*. La alteración predominante en la roca es un reemplazo parcial a total de los minerales máficos primarios por biotita secundaria. Además, se reconoce una alteración indeterminada (posiblemente mica blanca o talco) afectando a los minerales máficos de la masa fundamental (Microfotografía 3.1, e), y en menor intensidad, una argilización de los fenocristales de plagioclasa. El mineral metálico más abundante es magnetita, observándose también trazas de pirita de forma diseminada (Microfotografía 3.1, f) y como inclusiones micrométricas dentro de magnetita.

El desarrollo de diferentes texturas de disequilibrio en los fenocristales, tales como zonación en plagioclasas y piroxenos, textura *sieve* en plagioclasas y oxidación de anfíboles y piroxenos, sumado a la presencia local de microenclaves de composición diorítica, reflejan un posible proceso de mezcla de magmas durante la evolución del magma basáltico que dio origen al dique ARCA-5.

El dique basáltico situado en el sector sureste (muestra ARCA-4), presenta una textura porfídica compuesta por fenocristales de anfíbol (9%) y plagioclasa (17%), dentro de una masa fundamental hipidiomórfica granular muy fina, dominada por microlitos de plagioclasa (23%), anfíbol (13%), biotita secundaria (16%) y diseminaciones de minerales metálicos. Las plagioclasas son de composición cálcica (Tabla 3.1), ricas en anortita ( $An_{82}$ ), variando a composiciones más intermedias ( $An_{46}$ ) en presencia de turmalina. Los fenocristales primarios de anfíbol son de color pardo, presentan hábito euhedral a subhedral (algunos con bordes redondeados) y tamaños de hasta 3,5 mm (4 cm en muestra de mano), y se clasifican como pargasitas (Tabla 3.1 y Figura 3.4).





**Microfotografía 3.1:** Dique basáltico rico en anfíbol Sector Campamento (muestra ARCA-5).

**a)** Fenocristal de clinopiroxeno (Cpx) con impregnación de opacos (Op) denotando una textura de desequilibrio, y cristales de anfíbol (Anf) de un microenclave parcialmente desagregado. Luz transmitida, 50X, LPP.

**b)** Microenclave diorítico parcialmente desagregado (encerrado en amarillo) compuesto por magnesio-hornblenda (Anf), plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qz). Luz transmitida, 50X, NC.

**c)** Fenocristal de pargasita relíctico (Hb) fuertemente alterado a biotita secundaria (Bt II) en masa fundamental dominada por microlitos de plagioclasa (Pl). Luz transmitida, 50X, NC.

**d)** Pseudomorfo de pargasita alterado a biotita secundaria (Bt II) en masa fundamental con plagioclasa (Pl) y minerales máficos indistinguibles fuertemente alterados a posible muscovita (Msc?). Luz transmitida, 50X, NC.

**e)** Alteración a posible muscovita (Msc?) de minerales máficos en la masa fundamental. Luz transmitida, 100X, NC.

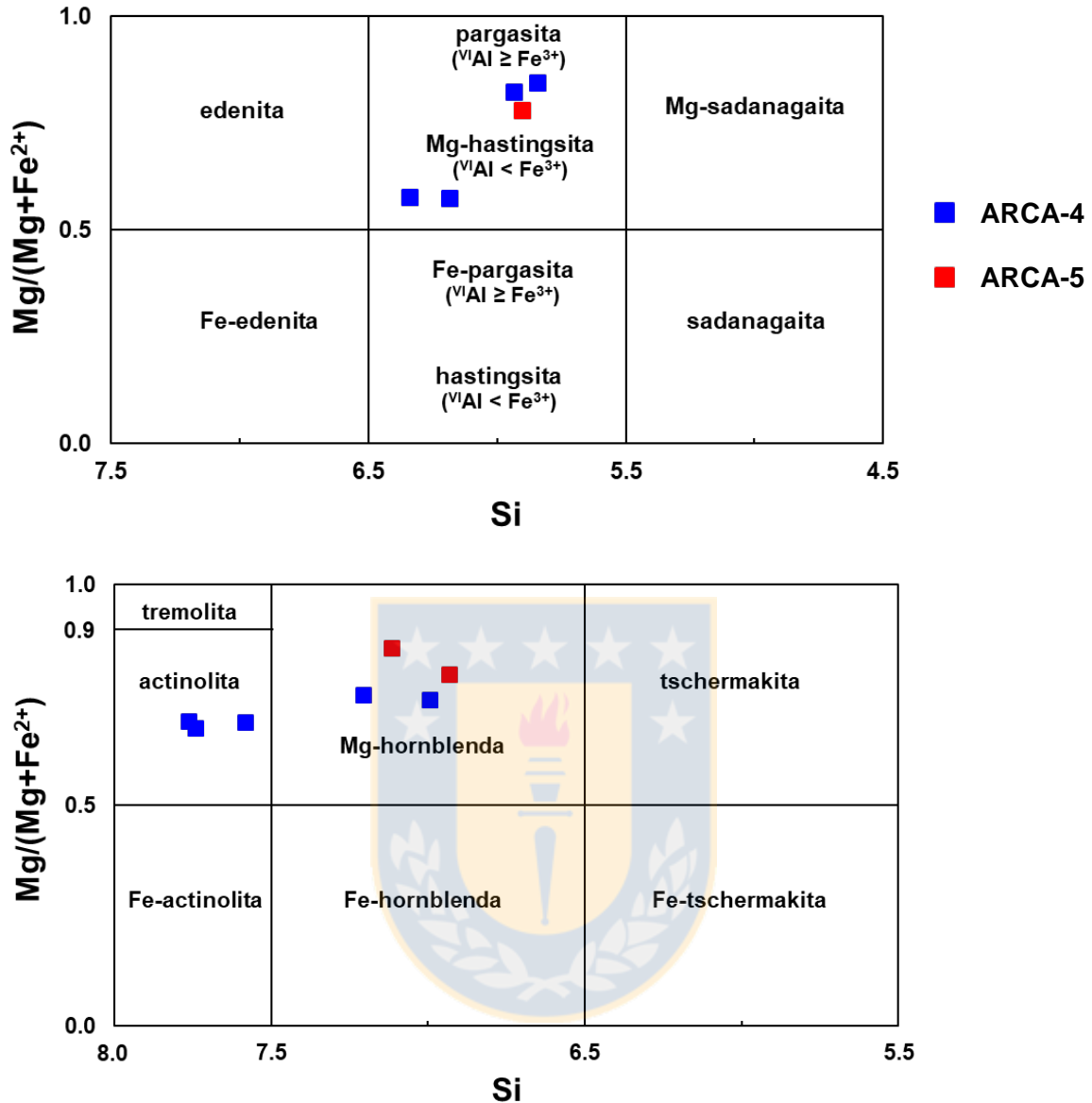
**f)** Pirita (Py) reemplazada en los bordes por hidróxidos de Fe (HFe). Luz reflejada, 100X, LPP.

**Tabla 3.1:** Composición de minerales (anfíboles ígneos y secundarios, plagioclasas y piroxeno) de los diques máficos ARCA-4 y ARCA-5 presentes en el Prospecto Infiernillo.

Muestra	ARCA-4	ARCA-4	ARCA-4	ARCA-4	ARCA-4	ARCA-4	ARCA-4	ARCA-4	ARCA-4	ARCA-4	ARCA-4	ARCA-5	ARCA-5	ARCA-5	ARCA-5	ARCA-5
Mineral	HBL(1)	HBL(2)	HBL	HBL(3)	ACT(3)	ACT(3)	MG-	HBL	ACT	PLG	PLG	HBL	MG-	MG-	CPX(1)	CPX(1)
	CEN	BOR	(MF)	4	BOR	6	HBL(3)	8	(MF)	10	(TUR)	RELICT	HBL(1)	HBL(2)	CEN	BOR
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub> *	40.14	39.85	42.15	40.54	51.80	53.31	48.01	49.56	53.68	46.28	55.06	39.94	47.46	49.74	50.11	52.91
TiO <sub>2</sub>	2.05	2.18	0.17	0.24	0.27	0.13	0.53	0.02	0.16	0.00	0.11	2.20	1.96	1.24	0.32	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.06	14.45	11.85	13.07	2.79	2.10	7.36	6.31	1.31	33.21	27.33	14.54	6.42	5.21	3.20	2.21
FeO	9.34	10.75	18.00	17.06	15.12	13.89	14.16	12.99	15.41	0.11	0.09	11.03	11.26	11.09	11.35	5.12
MnO	0.12	0.11	0.75	0.84	0.88	0.85	0.82	0.72	0.92	0.06	0.00	0.16	0.27	0.41	0.35	0.17
MgO	13.80	14.11	9.71	9.47	13.50	14.30	13.15	14.03	14.00	0.02	0.00	13.35	15.34	16.41	11.93	16.67
CaO	11.73	11.99	12.35	12.16	11.67	12.38	11.67	11.94	11.70	16.48	9.48	12.20	11.41	11.47	22.00	21.79
Na <sub>2</sub> O	2.45	2.45	1.33	1.80	0.39	0.24	0.76	0.68	0.23	2.02	6.08	2.27	1.37	1.07	0.64	0.24
K <sub>2</sub> O	0.64	0.60	0.74	0.69	0.06	0.06	0.28	0.13	0.02	0.05	0.14	0.70	0.66	0.44	0.00	0.01
Cl	0.01	0.01	0.12	0.38	0.13	0.09	0.25	0.10	0.09	0.01	0.00	0.03	0.14	0.14	0.02	0.00
Total	95.35	96.50	97.17	96.25	96.62	97.35	97.01	96.49	97.53	98.23	98.29	96.41	96.29	97.21	99.92	99.34
Si	5.94	5.85	6.34	6.18	7.58	7.74	7.00	7.21	7.76	2.16	2.52	5.90	6.93	7.11	1.88	1.95
Ti	0.23	0.24	0.02	0.03	0.03	0.01	0.06	0.00	0.02	0.00	0.00	0.24	0.22	0.13	0.01	0.01
Al	2.62	2.50	2.10	2.35	0.48	0.36	1.26	1.08	0.22	1.83	1.47	2.53	1.11	0.88	0.14	0.10
Fe <sup>3+</sup>	0.51	0.75	0.66	0.58	0.51	0.20	0.72	0.56	0.52	-	-	0.53	0.52	0.73	0.12	0.02
Fe <sup>2+</sup>	0.65	0.57	1.60	1.59	1.34	1.49	1.01	1.02	1.35	0.00	0.00	0.83	0.86	0.59	0.23	0.14
Mn	0.02	0.01	0.10	0.11	0.11	0.10	0.10	0.09	0.11	0.00	0.00	0.02	0.03	0.05	0.01	0.01
Mg	3.04	3.08	2.18	2.15	2.95	3.09	2.86	3.04	3.02	0.00	0.00	2.94	3.34	3.50	0.67	0.91
Ca	1.86	1.88	1.99	1.99	1.83	1.93	1.82	1.86	1.81	0.83	0.46	1.93	1.79	1.76	0.89	0.86
Na	0.70	0.70	0.39	0.53	0.11	0.07	0.22	0.19	0.07	0.18	0.54	0.65	0.39	0.30	0.05	0.02
K	0.12	0.11	0.14	0.13	0.01	0.01	0.05	0.02	0.00	0.00	0.01	0.13	0.12	0.08	0.00	0.00
										<b>An82</b>	<b>An46</b>				<b>Wo50</b>	<b>Wo45</b>
#Mg	0.82	0.84	0.58	0.57	0.69	0.68	0.74	0.75	0.69	-	-	0.78	0.80	0.86	0.74	0.87

\*Óxidos en % en peso y cationes en átomos por fórmula unidad (afu). Hierro total reasignado entre Fe<sup>3+</sup> y Fe<sup>2+</sup> bajo el factor de normalización 13eCNK (contenido máximo de Fe<sup>3+</sup>) para los anfíboles, y FNF (*ferric normalization factor*) para el piroxeno, según Schumacher (1991). CEN = centro; BOR = borde; MF = masa fundamental; TUR = turmalina; RELICT = relíctica; An = anortita; Wo = wollastonita; #Mg = Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>).

**Dique ARCA-4.** Columnas 1 y 2: fenocristales de pargasita, centro y borde, respectivamente. Columna 3: pargasita masa fundamental. Columnas 4, 5, 6 y 7: núcleo pargasítico (relicto), borde de actinolita, zona intermedia de actinolita (parche) y zona local de magnesio-hornblenda de un cristal zonado. Columna 8: magnesio-hornblenda en cristal zonado. Columna 9: actinolita en la masa fundamental. Columnas 10 y 11: plagioclasa rica en anortita (An82), y plagioclasa de composición intermedia (An46) alrededor de parche de turmalina, respectivamente. Ambas corresponden a microlitos en la masa fundamental. **Dique ARCA-5.** Columna 12: fenocristal de pargasita relíctica, con reemplazo pseudomórfico de biotita secundaria. Columnas 13 y 14: cristales de magnesio-hornblenda dentro de microenclave diorítico. Columnas 15 y 16: clinopiroxeno con zonación leve de Wo50 a Wo45, de centro a borde, respectivamente.



**Figura 3.4:** Clasificación de anfíboles de los diques máficos ARCA-4 y ARCA-5 según Leake *et al.* (1997).

Algunos de estos cristales exhiben una apariencia homogénea, sin zonación visible más que a través +de pequeñas microfracturas (Microfotografía 3.2, a), sin embargo, la gran mayoría presenta una fuerte zonación composicional (Microfotografía 3.2, b). Esto se ve evidenciado en el cristal de anfíbol de la Microfotografía 3.3, b, donde se reconoció la existencia de diferentes zonas: 1) un núcleo relíctico de pargasita, 2) una zona local de magnesio-hornblenda, 3) zonas intermedias de actinolita, y 4) un borde relativamente uniforme de actinolita. El patrón general es desde un núcleo pargasítico a un borde de actinolita, aunque la forma de la zonación es más bien en parches que

concéntrica. Las composiciones de las diferentes zonas se muestran en las columnas 4 - 7 de la Tabla 3.1 y en la Figura 3.4. Esta zonación, reflejada por el desarrollo irregular de anfíbol secundario en los cristales originales, es considerada de origen deutérico, producto de una reacción entre los anfíboles ígneos primarios (pargasitas) y un fluido rico en agua exsuelto desde el magma en las etapas tardías de su cristalización (Martin, 2007). Los fenocristales que no presentan zonación, muestran texturas de desequilibrio (Microfotografía 3.2, a y c), tales como bordes embahados, oxidación (reemplazo de cristales muy finos de óxidos de Fe-Ti a partir de sus bordes) y disolución, que les otorga un aspecto redondeado. Ocasionalmente, incluyen cristales de plagioclasa de menor dimensión (Microfotografía 3.2, c). También se reconoce pargasita y actinolita en la masa fundamental (Tabla 3.1 y Figura 3.4), estrechamente asociadas a la presencia de agregados muy finos de biotita secundaria (Microfotografía 3.2, d), que pareciera ocurrir como un sobrecrecimiento o reemplazo de estos minerales. Su origen es probablemente similar al de los anfíboles secundarios, por una hidratación deutérica tardía tanto de los anfíboles magmáticos primarios (pargasitas) como de los secundarios (esencialmente actinolita). Esta alteración deutérica se encuentra afectando principalmente a los minerales de la masa fundamental. Además, se reconoce la presencia de arcillas, escasa sericita y turmalina, como producto de alteración hidrotermal posterior. La turmalina aparece en parches, ya sea en la matriz (Microfotografía 3.2, b) o sobre los fenocristales, acompañada en algunos casos por cantidades menores de anfíbol de hábito fibroso (probablemente actinolita) y clorita magnésica. Alrededor de los parches, se genera un halo de alteración, en los que la composición de las plagioclasas se vuelve menos enriquecida en anortita. Al igual que en el dique del Sector Campamento, el mineral metálico más abundante es magnetita, levemente alterada a hematita en clivajes y fracturas. Se observa además la presencia de pirita y calcopirita en cantidades traza, asociadas principalmente a la ocurrencia de turmalina (Microfotografía 3.3, a).

El borde enfriado del dique ARCA-4 (muestra ARCA-4/B), consiste en una roca de grano muy fino que se encuentra sumamente alterada, por lo que gran parte de la mineralogía primaria (48% volumen) resulta indistinguible, tanto en muestra de mano como al microscopio. Presenta una textura porfídica donde sólo se reconocen escasos fenocristales de plagioclasa fuertemente alterados (Microfotografía 3.4, a), inmersos en una masa fundamental hipidiomórfica granular con relictos de plagioclasa y anfíbol, y minerales metálicos. Destaca la biotitización de mayor intensidad que en la parte central del dique, al igual que los parches de turmalina, que obliteran

gran parte de la mineralogía original de la roca (Microfotografía 3.4, b). La argilización también es de mayor intensidad, afectando a los escasos fenocristales y microlitos de plagioclasa. Además, se reconocen microvetillas irregulares de espesor medio  $<0,1$  mm, rellenas por actinolita, turmalina y minerales metálicos. Dentro de estos últimos, sólo se observa magnetita y trazas de hidróxidos de hierro.

Las observaciones de terreno y antecedentes petrográficos señalados anteriormente, permiten inferir que los diques hornblendíferos estudiados se encuentran genéticamente relacionados, correspondiendo a un enjambre de al menos dos diques con afloramientos discontinuos a lo largo del proyecto. Las diferencias texturales y mineralógicas entre las rocas, reflejan distintos procesos ocurridos durante la evolución de los magmas, principalmente en el ambiente sub-volcánico, y la posterior interacción con fluidos magmático-hidrotermales en las etapas tardías de su cristalización. Lo anterior, es esperable al encontrarse localizados en el núcleo de un sistema hidrotermal, y además, asociados espacialmente a fallas de importancia regional.

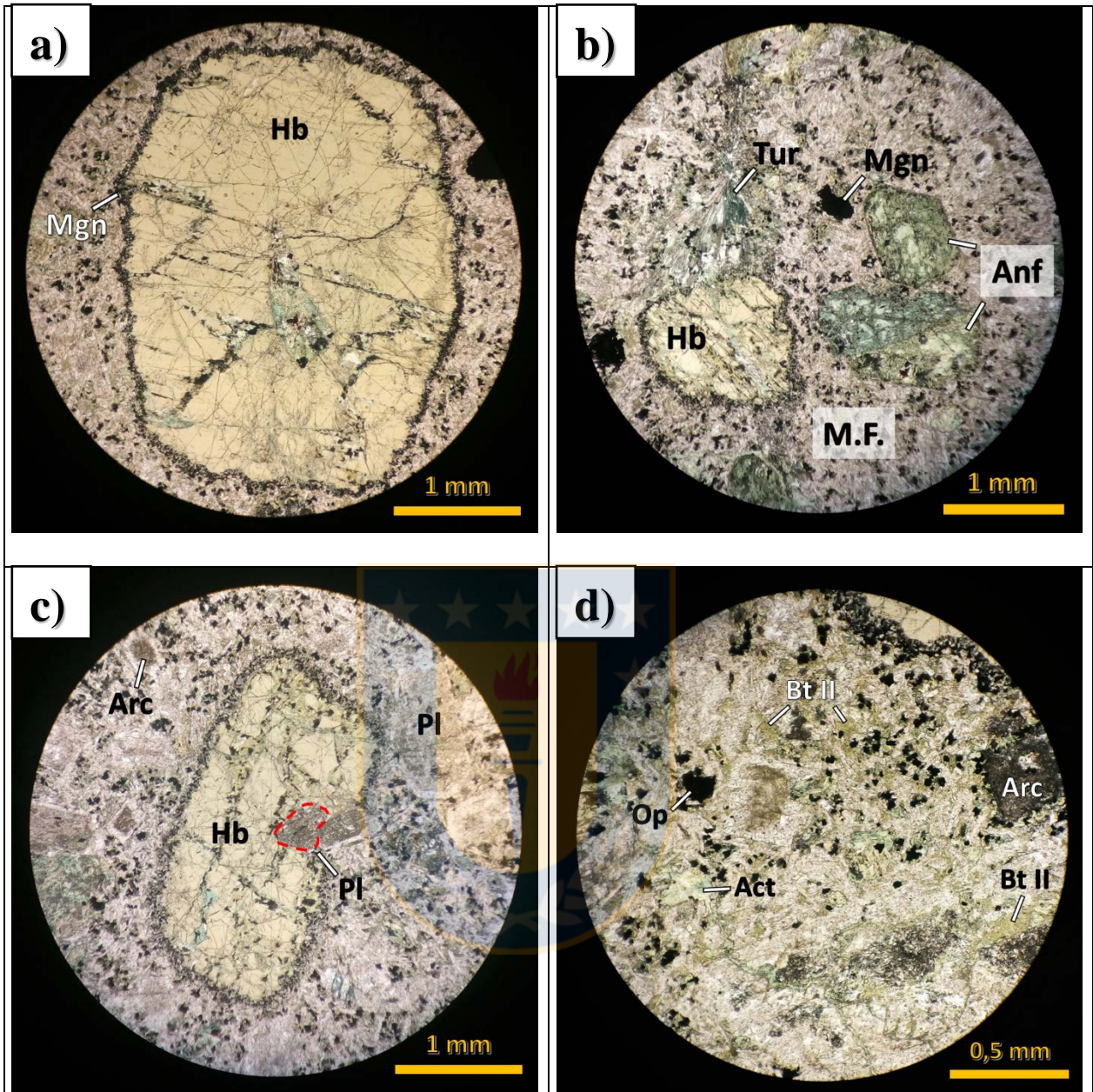
### **3.5 Unidades Intrusivas**

Las rocas ígneas intrusivas observadas en el área de estudio se componen principalmente de distintos pulsos de dioritas y cuarzodioritas, además de un gabro, el pórfido dacítico de Pared SE y un cuerpo granodiorítico de gran dimensión que aflora ampliamente en el dominio occidental.

#### **3.5.1 Cuarzodiorita de biotitas alargadas**

##### *Disposición en Terreno*

Esta unidad se encuentra al centro y en el sector norte del área de estudio, intruyendo a rocas de la Formación Abanico. Se dispone según una franja de orientación NNW-SSE, con afloramientos bastante continuos en el centro del prospecto, que hacia el norte son más restringidos debido a la cobertura de depósitos morrénicos y a la formación de vegas y humedales de cordillera. En terreno, se observa que esta unidad presenta un fuerte proceso de mezcla de magmas con una litología más diferenciada, correspondiente a una granodiorita, siendo el contacto entre ambos cuerpos por lo general difuso y transicional (Fotografía 3.3 a).



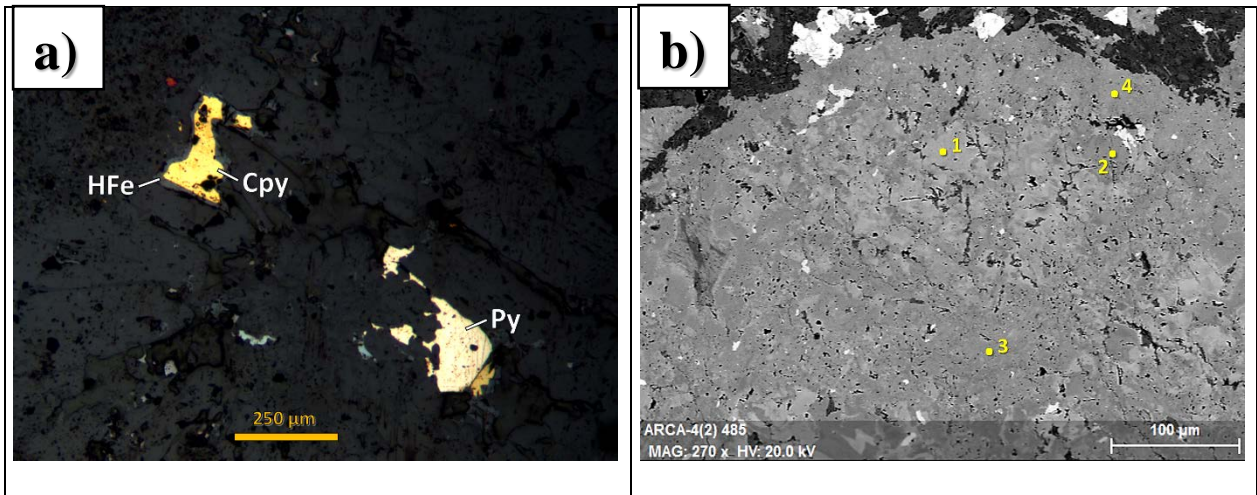
**Microfotografía 3.2:** Dique basáltico rico en anfíbol sector Pared SE (muestra ARCA-4), aspecto general.

**a)** Fenocristal euhedral de pargasita (Hb) de composición relativamente homogénea y borde de óxidos, esencialmente magnetita (Mgn). Luz transmitida, 50X, LPP.

**b)** Fenocristal de pargasita (Hb) sin zonación a la izquierda, y fenocristales zonados y maclados (Anf) a la derecha. En la masa fundamental (M.F.) se reconocen óxidos (Mgn) y parches de turmalina (Tur). Luz transmitida, 50X, LPP.

**c)** Fenocristal de pargasita (Hb) con texturas de disequilibrio (borde de oxidación y embahiamiento) e inclusión de plagioclasa (Pl, encerrada en círculo rojo), y fenocristales de plagioclasa de menor dimensión, con alteración a arcillas (Arc). Luz transmitida, 50X, LPP.

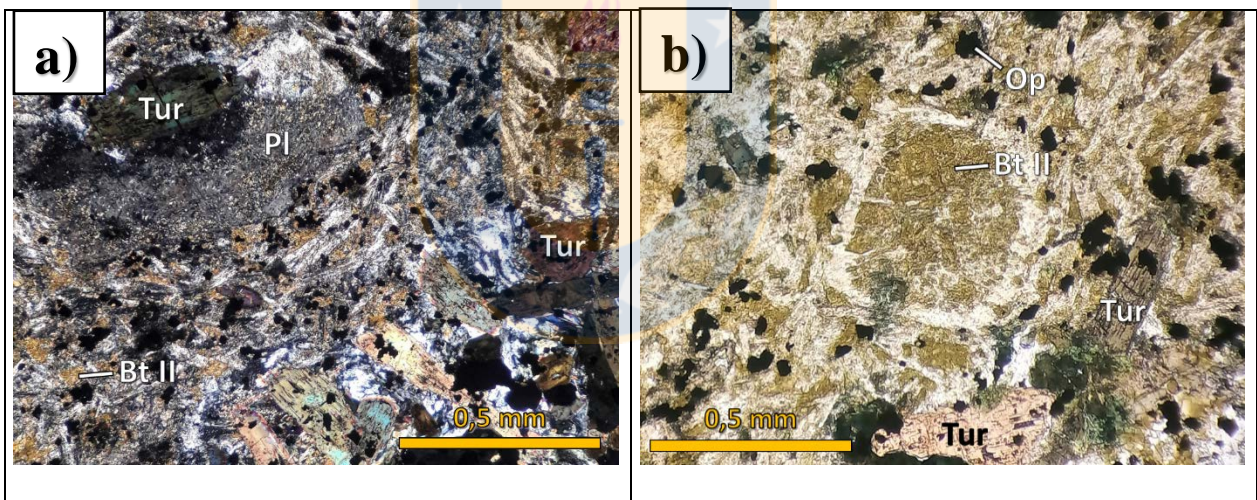
**d)** Reemplazo deutérico de los anfíboles primarios de la masa fundamental, por actinolita (Act) y biotita secundaria (Bt II). También se observan minerales metálicos (Op) y arcillas (Arc). Luz transmitida, 100X, LPP.



**Microfotografía 3.3:** Dique sector Pared SE (muestra ARCA-4), detalle zonación y mineralización.

**a)** Pirita (Py) y calcopirita (Cpy) asociadas a parche de turmalina. La calcopirita exhibe un reemplazo envolvente por hidróxidos de Fe (HFe). Luz reflejada, 50X, LPP.

**b)** Fenocristal de anfíbol zonado: 1) núcleo relicto de pargasita, 2) zona local de magnesio-hornblenda, 3) zonas intermedias de actinolita, 4) borde relativamente uniforme de actinolita. Imagen de electrones retrodispersados, amplificación 270x.



**Microfotografía 3.4:** Borde enfriado del dique sector Pared SE (muestra ARCA-4/B).

**a)** Fenocristal de plagioclasa (Pl) alterado, con parche de turmalina (Tur), en masa fundamental compuesta por microlitos de plagioclasa, opacos, turmalina y minerales ferromagnesianos fuertemente alterados a biotita secundaria (Bt II). Luz transmitida, 100X, NC.

**b)** Fuerte biotitización (Bt II) de origen deutérico, y parches de turmalina (Tur) asociados a alteración hidrotermal posterior. Op: opacos. Luz transmitida, 100X, LPP.

La relación en la mayoría de los afloramientos es 50/50, observándose una gama de variaciones texturales entre una litología y otra, así como la ocurrencia local de miarolas, sin embargo, en la zona central del prospecto, específicamente en el Sector Campamento, predomina la cuarzodiorita. Los afloramientos en los que coexisten ambas litologías presentan una coloración rojiza, asociada

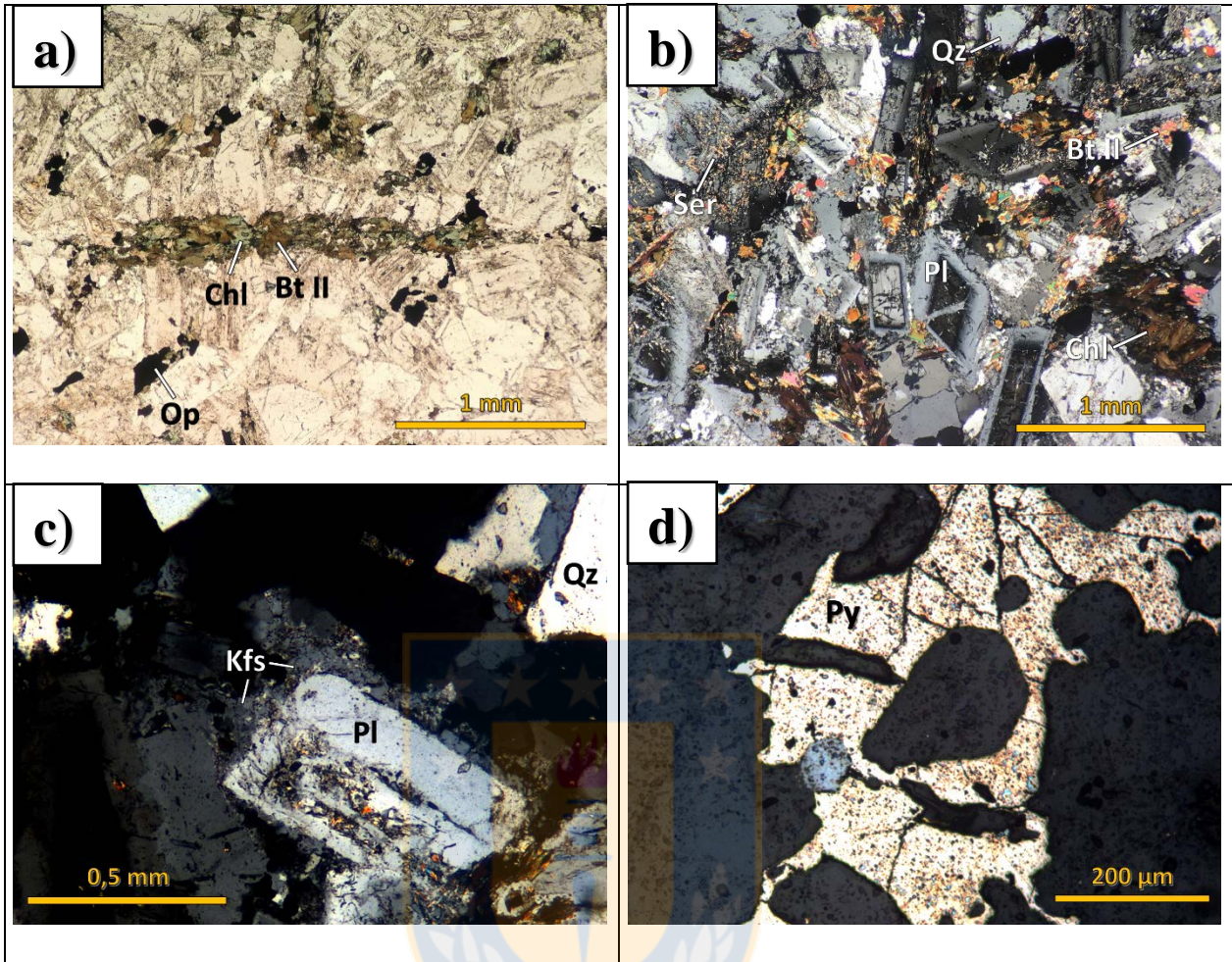
a los distintos eventos de alteración que las afectan (principalmente un metasomatismo potásico), mientras que en los que predomina la cuarzdiorita, exhiben tonos más grisáceos y una apariencia más fresca. En la base del Filo Central, esta unidad “mixta” se encuentra afectada por un proceso de brechización, conformando los clastos angulosos a subangulosos de una brecha tecto-hidrotermal con matriz de hidróxidos de hierro (Fotografía 3.3 b).



### *Petrografía*

La cuarzdiorita (muestra ARCA-13) presenta una textura hipidiomórfica granular de grano medio, compuesta de plagioclasas frecuentemente zonadas (59%), cuarzos anhedrales (15%) y biotitas con formas tabulares alargadas características (5%), comúnmente reemplazadas por biotita secundaria (Microfotografía 3.5, a). También se reconoce apatito y circón como minerales accesorios. Parte de la mineralogía primaria se encuentra leve a moderadamente alterada a biotita secundaria, feldespato potásico, clorita, sericita y arcillas en menor proporción, denotando el metasomatismo potásico, cloritización y posible alteración fílica poco desarrollada que afectan a la roca (Microfotografía 3.5, b y c). Se observa además mineralización de pirita (Microfotografía 3.5, d), preferentemente como impregnaciones sobre los cristales de biotita secundaria cloritizados junto con magnetita, y cristales micrométricos de calcopirita diseminados en cantidades traza. Cabe destacar que el contenido de pirita es mayor que en las otras unidades intrusivas analizadas.





**Microfotografía 3.5:** Cuarzodiorita de biotitas alargadas (muestra ARCA-13).

**a)** Biotita tabular alargada reemplazada por biotita secundaria (Bt II) y clorita (Chl). Op: opacos. Luz transmitida, 50X, LPP.

**b)** Textura hipidiomórfica granular con plagioclasa (Pl) levemente alterada a sericita (Ser), cuarzo (Qz), y biotita secundaria (Bt II) y clorita (Chl) como alteración de biotitas primarias. Luz transmitida, 50X, NC.

**c)** Plagioclasa (Pl) alterada por los bordes a feldespato potásico (Kfs), denotando leve a moderado metasomatismo potásico. Qz: cuarzo primario. Luz transmitida, 50X, NC.

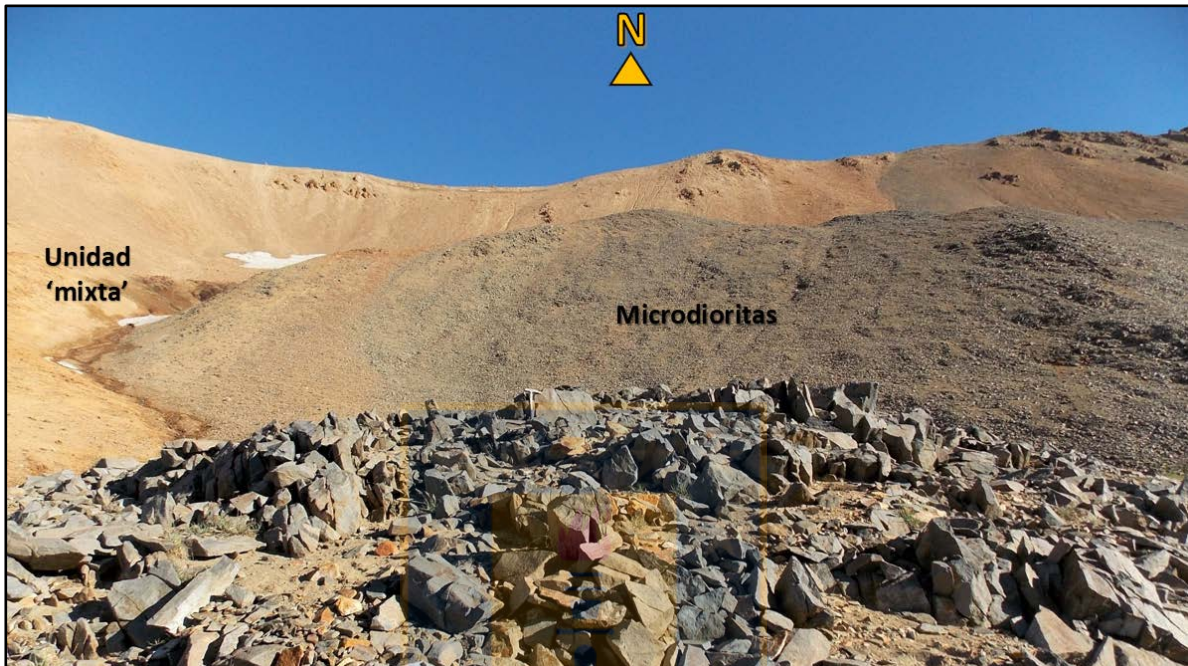
**d)** Mineralización de pirita (Py) asociada a la cloritización. Luz reflejada, 100X, LPP.

### 3.5.2 Microdioritas del Sector Campamento

#### *Disposición en Terreno*

Las litologías pertenecientes a esta unidad corresponden a una microdiorita de anfíbol y biotita (muestra ARCA-17) y a una microdiorita cuarcífera (muestra ARCA-19) que afloran en la zona central del prospecto, en el Sector Campamento, intruyendo a la unidad “mixta” y conformando lomajes suaves de orientación general NS, y en el dominio norte, donde aparecen como pequeños cuerpos aislados. Constituyen la roca caja de uno de los diques basálticos ricos en hornblenda, con

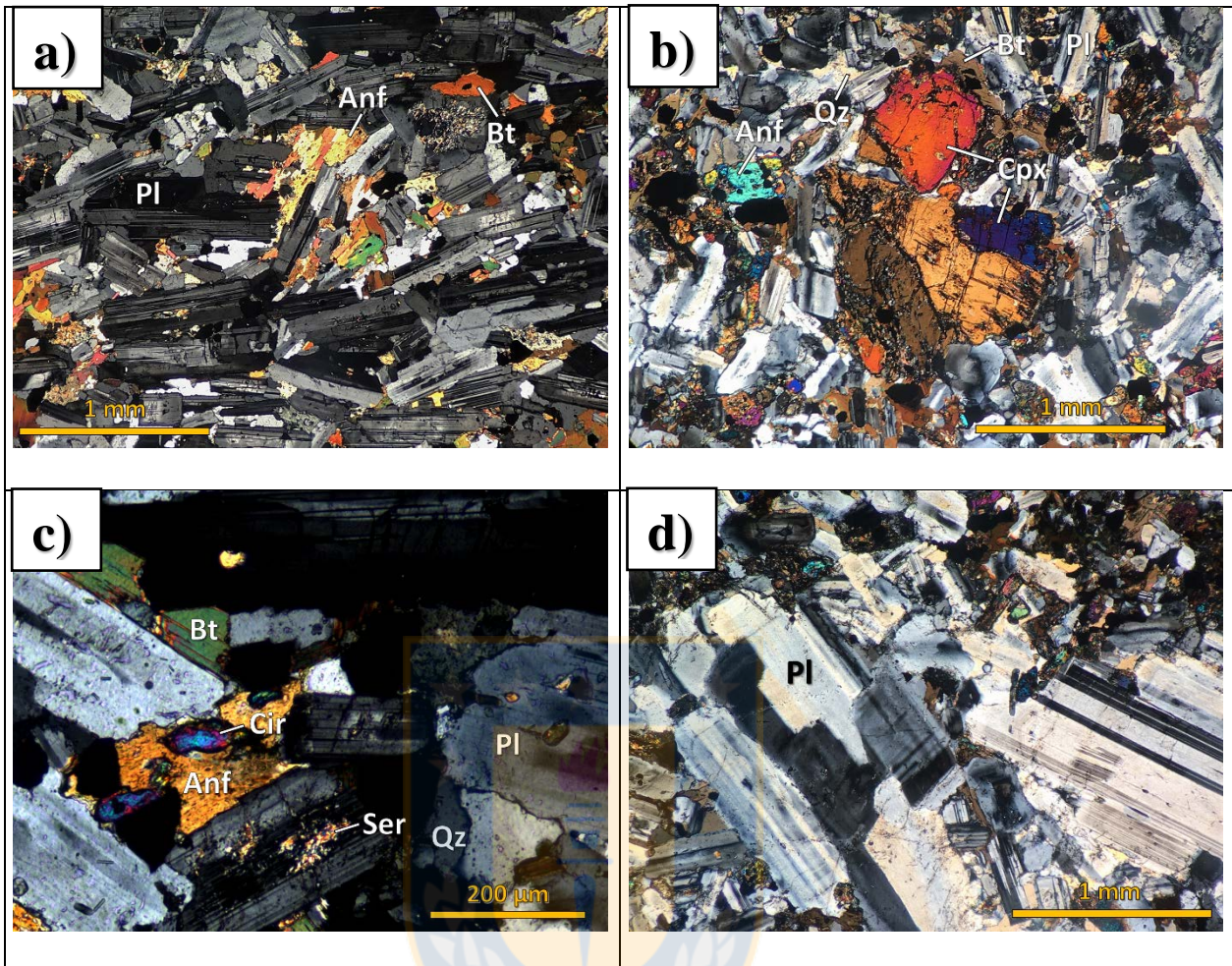
el cual presentan una relación de *mingling*, y se encuentran en relación de contacto por falla con andesitas de la Formación Abanico en el Filo Central. Presentan un color gris verdoso a gris claro en roca fresca, y gris pardo en superficies expuestas, y son de grano fino a medio (Fotografía 3.4).



**Fotografía 3.4:** Afloramiento de unidad de microdioritas tardías en el Sector Campamento.

### *Petrografía*

Las microdioritas del Sector Campamento presentan textura hipidiomórfica granular a intergranular y traquitoidal, con rasgos de flujo muy marcados (Microfotografía 3.6, a). La mineralogía se compone de plagioclasa (59-66%) y cantidades variables de cuarzo (2-6%), biotita (13%), anfíbol (8-20%) y posible clinopiroxeno (Microfotografía 3.6, b), además de apatito, circón y esfeno como minerales accesorios (Microfotografía 3.6, c). Los rasgos de flujo se denotan en la orientación de los cristales de plagioclasa y de los minerales ferromagnesianos, y el tamaño sobresaliente de algunos cristales da lugar a una textura porfídica local (Microfotografía 3.6, d). En general, estas rocas se encuentran muy poco alteradas, observándose únicamente la presencia de arcillas, sericita y clorita como alteración local e incipiente de plagioclasas y biotitas. La mineralogía metálica se compone de magnetita y cantidades traza de pirita con un reemplazo envolvente por hidróxidos de hierro.



**Microfotografía 3.6:** Microdioritas del Sector Campamento.

**a)** Microdiorita cuarcífera: Cristales de plagioclasa (Pl), anfíbol (Anf) y biotita (Bt) en textura intergranular a traquitaoidal. Los rasgos de flujo se denotan principalmente en la orientación de los cristales de plagioclasa. Muestra ARCA-19. Luz transmitida, 50X, NC.

**b)** Microdiorita de anfíbol y biotita: Mineralogía primaria compuesta por plagioclasa (Pl), escaso cuarzo (Qz), anfíbol (Anf), biotita (Bt) y posible clinopiroxeno (Cpx). Muestra ARCA-17. Luz transmitida, 50X, NC.

**c)** Textura intergranular, armazón de plagioclasas (Pl) cuyos intersticios se encuentran rellenos por anfíbol (Anf), biotita (Bt) y cuarzo (Qz). Plagioclasas con alteración incipiente a sericita (Ser). Circón (Cir) como mineral accesorio. Muestra ARCA-19. Luz transmitida, 100X, NC.

**d)** Cristales de plagioclasa (Pl) de tamaño sobresaliente dan lugar a una textura porfídica local. Muestra ARCA-17. Luz transmitida, 50X, NC.

### 3.5.3 Diorita cuarcífera de grano grueso

#### *Disposición en Terreno*

Se encuentra al centro del área de estudio, en el Sector Campamento, intruyendo por el W a la unidad “mixta” de cuarzodioritas y granodioritas, y por el E a la franja de microdioritas (Fotografía

3.5). También aflora en el sector norte, emplazándose entre las rocas de la Formación Abanico a través de estructuras NE-SW.

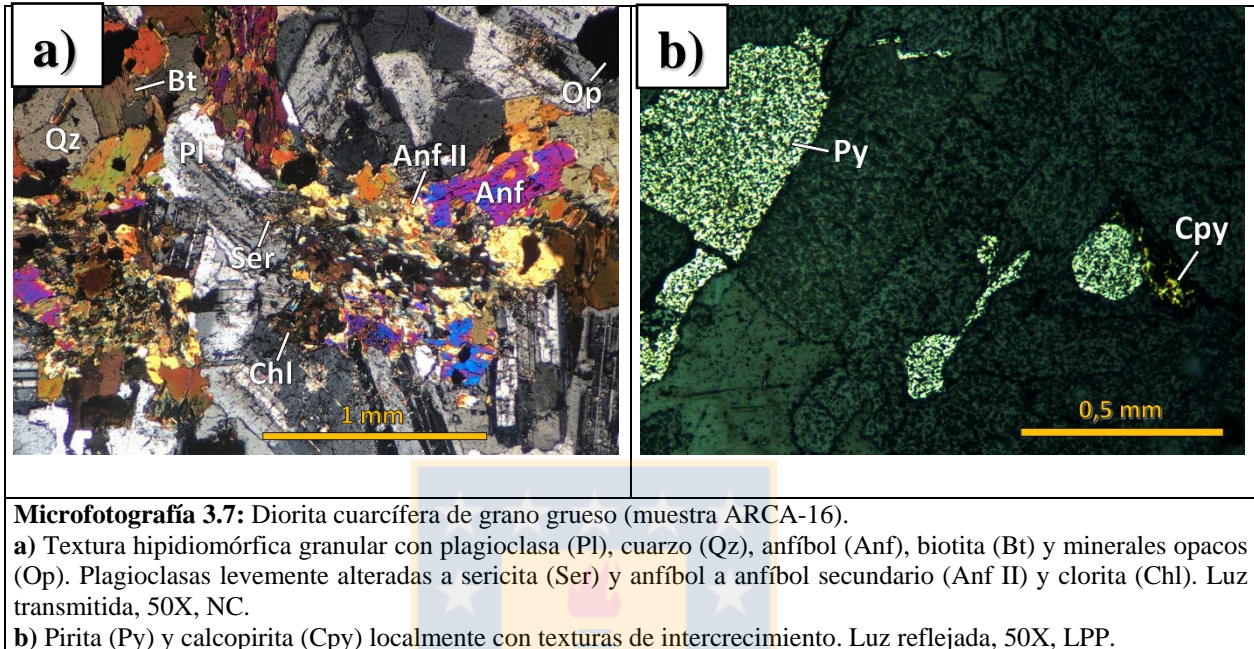


**Fotografía 3.5:** Afloramiento de la diorita cuarcífera de grano grueso intruyendo a las microdioritas en el Sector Campamento.

### *Petrografía*

El estudio petrográfico de esta roca permitió clasificarla como una diorita cuarcífera de anfíbol y biotita (muestra ARCA-16), con textura fanerítica equigranular de grano medio a grueso, compuesta por plagioclasa (54%), cuarzo (10%), anfíbol (16%) y biotita (10%) (Microfotografía 3.7, a). Se encuentra muy fresca, reconociéndose escasa sericita, arcillas, clorita y anfíbol secundario como minerales de alteración. La mineralogía metálica consiste en magnetita, principalmente como impregnaciones sobre los ferromagnesianos, y trazas de pirita y calcopirita

localmente con texturas de intercrecimiento, que se presentan diseminadas y rellenando cavidades o microfracturas (Microfotografía 3.7, b).



### 3.5.4 Cuarzodiorita de anfíbol de Pared SE

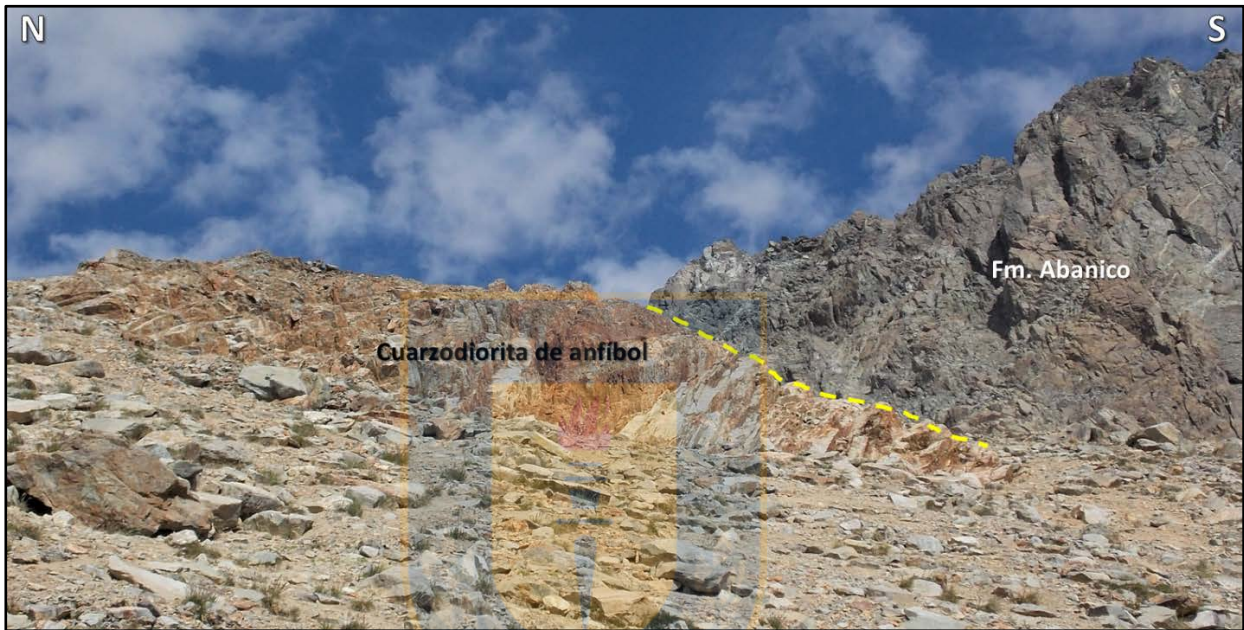
#### *Disposición en Terreno*

Esta unidad intrusiva aflora en un sector topográficamente elevado de Pared SE, intruyendo a rocas volcánicas de la Formación Abanico con una morfología tipo apófisis. El afloramiento presenta un color gris claro con tonos rosados en superficie fresca que lo hace distinguible en terreno entre las rocas andesíticas de color oscuro (Fotografía 3.6).

#### *Petrografía*

La cuarzodiorita de anfíbol de Pared SE (muestra ARCA-1) posee una textura hipidiomórfica granular a levemente porfídica, compuesta de plagioclasas (67%), cuarzo (9%), feldespato potásico (3%), anfíbol (8%) y escasa biotita (1%) (Microfotografía 3.8, a), además de titanita como mineral accesorio. Los cristales de plagioclasa presentan dimensiones variables entre 1 (tamaño medio) y 3,8 mm, con frecuente zonación y desarrollo local de texturas mirmequíticas (Microfotografía 3.8, b). Esta unidad se encuentra relativamente fresca, presentando una leve alteración propilítica con

desarrollo de clorita (variedades férrica y magnésica), epidota y anfíbol secundario, que afecta a los minerales ferromagnesianos (Microfotografía 3.8, c), y en menor medida, se reconoce una argilización y sericitización leve de los cristales de plagioclasa y feldespato potásico. En cuanto a la mineralización metálica, se observa principalmente magnetita de origen magmático, y cantidades traza de pirita y calcopirita diseminadas (Microfotografía 3.8, d).

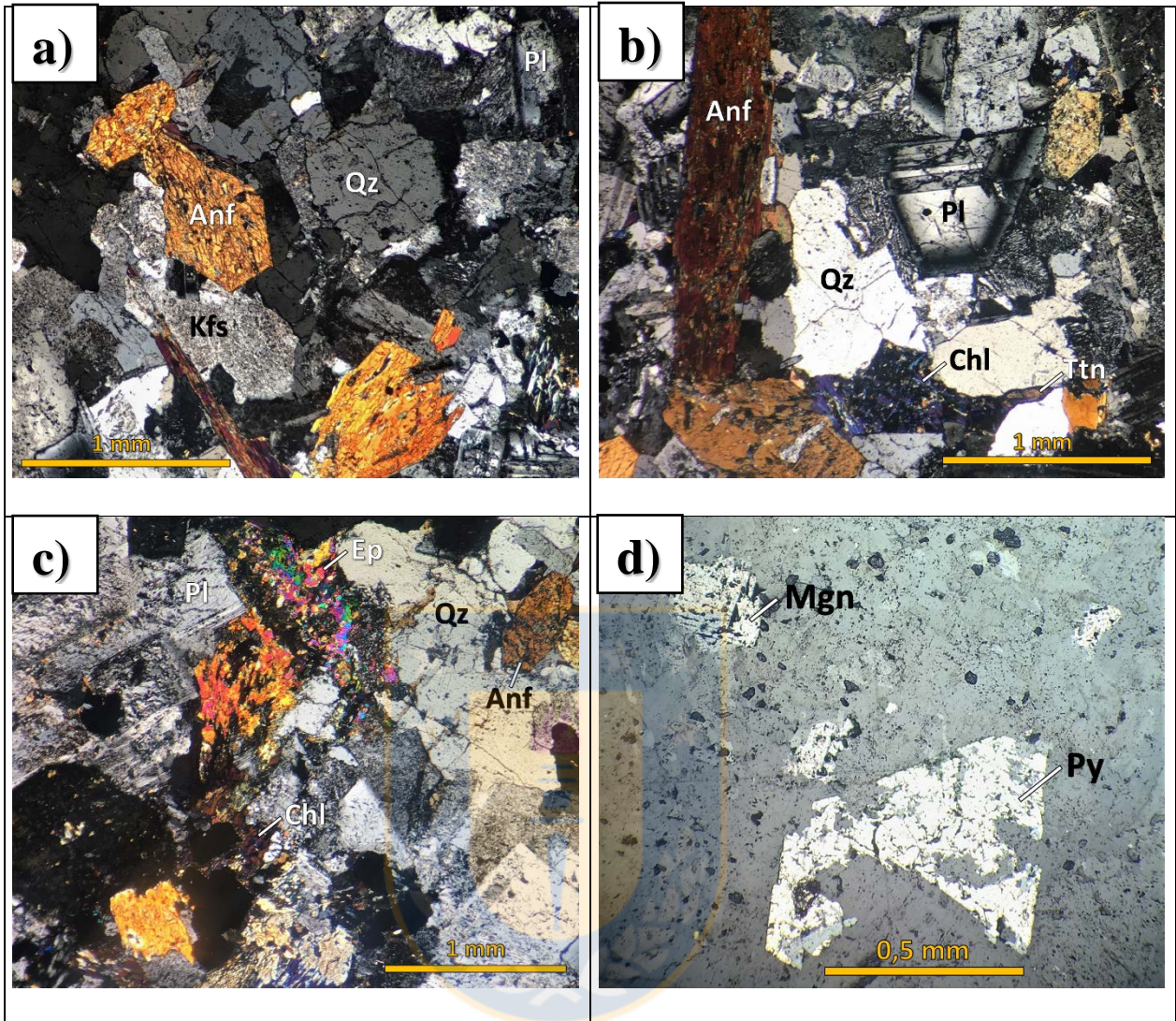


**Fotografía 3.6:** Afloramiento de cuarzodioritas de anfíbol en una zona elevada de Pared SE, intruyendo a la Formación Abanico.

### 3.5.5 Granodiorita de anfíbol

#### *Disposición en Terreno*

Este cuerpo granodiorítico aflora ampliamente en el dominio occidental del área de estudio, en las laderas del valle del río Infiernillo (especialmente la ladera W), donde está dispuesto como stocks, diques o filones manto de marcada orientación NNE-SSW a NS, intruyendo a las secuencias volcánicas de la Formación Abanico (Fotografía 3.7). También aparece en el sector de Pared SE, con una extensión espacial mucho más restringida, encontrándose como pequeños afloramientos de diques que cortan a las rocas volcánicas. Los afloramientos poseen una tonalidad gris rosada y presencia local de enclaves dioríticos redondeados de grano medio a fino.



**Microfotografía 3.8:** Cuarzodiorita de anfíbol de Pared SE (muestra ARCA-1).

**a)** Textura hipidiomórfica granular con plagioclasa (Pl), cuarzo (Qz), feldespato potásico (Kfs) y anfíbol (Anf). Luz transmitida, 50X, NC.

**b)** Cristal de plagioclasa (Pl) zonado con desarrollo de textura mirmequítica, cuarzo (Qz), anfíbol (Anf) y titanita (Ttn) como minerales primarios. Clorita férrica (Chl) en intersticios, como mineral de alteración. Luz transmitida, 50X, NC.

**c)** Minerales de alteración: Epidota (Ep) y clorita (Chl). Luz transmitida, 50X, NC.

**d)** Cristales de magnetita (Mgn) y pirita (Py) diseminados. Luz reflejada, 100X, LPP.

Esta unidad se correlaciona con los grandes cuerpos tipo manto descritos anteriormente en el valle del río Infiernillo, los cuales han sido datados en  $7,8 \pm 0,4$  Ma (Piquer *et al.*, 2010).

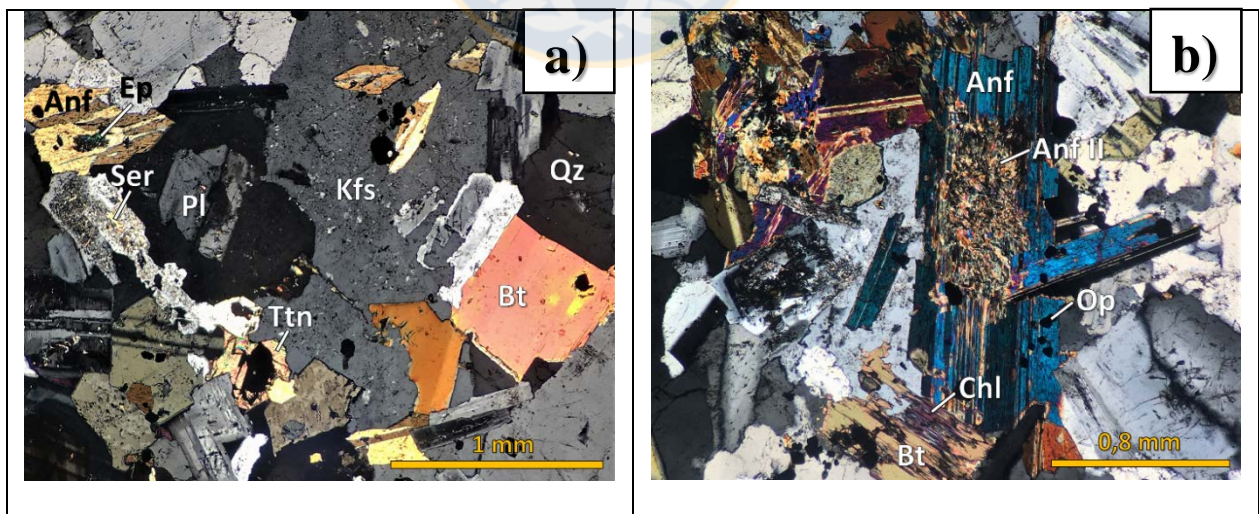
### *Petrografía*

El cuerpo intrusivo que caracteriza al sector occidental del área de estudio, ha sido clasificado como una granodiorita de anfíbol (muestra ARCA-6).



**Fotografía 3.7:** Panorámica de un afloramiento de la granodiorita intruyendo a rocas volcánicas de la Formación Abanico en el valle del río Infiernillo, en el dominio occidental del área de estudio.

Presenta una textura hipidiomórfica granular de grano medio (~1,7 a 1,0 mm), localmente porfídica debido a la existencia de algunos cristales de plagioclasa de tamaños sobresalientes (hasta 6,4 mm). Se compone de plagioclasa (52%), cuarzo (19%), feldespato potásico con desarrollo local de pertitas (14%), anfíbol (8%) y biotita (4%), además de esfeno, apatito y circón como minerales accesorios (Microfotografía 3.9, a). La alteración de esta litología es muy leve, con escasos contenidos de clorita, sericita, anfíbol secundario y epidota, a los que se les sobreimpone una argilización incipiente (Microfotografía 3.9, b). El único mineral metálico presente es magnetita (~1%), no observándose sulfuros diseminados ni en vetillas.



**Microfotografía 3.9:** Granodiorita de anfíbol (muestra ARCA-6).

**a)** Plagioclasa (Pl) levemente alterada a sericita (Ser), feldespato potásico (Kfs), cuarzo (Qz), anfíbol (Anf) con alteración incipiente a epidota (Ep), biotita (Bt) y titanita (Ttn) como mineral accesorio. Luz transmitida, 50X, NC.  
**b)** Alteración leve de anfíbol (Anf) a anfíbol secundario (Anf II) e impregnación de opacos (Op), y biotita (Bt) levemente cloritizada (Chl). Los minerales opacos (Op) en general corresponden a magnetita. Luz transmitida, 50X, NC.



### 3.5.6 Diorita de anfíbol

#### *Disposición en Terreno*

Esta unidad corresponde al cuerpo diorítico de mayor extensión espacial en el área de estudio. Se expone en el sector centro-S del prospecto, principalmente en el filo al SW del Filo Central (Fotografía 3.8), donde está dispuesto en una franja de orientación general NW-SE, en la base de las andesitas de la Formación Abanico. Se presume que aquí su intrusión podría estar ligada a las estructuras oblicuas NW-SE. Hacia el Filo Central, en su límite oriental, corta a la unidad “mixta” de granodiorita y cuarzdiorita, en relación de contacto por intrusión. También aparece a mitad de ladera de la Pared SE, encontrándose como afloramientos de extensión espacial mucho más restringida, intruyendo al pórfido dacítico que aflora ampliamente en esa zona.

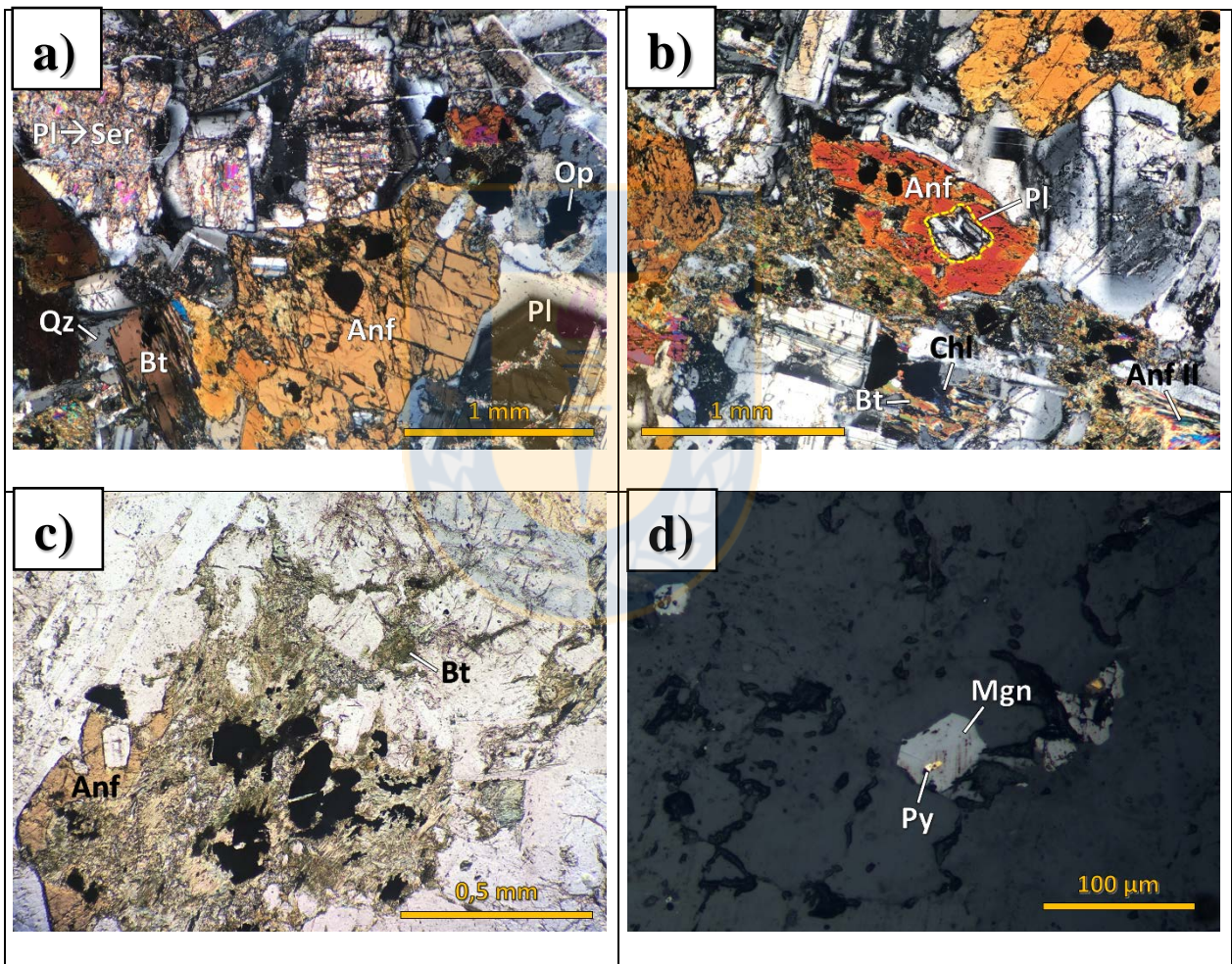


**Fotografía 3.8:** Afloramiento de la unidad de dioritas de anfíbol en el filo al SW del Filo Central.

#### *Petrografía*

Este intrusivo ha sido descrito como una diorita de anfíbol (muestra ARCA-3). Presenta una textura hipidiomórfica granular de grano medio, compuesta de plagioclasa (56%), anfíbol (17%), magnetita (7%) y bajos contenidos de cuarzo (3%) y biotita (1%) (Microfotografía 3.10, a), además de esfeno y circón como minerales accesorios. Se distinguen dos tipos de anfíboles diferentes, uno de los cuales presenta inclusiones de pequeños cristales de plagioclasa (Microfotografía 3.10, b). La roca se encuentra afectada por una alteración propilítica leve, con desarrollo de clorita, anfíbol

secundario y cantidades menores de calcita, y por una leve argilización y sericitización de las plagioclasas. También se reconoce la presencia de una posible biotita, similar a la observada en el dique máfico ARCA-4, como alteración leve de los anfíboles y de forma diseminada (Microfotografía 3.10, c). Destaca el alto contenido de magnetita (7%) existente en esta litología, la que exhibe ocasionalmente un reemplazo por hematita a partir de debilidades cristalográficas, y muy localmente, inclusiones micrométricas de pirita (Microfotografía 3.10, d). También se observan cristales de pirita diseminados, en cantidades traza.



**Microfotografía 3.10:** Diorita de anfíbol (muestra ARCA-3).

**a)** Mineralogía primaria dominada por plagioclasa (Pl), anfíbol (Anf) y magnetita (Op), con menores contenidos de cuarzo (Qz) y biotita (Bt). Cristales de plagioclasa leve a moderadamente alterados a sericita (Ser) - muscovita. Luz transmitida, 50X, NC.

**b)** Cristal de anfíbol (Anf) con inclusión de plagioclasa (Pl, encerrada en amarillo), biotita (Bt) levemente alterada a clorita (Chl) y anfíbol secundario (Anf II) como alteración leve de anfíboles primarios. Luz transmitida, 50X, NC.

**c)** Anfíbol (Anf) con alteración a posible biotita (Bt). Luz transmitida, 100X, LPP.

**d)** Inclusión micrométrica de pirita (Py) en cristal de magnetita (Mgn). Luz reflejada, 200X, LPP.

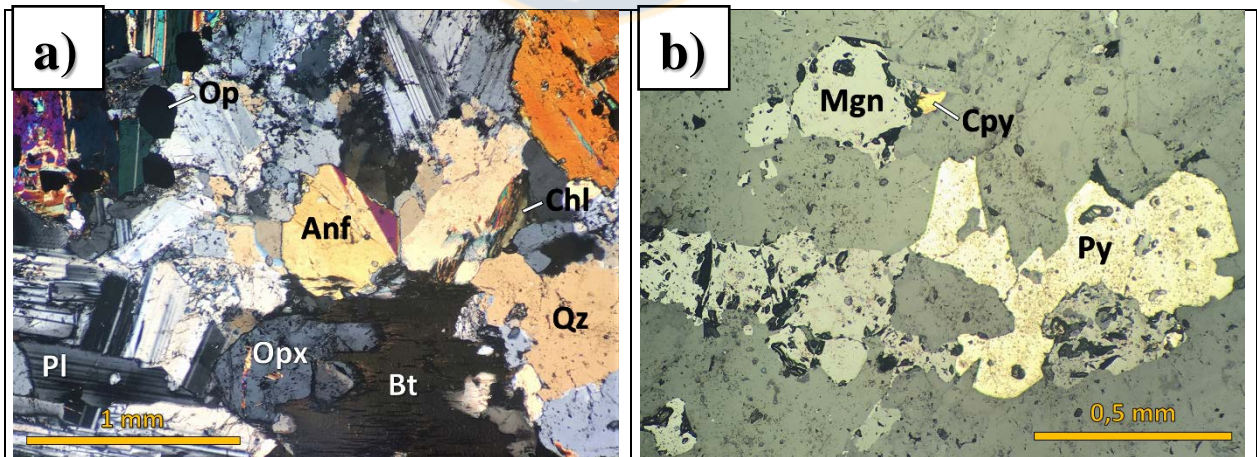
### 3.5.7 Cuarzodiorita de anfíbol y biotita

#### *Disposición en Terreno*

Esta litología aflora en una intersección de quebradas al S del Sector Campamento, intruyendo a la unidad de microdioritas de esta zona con una morfología tipo apófisis de aproximadamente 150 m de largo por 20 m de ancho. Su intrusión produce una moderada silicificación y cornificación de las microdioritas. Es probable que esta unidad corresponda a un símil levemente menos diferenciado de las cuarzodioritas de grano grueso del Sector Campamento, por su estrecha relación espacial y similitudes petrográficas.

#### *Petrografía*

Las cuarzodioritas (muestra ARCA-8) presentan una textura hipidiomórfica granular a levemente porfídica de grano medio, compuesta de plagioclasa (52%), cuarzo (9%), anfíbol (12%), biotita (9%) y ortopiroxeno en cantidades traza (Microfotografía 3.11, a). Se reconoce apatito y esfeno como fases accesorias. La roca se encuentra afectada por una leve alteración propilítica denotada por la presencia de anfíbol secundario y clorita, además de una sericitización leve de los cristales de plagioclasa. La mineralización metálica consiste en magnetita, y cantidades traza de pirita y calcopirita diseminadas, localmente en sucesión pasiva (Microfotografía 3.11, b).



**Microfotografía 3.11:** Cuarzodiorita de anfíbol y biotita (muestra ARCA-8).

**a)** Mineralogía primaria compuesta por plagioclasa (Pl), cuarzo (Qz), anfíbol (Anf), biotita (Bt), ortopiroxeno (Opx) y minerales opacos (Op). Biotitas con leve alteración a clorita (Chl). Luz transmitida, 50X, NC.

**b)** Magnetita (Mgn), pirita (Py) y calcopirita (Cpy) diseminadas. Luz reflejada, 100X, LPP.

### 3.5.8 Gabro de olivino y clinopiroxeno

#### *Disposición en Terreno*

Esta unidad aflora en la ladera sur del Filo Central, como pequeños cuerpos limitados por estructuras NNE-SSW, que probablemente habrían controlado su emplazamiento. También aparece al N del Filo Central, como un parche rodeado por depósitos morrénicos. En terreno, se observa que las rocas presentan vetillas compuestas por magnetita, actinolita y posible albita, además de calcita por fracturas y una alteración supérgena con desarrollo de hidróxidos de hierro. Exhiben un color gris verdoso muy oscuro en superficie fresca, y sus afloramientos presentan variaciones en el tamaño de grano, de medio a grueso (Fotografía 3.9 a y b).



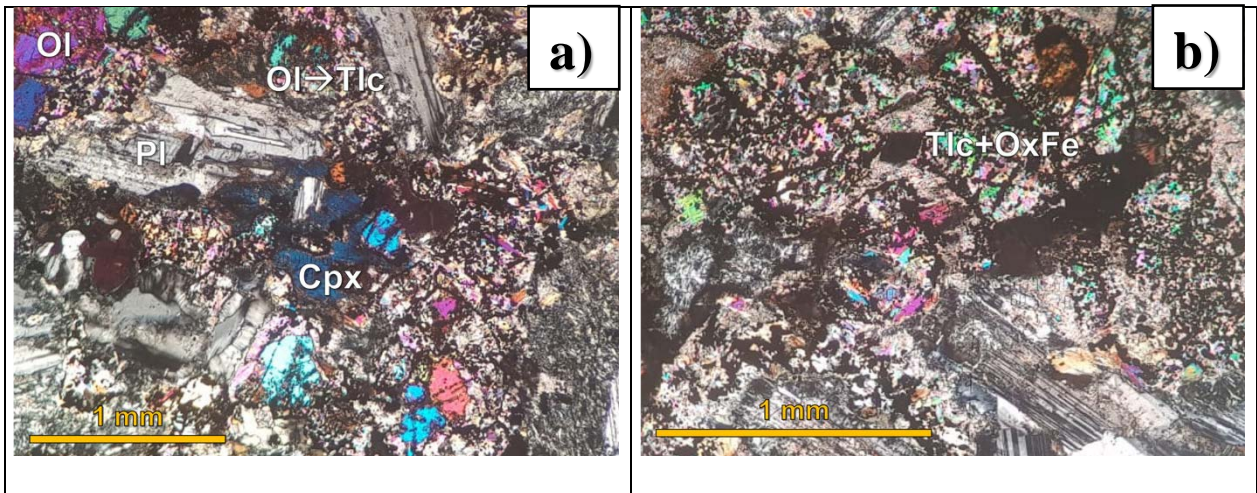
**Fotografía 3.9:** Afloramientos del gablo de olivino y clinopiroxeno en la ladera sur del Filo Central.

**a)** Aspecto general de los afloramientos, altamente fracturados.

**b)** Aspecto macroscópico de la roca.

#### *Petrografía*

Esta litología ha sido clasificada como un gablo de olivino y clinopiroxeno (muestra ARCA-22). La roca presenta una textura intergranular a levemente porfídica de grano medio, compuesta principalmente por plagioclasa (32%), olivino (10%) y clinopiroxeno (6%) (Microfotografía 3.12, a), apareciendo también ortopiroxeno, anfíbol y biotita aunque mucho más escasos. Parte de la mineralogía primaria se encuentra fuertemente alterada a talco y óxidos de Fe (Microfotografía 3.12, b), y a actinolita, clorita y serpentina en menor proporción.



**Microfotografía 3.12:** Gabro de olivino y clinopiroxeno (muestra ARCA-22).

**a)** Mineralogía primaria compuesta por plagioclasa (Pl), olivino (Ol) y clinopiroxeno (Cpx). Olivino fuertemente alterado a talco (Tlc). Luz transmitida, 50X, NC.

**b)** Cristales de olivino relictos fuertemente alterados a talco y óxidos de Fe (Tlc+OxFe). Luz transmitida, 50X, NC.



## 4. GEOQUÍMICA

### 4.1 Generalidades

En este capítulo, se presentan los resultados de los análisis geoquímicos en roca total realizados a 12 muestras del Proyecto Infiernillo, en términos de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas. El análisis de los datos de elementos mayoritarios se realizó en base anhidra, mediante una normalización simple respecto a la suma de los porcentajes en peso de los óxidos llevados al 100%, sin considerar la pérdida por calcinación LOI (*Lost On Ignition*). Esto se realizó con el objetivo de comparar las distintas unidades, disminuyendo el efecto de la alteración sobre la composición de las rocas. La mayoría de las litologías presentan una pérdida por ignición inferior al 2%<sub>peso</sub>, excepto el análisis de la muestra ARCA-22 (gabro de olivino y clinopiroxeno), que por su elevado LOI ha sido tratada con mayor precaución al momento de interpretar los resultados.

La clasificación petrológica con elementos mayoritarios, se realizó en base al sistema de álcalis totales versus sílice (Total Alkalis versus Silica – TAS), utilizando el diagrama de Le Maitre *et al.* (1989) para las rocas volcánicas e hipabisales, y el de Cox *et al.* (1979) adaptado por Wilson (1989) para las rocas plutónicas. Para la discriminación de series petrológicas, se utilizó en primera instancia el diagrama de Irvine & Baragar (1971), que separa las rocas en alcalinas y subalcalinas, el diagrama AFM (álcalis-hierro-magnesio) con las curvas de Irvine & Baragar (1971) y Kuno (1968), para diferenciar entre las series calcoalcalina y toleítica, y el de Peccerillo & Taylor (1976), con subdivisiones de Le Maitre *et al.* (1989) y Rickwood (1989), para rocas subalcalinas. La división entre rocas peraluminosas y metaluminosas se estableció en base al diagrama de saturación en aluminio de Barton & Young (2002).

Adicionalmente, considerando los distintos grados de alteración hidrotermal, algunas unidades se clasificaron petrológicamente con elementos minoritarios y traza inmóviles, mediante diagramas propuestos por Winchester & Floyd (1977) y Pearce (1996), como el de Zr/TiO<sub>2</sub> versus Nb/Y, lo que permitió complementar y afinar las clasificaciones obtenidas con los elementos mayoritarios y las realizadas petrográficamente.

Se elaboraron diagramas Harker con el fin de analizar la tendencia de evolución de la serie de rocas a medida que avanza la diferenciación por cristalización fraccionada, evidenciado por el aumento

del %<sub>peso</sub> de SiO<sub>2</sub>. Sin embargo, cabe señalar que por conveniencia y a modo de facilitar la comparación, se incluyeron todas las muestras en estos diagramas, a pesar de que no necesariamente están genéticamente relacionadas ni corresponden a un mismo contexto geotectónico.

En cuanto a los elementos traza, su análisis se llevó a cabo mediante la interpretación de diagramas de tierras raras y multielementales (*spider diagrams*), contruidos normalizando dichos elementos al condrito de Boynton (1984) y al manto primitivo de Sun & McDonough (1989) o Wood *et al.* (1979), respectivamente. El comportamiento y distribución de estos elementos, puede entregar información importante acerca de la génesis, evolución y estado de oxidación de los magmas.

Para la identificación de indicadores de fertilidad magmática (magmas oxidados e hidratados), fraccionamiento de hornblenda versus granate, y señal geoquímica adakítica, se utilizó el diagrama de Europio normalizado (Eu(n)/Eu) versus SiO<sub>2</sub>, y distintas relaciones de elementos tales como V/Sc, La/Sm versus Dy/Yb normalizadas, y las razones La/Yb versus Yb y Sr/Y versus Y, con los campos propuestos por Richards & Kerrich (2007).

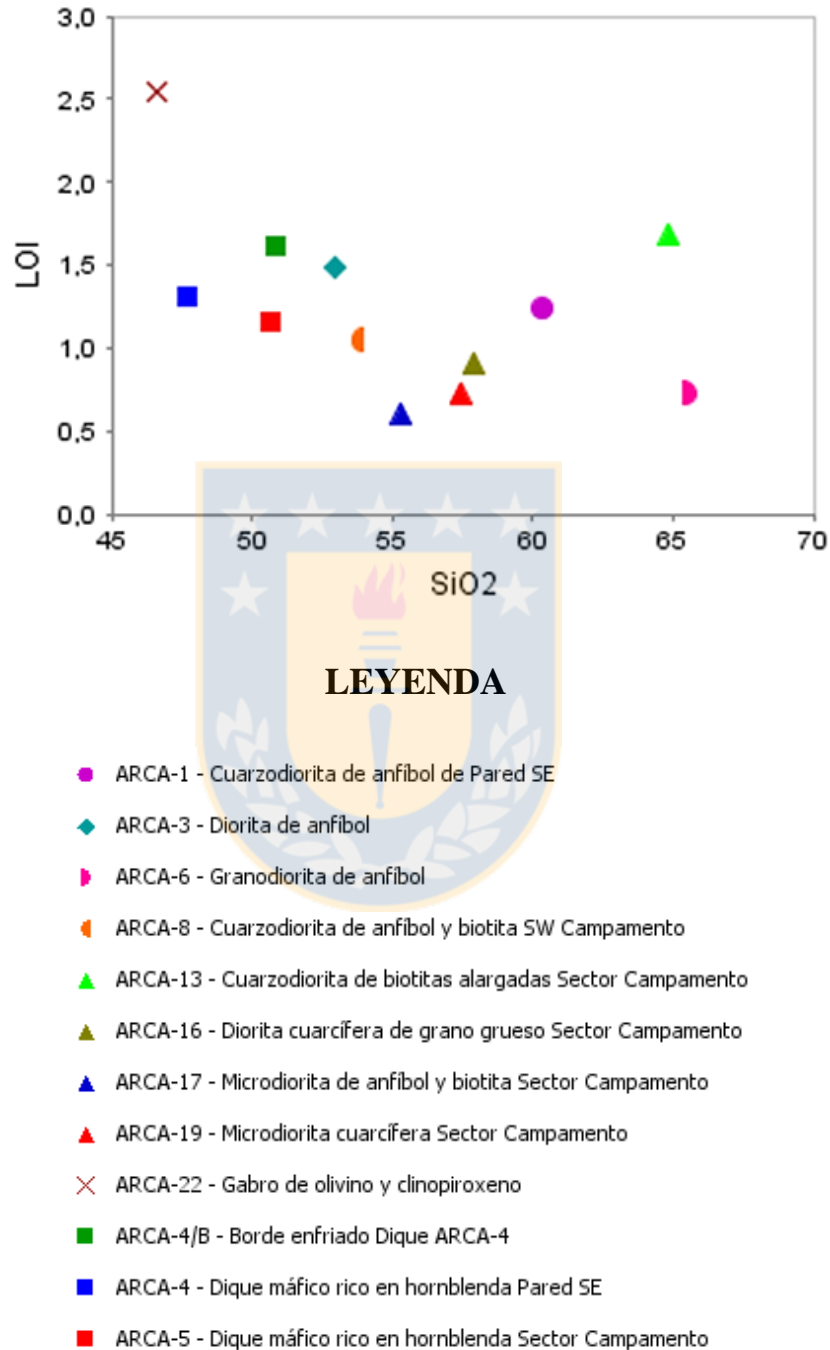
Por su interés particular en este estudio, los diques máficos ricos en hornblenda se tratan con mayor énfasis, estableciendo una comparación petroquímica con rocas volcánicas equivalentes (basaltos y andesitas basálticas) de la Zona Volcánica Sur (ZVS; 33–46°S) de los Andes, y con rocas muy similares identificadas en el área de El Teniente, usualmente referidas como ‘lamprófidos’, con la finalidad de posicionarlos en un contexto regional. Dicha comparación se realiza fundamentalmente en base a elementos traza.

Las tablas con los resultados geoquímicos y con los datos utilizados en las comparaciones se presentan en el Anexo 3.

## 4.2 Introducción

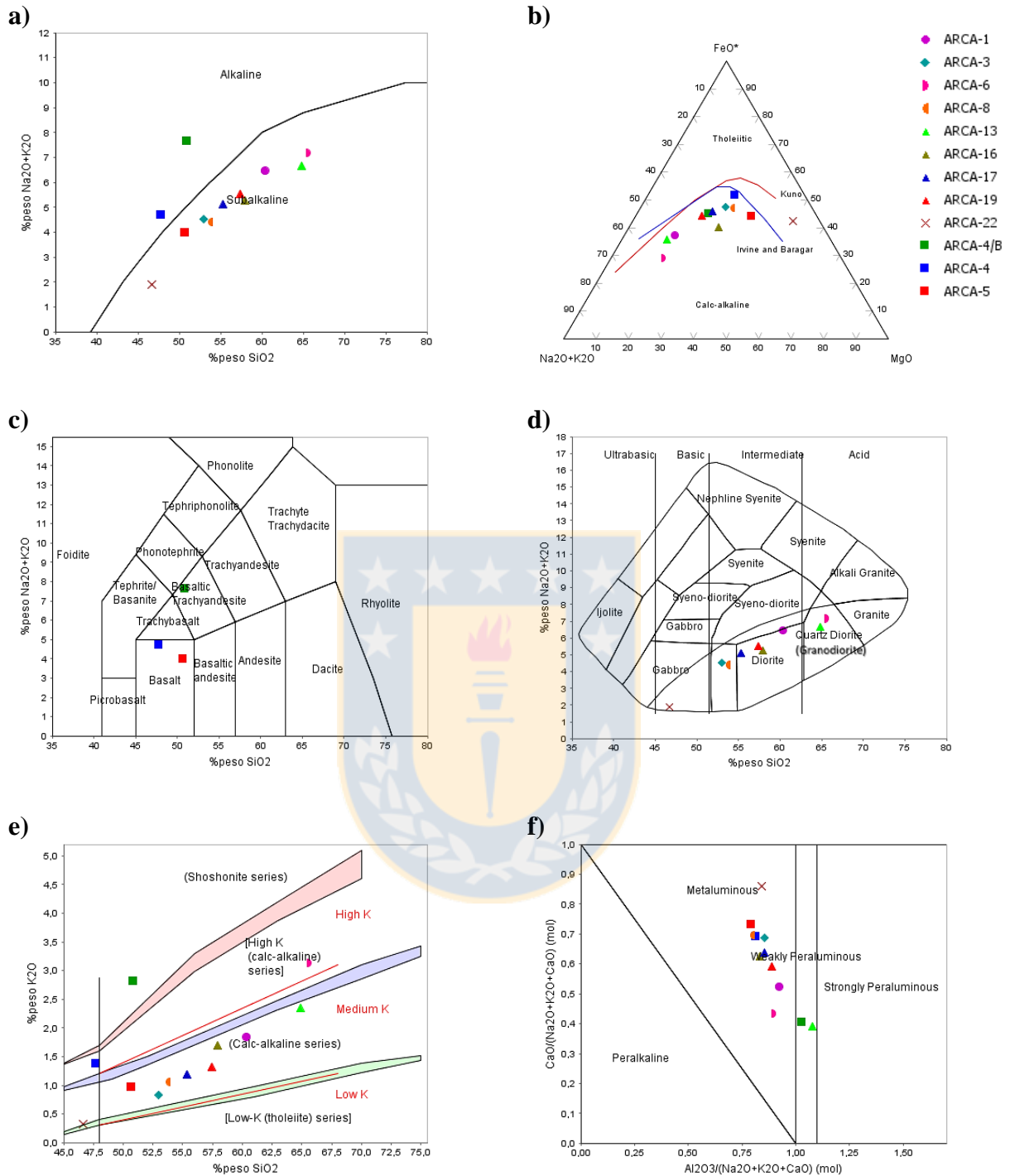
Se muestrearon 13 litologías con fines petrológicos, con el objetivo de caracterizar y comprender de manera integrada el sistema magmático-hidrotermal del Proyecto Infiernillo. Se excluye del análisis únicamente a la muestra ARCA-21, correspondiente a la unidad del ‘pórfido dacítico’ (roca caja de uno de los diques), debido a su fuerte alteración fílica, corroborada en el estudio petrográfico.

En general, las muestras analizadas presentan bajos grados de alteración, con valores de pérdida por calcinación entre 0,6 - 2,54% peso (Figura 4.1).



**Figura 4.1:** Pérdida por calcinación (Lost on Ignition - LOI) versus SiO<sub>2</sub> de las muestras del Proyecto Infiernillo. Los valores se encuentran expresados en % peso.





**Figura 4.2:** Diagramas de clasificación petrológica de elementos mayoritarios para las rocas del Proyecto Infiernillo:

**a)** Diagrama TAS discriminante de las series alcalina y subalcalina (Irvine & Baragar, 1971).

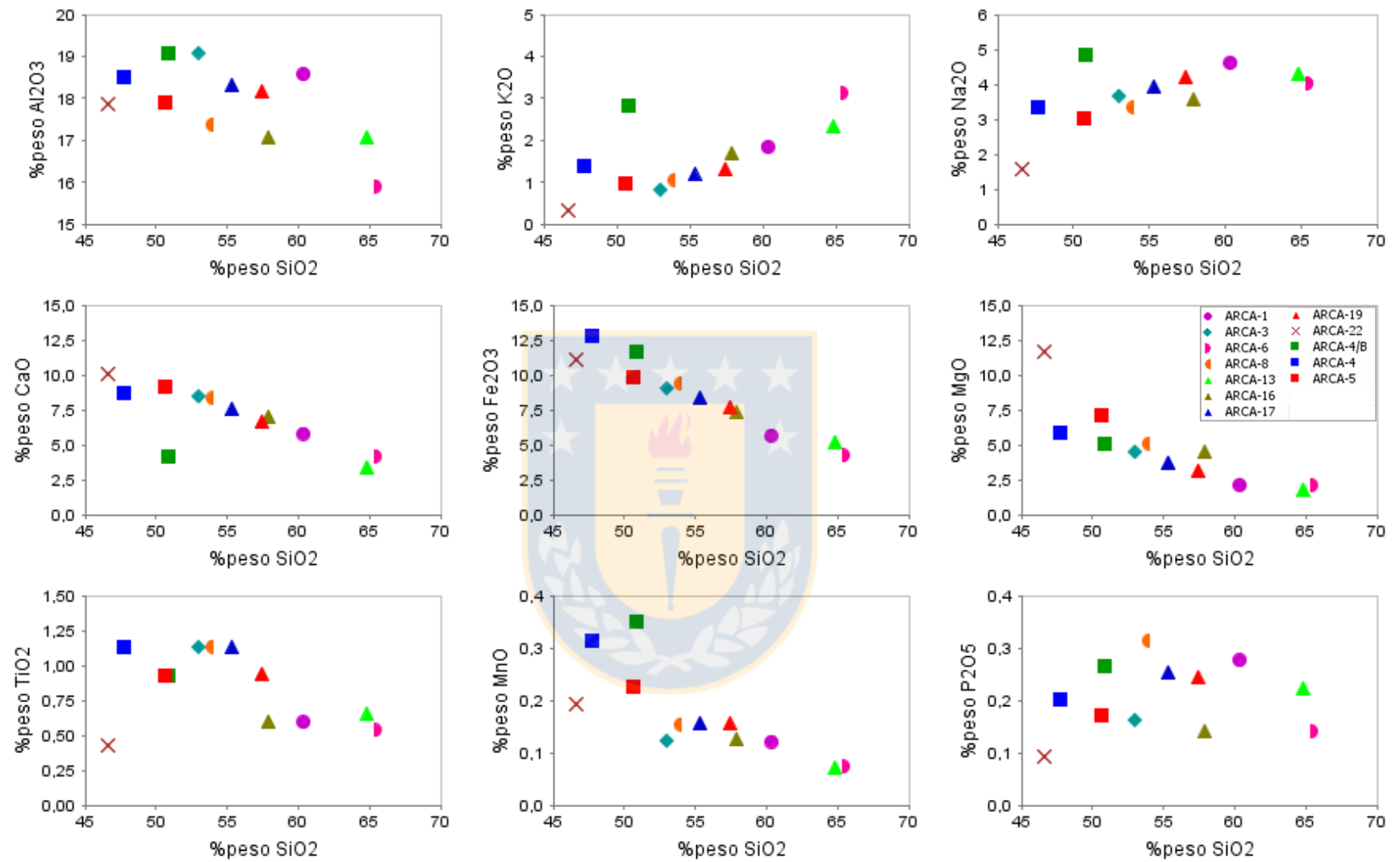
**b)** Diagrama AFM (Álcalis:  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ;  $\text{FeO}^*$ ;  $\text{MgO}$ ) con las curvas de Irvine & Baragar (1971) y Kuno (1968).

**c)** Diagrama de Álcalis Totales (Total Alkalies versus Silica - TAS) de Le Maitre *et al.* (1989), para rocas extrusivas.

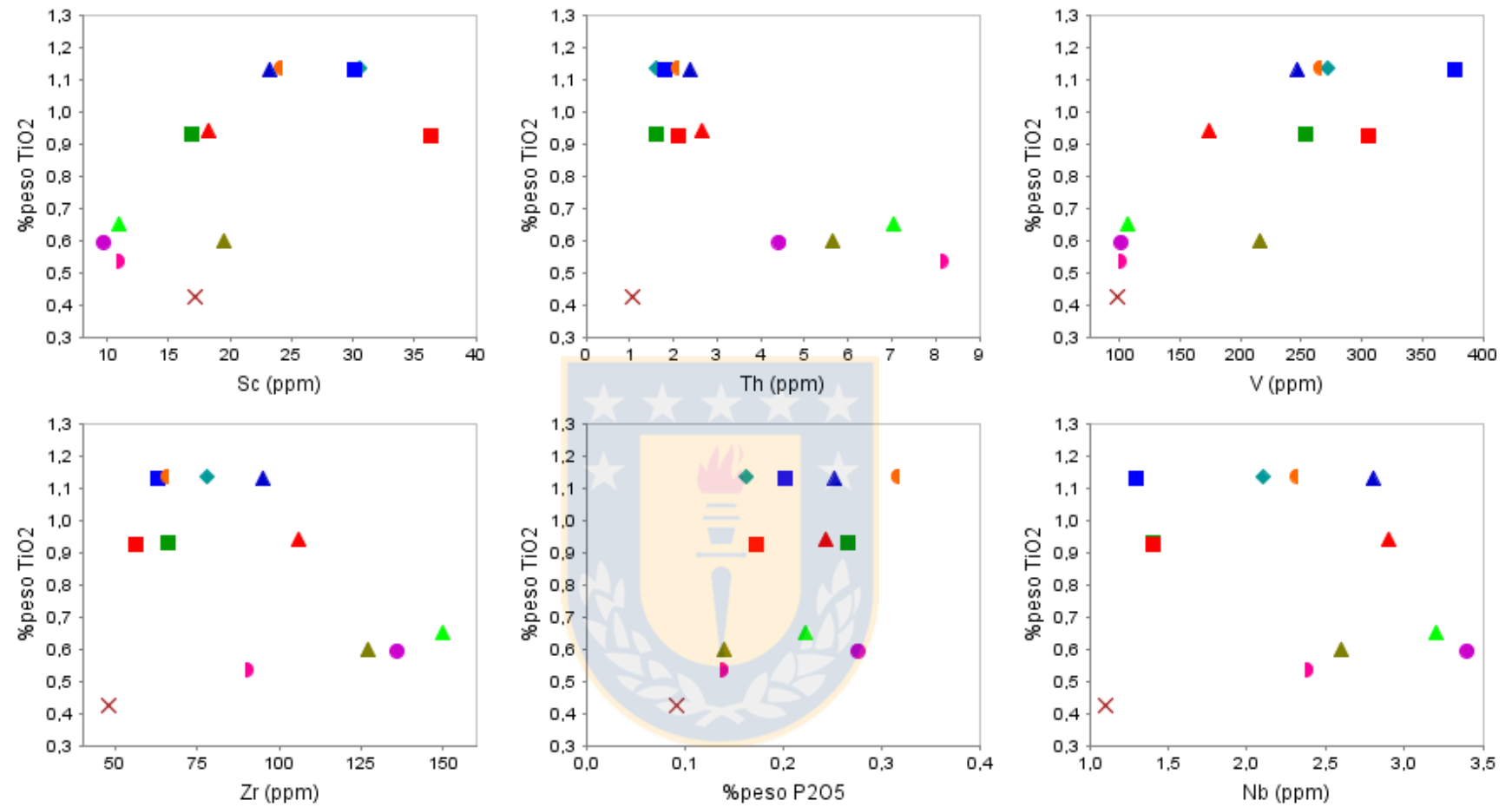
**d)** Diagrama TAS de Wilson (1989), basado en Cox *et al.* (1979) para rocas intrusivas.

**e)** Diagrama de discriminación de series petrológicas  $\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  de Peccerillo & Taylor (1976), con subdivisiones de Le Maitre *et al.* (1989) y Rickwood (1989).

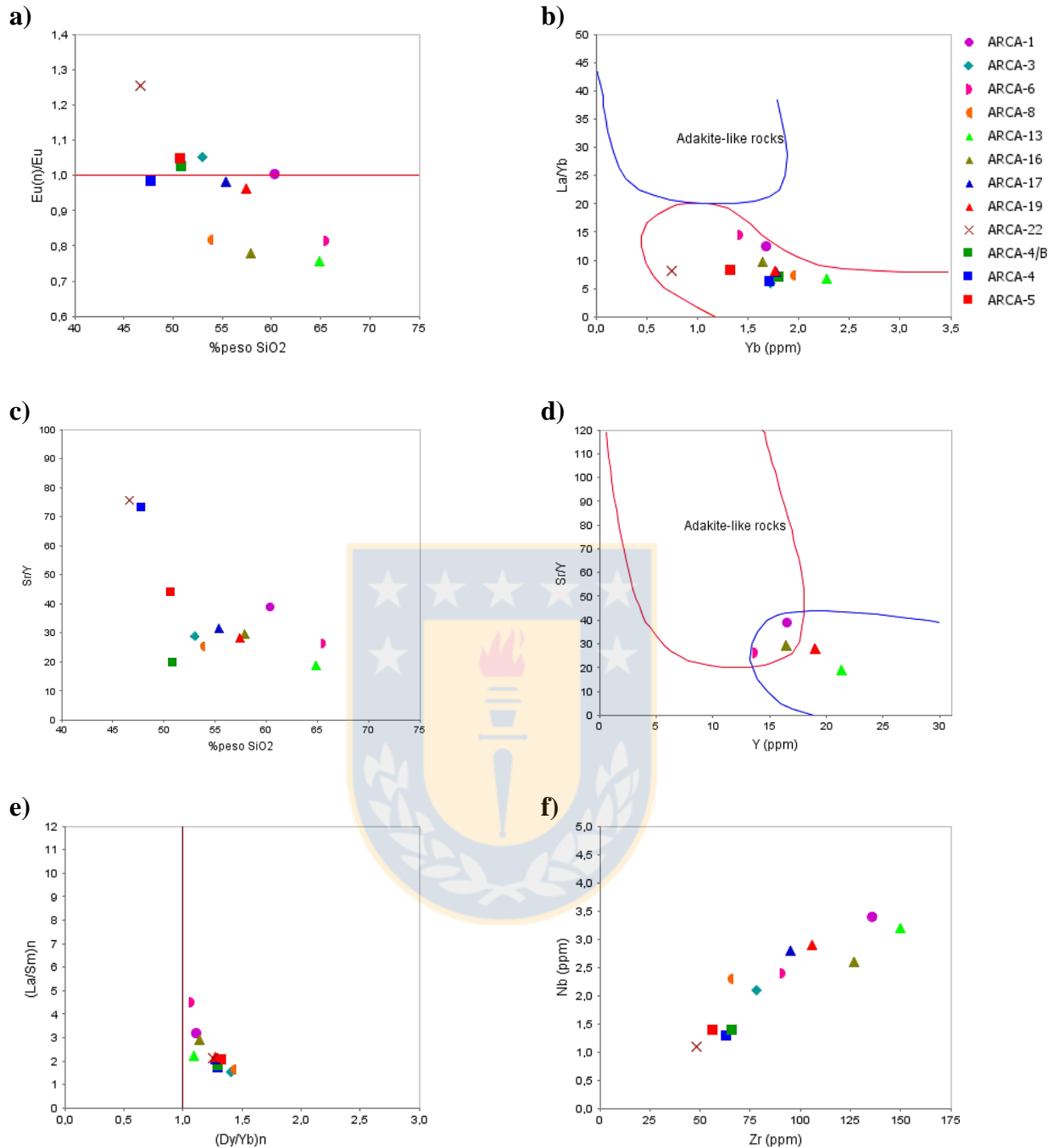
**f)** Diagrama de saturación en aluminio (Barton & Young, 2002).



**Figura 4.3:** Diagramas de Harker para las muestras del Proyecto Infiernillo. Los óxidos se encuentran expresados en %<sub>peso</sub>.



**Figura 4.4:** Diagramas TiO<sub>2</sub> versus Sc, Th, V, Zr, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y Nb para las muestras del Proyecto Infiernillo, con el fin de analizar el trend de fraccionamiento magmático en base a elementos inmóviles. Los óxidos se encuentran expresados en %<sub>peso</sub>.



**Figura 4.5:** Diagramas de relación y distribución de elementos traza para las rocas del Proyecto Infiernillo:

**a)** Diagrama de anomalía de Eu versus %<sub>peso</sub>SiO<sub>2</sub>. Valores de normalización de Sun & McDonough (1989).

**b)** Razón La/Yb versus contenido de Yb con los campos de composición típica para rocas adakíticas y andesitas-dacitas-riolitas normales de arco (Richards & Kerrich, 2007).

**c)** Razón Sr/Y versus %<sub>peso</sub>SiO<sub>2</sub>.

**d)** Razón Sr/Y versus contenido de Y con los campos de las adakitas y andesitas-dacitas-riolitas normales de arco (Richards & Kerrich, 2007).

**e)** Comparación de razones La/Sm versus Dy/Yb normalizadas al manto primitivo de Sun & McDonough (1989), como discriminante del fraccionamiento de hornblenda ( $\pm$  titanita) versus granate.

**f)** Diagrama de Zr versus Nb para definir afinidad magmática.

### 4.3 Diques máficos ricos en hornblenda

#### *Elementos Mayoritarios*

Los diques ricos en hornblenda reconocidos en el sector del Campamento (muestra ARCA-5) y hacia la zona sureste del prospecto (muestra ARCA-4), son las litologías menos diferenciadas del Proyecto Infiernillo, junto con un intrusivo gábrico (muestra ARCA-22). Presentan una composición básica con contenidos de sílice normalizado de 50,64 y 47,71%<sub>peso</sub>, respectivamente. El dique ARCA-5 presenta los mayores valores de SiO<sub>2</sub>, lo que se evidencia en la petrografía por un contenido ligeramente mayor de cuarzo, asociado a los microenclaves dioríticos, y se clasifica petrológicamente como un basalto calcoalcalino metaluminoso con contenidos intermedios de K<sub>2</sub>O (0,97%<sub>peso</sub>) (Figura 4.2), consistente con su clasificación petrográfica. Es importante señalar que podría haber una adición de K asociada a la biotitización de los fenocristales de pargasita, observada en el estudio petrográfico. Por otro lado, el dique ARCA-4, se clasifica petrológicamente como un basalto metaluminoso alcalino a calcoalcalino de alto K (1,38%<sub>peso</sub> K<sub>2</sub>O) (Figura 4.2), lo que es atribuido también a la influencia de la biotitización sobre la composición química de esta roca. El borde enfriado de esta unidad (muestra ARCA-4/B), presenta contenidos de K incluso mayores (2,82%<sub>peso</sub> K<sub>2</sub>O), consistente con el grado más intenso de la biotitización que oblitera su química original, lo que lleva a su clasificación petrológica como una traquiandesita basáltica levemente peraluminosa, que cae en el campo de las rocas alcalinas de la serie shoshonítica (Figura 4.2). Lo anterior es netamente efecto de la alteración.

En los diagramas Harker se observa que ARCA-4 y ARCA-5 poseen contenidos relativamente similares de elementos mayoritarios (Figura 4.3), con altos contenidos de Fe, Al, Ti, Ca y Mg, consistente con su composición poco evolucionada. El dique ARCA-4 presenta valores mayores de Fe y Ti, lo que podría estar asociado al mayor desarrollo de bordes de óxidos de Fe-Ti en los fenocristales de hornblenda, observados en petrografía. El borde enfriado (muestra ARCA-4/B) en cambio, muestra una composición diferente, notoriamente enriquecida en K y Na, y empobrecida en Ca, incluso al compararse con las demás unidades ígneas del área. Esto es atribuido al fuerte autometasomatismo, que afecta a los bordes del dique con mayor intensidad, adicionando K y Na al sistema, y generando una lixiviación de los cristales de anfíbol (prácticamente ausentes), lo cual explicaría los contenidos inusualmente bajos de Ca para una roca de composición basáltica.

Además de los contrastes composicionales señalados anteriormente, no se observan grandes diferencias petrológicas entre ambos diques (ARCA-4 y ARCA-5) en cuanto a los elementos mayoritarios, por lo que se presume que podrían ser correlacionables, a pesar de sus variaciones mineralógicas y texturales observadas en la petrografía.

### *Elementos Traza*

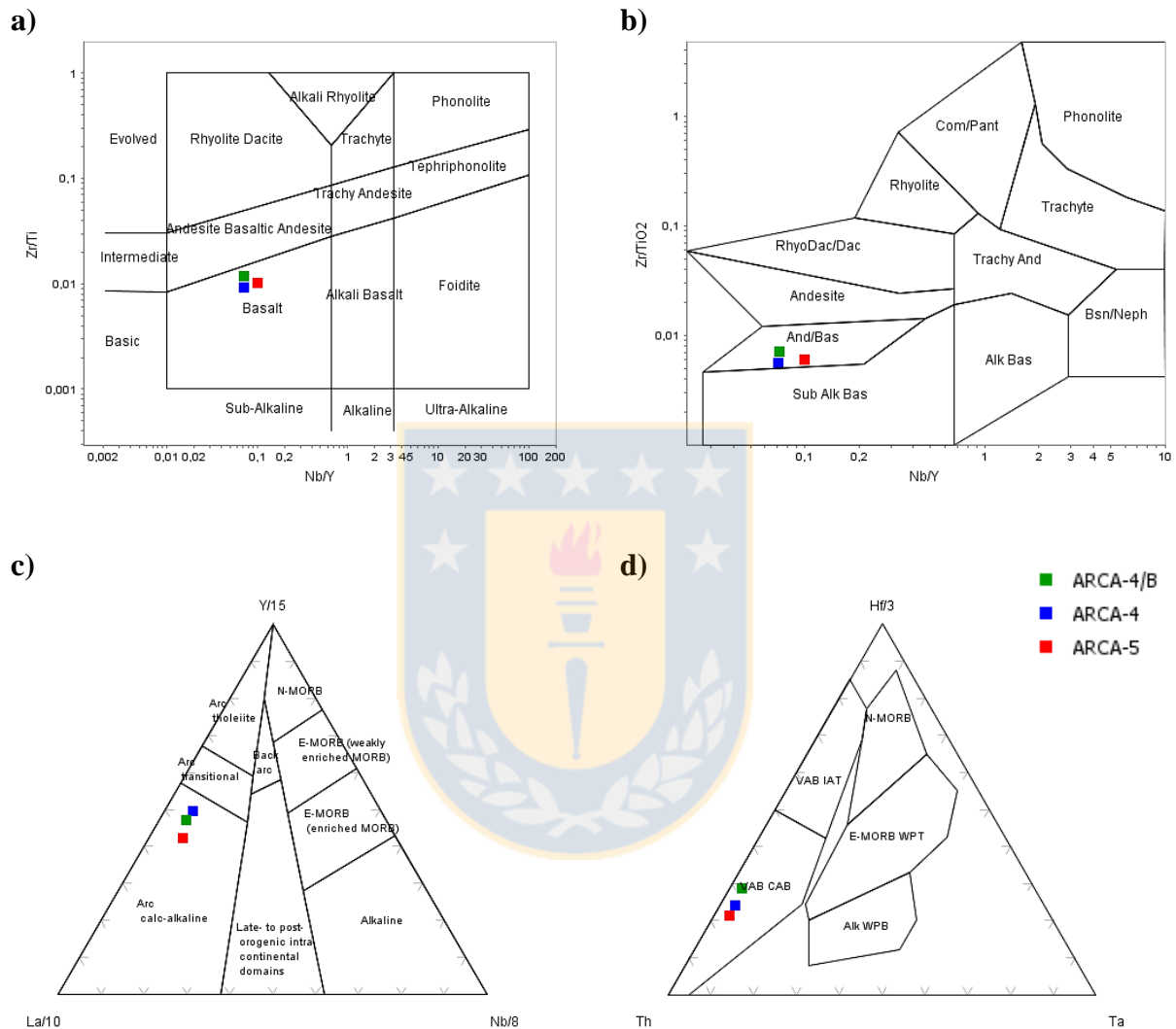
La clasificación petrológica con elementos minoritarios y traza inmóviles, se llevó a cabo mediante la utilización de diversos diagramas discriminantes (Figura 4.6), con el fin de complementar y afinar las clasificaciones obtenidas con los elementos mayoritarios y las realizadas petrográficamente.

Todos los sistemas de clasificación empleados apuntan a una similitud entre los diques máficos de Infiernillo, tanto en composición como en origen. Se confirma su composición basáltica (Figura 4.6, a y b) y además, los diagramas de discriminación tectónica, permiten dilucidar que corresponden a basaltos calcoalcalinos de arco volcánico en margen continental activo (Calk-Alkaline Basalts, CAB; Volcanic Arc Basalts, VAB) (Figura 4.6, c y d).

Los patrones de elementos incompatibles avalan su asociación a un arco volcánico de margen continental activo, con anomalías negativas de Nb, Ta y Ti, y altos contenidos de LILE como K, Rb, Cs, Sr y Ba (Figura 4.7 b). Sin embargo, teniendo en cuenta la alteración de los diques, es probable que gran parte del enriquecimiento en estos elementos, sobre todo de Cs, Rb y K, sea secundario. Es importante notar que los diques presentan los contenidos de HFSE más bajos del prospecto (a excepción de un gabro; muestra ARCA-22) (Figura 4.4 y 4.5 f), lo que es coherente con sus bajos grados de diferenciación.

En cuanto a la distribución de tierras raras, los diques máficos ricos en hornblenda presentan patrones moderadamente inclinados, paralelos y concordantes entre sí (Figura 4.7 a), con un empobrecimiento en las MREE y HREE, y razones  $(La/Yb)_n$  de 6,32 (ARCA-4) y 8,33 (ARCA-5) (Figura 4.5 b), que obedecen fundamentalmente a los bajos contenidos de Yb (<1,8 ppm). Además, se observa la disposición relativamente plana entre las MREE (Gd-Ho) y HREE (Er-Lu), lo que resulta en las bajas razones MREE/HREE tales como Dy/Yb de los diques, con valores entre 1,29 y 1,32 (Figura 4.5 e). Esta geometría es coherente con el fraccionamiento de anfíbol en los magmas parentales, que tiende a producir patrones de REE cóncavos hacia arriba (con forma 'lítrica' o de

‘cuchara’) debido a la afinidad de los anfíboles cálcicos por las MREE sobre las HREE (Klein *et al.*, 1997; Bottazzi *et al.*, 1999; Dalpé & Baker, 2000 en Rodríguez *et al.*, 2007).



**Figura 4.6:** Diagramas de clasificación petrológica y discriminación de basaltos para los diques máficos del Proyecto Infiernillo, mediante la utilización de elementos minoritarios y traza inmóviles:

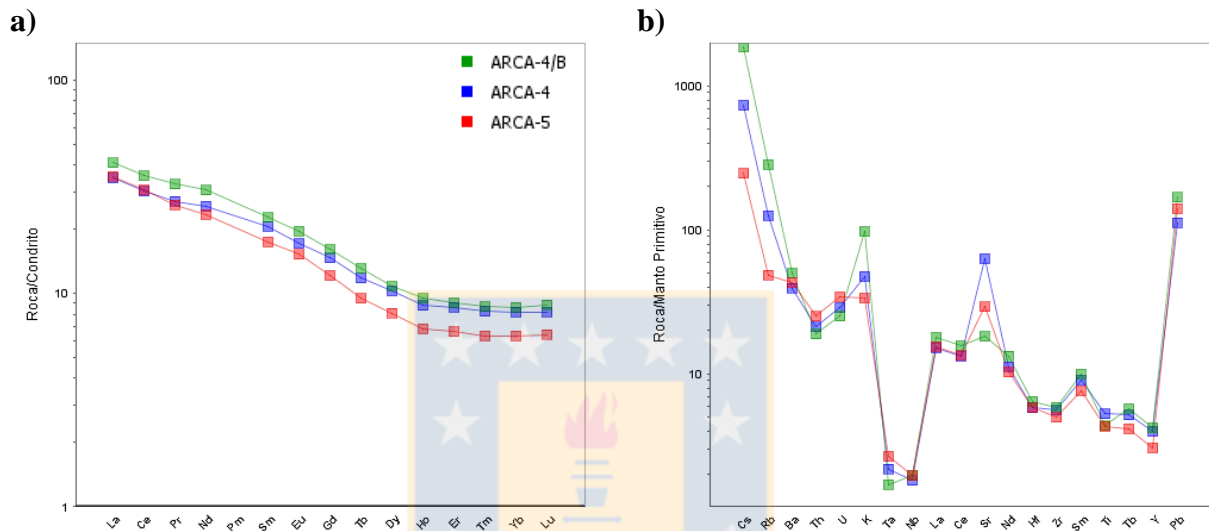
**a)** Diagrama de clasificación petrológica de acuerdo a elementos minoritarios y traza inmóviles, utilizado como proxy para el diagrama TAS (Pearce, 1996 modificado de Winchester & Floyd, 1977).

**b)** Diagrama de clasificación petrológica según elementos inmóviles (Winchester & Floyd, 1977).

**c)** Diagrama de clasificación tectónica para rocas ígneas máficas (Cabanis & Lecolle, 1989).

**d)** Diagrama de discriminación de basaltos basado en los HFSE (Wood, 1980). MORB = Middle Ocean Ridge Basalts, WPT = Within Plate Tholeiites, VAB = Volcanic Arc Basalts, IAT = Island Arc Tholeiites, CAB = Calc-Alkaline Basalts, WPB = Within Plate Basalts.

Estos patrones cóncavos no podrían ser generados por el fraccionamiento de granate solo, ya que este tiene mucha mayor afinidad por las HREE (Rodríguez *et al.*, 2007). El rol del anfíbol en la génesis de estas rocas, evidenciado por los patrones de REE, es consistente con su ocurrencia como un fenocristal dominante, y podría indicar un origen asociado a magmas hidratados en niveles corticales profundos.



**Figura 4.7:** Diagramas de **a)** tierras raras normalizadas al condrito de Boynton (1984) y **b)** multielemento normalizado al manto primitivo de Sun & McDonough (1989) para los diques máficos ricos en hornblenda (muestras ARCA-4, ARCA-4/B – borde enfriado, y ARCA-5) del Proyecto Infiernillo.

La ausencia de anomalías negativas significativas de Eu ( $Eu_n/Eu^* \sim 1$ ) en ambos diques (Figura 4.5 a y 4.7 a), revela una falta de fraccionamiento de plagioclasa y/o un alto estado de oxidación de los magmas parentales. De manera similar, sus altas razones Sr/Y de 73,41 (ARCA-4) y 44,14 (ARCA-5) (Figura 4.5 c), dadas principalmente por las altas concentraciones de Sr (618 – 1336 ppm), también apuntan a un fraccionamiento ausente o poco significativo de plagioclasa. Esto es seguramente reflejo de la naturaleza altamente hidratada de los magmas, que favorece la cristalización de hornblenda, suprimiendo la de plagioclasa, en los estadios tempranos de su evolución. Dicha secuencia de cristalización también se correlaciona a condiciones de alta presión, como las encontradas en un ambiente de corteza continental engrosada. Lo anterior es consistente con la mineralogía de las rocas, caracterizada por la abundancia de fenocristales de anfíbol (hasta un 27% modal). Es importante notar, sin embargo, que el borde enfriado (ARCA-4/B) del dique



ARCA-4 presenta contenidos de Sr mucho menores (385 ppm), resultando en una menor razón Sr/Y (~20) (Figura 4.5 c). Se interpreta que esto podría estar asociado a una removilización de Sr desde los bordes del dique hacia la roca caja, por acción de los fluidos exseltos durante su cristalización, al ser el Sr un elemento que se comporta relativamente móvil en fluidos acuosos.

En cuanto a la relación V versus Sc, en magmas altamente hidratados, cristaliza hornblenda antes que titanomagnetita, agotando las concentraciones de  $\text{Fe}^{3+}$  y  $\text{Fe}^{2+}$  del fundido, y por tanto, retrasando y suprimiendo la producción de este mineral. El  $\text{V}^{4+}$  fracciona fuertemente en magnetita, con un coeficiente de partición del orden de 10 veces mayor que el de la hornblenda (Luhr & Carmichael, 1984; La Tourrette & Burnett, 1991), por lo que en la medida que la hornblenda sustituye a titanomagnetita en magmas muy hidratados, el vanadio puede evitar gran parte del empobrecimiento que experimenta en magmas con menores contenidos de agua (Loucks, 2014). De este modo, considerando que el Sc continúa siendo eficientemente fraccionado por la hornblenda, es esperable que la razón V/Sc sea relativamente elevada en rocas originadas a partir de magmas altamente hidratados, tal como ocurre en los diques hornblendíferos de Infiernillo, particularmente en el dique ARCA-4 (V/Sc ~12,5). Por otro lado, las altas concentraciones de V y Sc de los diques (Figura 4.4), en comparación con las demás unidades ígneas analizadas, afirman su composición máfica primitiva.

Las similitudes químicas entre los dos diques máficos de Infiernillo en cuanto a los elementos traza, avalan nuevamente una correlación entre ellos, a pesar de que posiblemente hayan experimentado una evolución levemente diferente, lo que se ve reflejado en sus diferencias texturales y algunas composicionales, por ejemplo, los contenidos de Cr (8-135 ppm) y Ni (18-47 ppm), que seguramente responden a variaciones en la mineralogía, particularmente a la presencia o ausencia de clinopiroxeno.

## **4.4 Unidades Intrusivas**

### **4.4.1 Cuarzodiorita de biotitas alargadas**

#### *Elementos Mayoritarios*

Esta unidad (muestra ARCA-13) presenta una composición ácida con un 64,86%<sub>peso</sub> de  $\text{SiO}_2$ . Se clasifica petrológicamente como una granodiorita calcoalcalina levemente peraluminosa con

contenidos intermedios de  $K_2O$  (2,34%<sub>peso</sub>) (Figura 4.2), lo que difiere de su clasificación petrográfica como diorita cuarcífera de biotitas alargadas. Este contraste composicional, junto con el carácter peraluminoso de la roca, podrían indicar una influencia de la alteración potásica y sericítica sobre su composición química, las que aumentarían el contenido relativo de K y Al. Sin embargo, no se descarta que estos elementos correspondan a componentes primarios. Los demás elementos mayoritarios se encuentran en contenidos normales (Figura 4.3), esperables para una roca perteneciente a la serie calcoalcalina con relativamente alto grado de diferenciación.

#### *Elementos Traza*

Esta unidad presenta las características típicas de una roca generada en un ambiente de arco volcánico, con anomalías negativas de Nb, Ta y Ti y positiva de Pb (Figura 4.8 b).

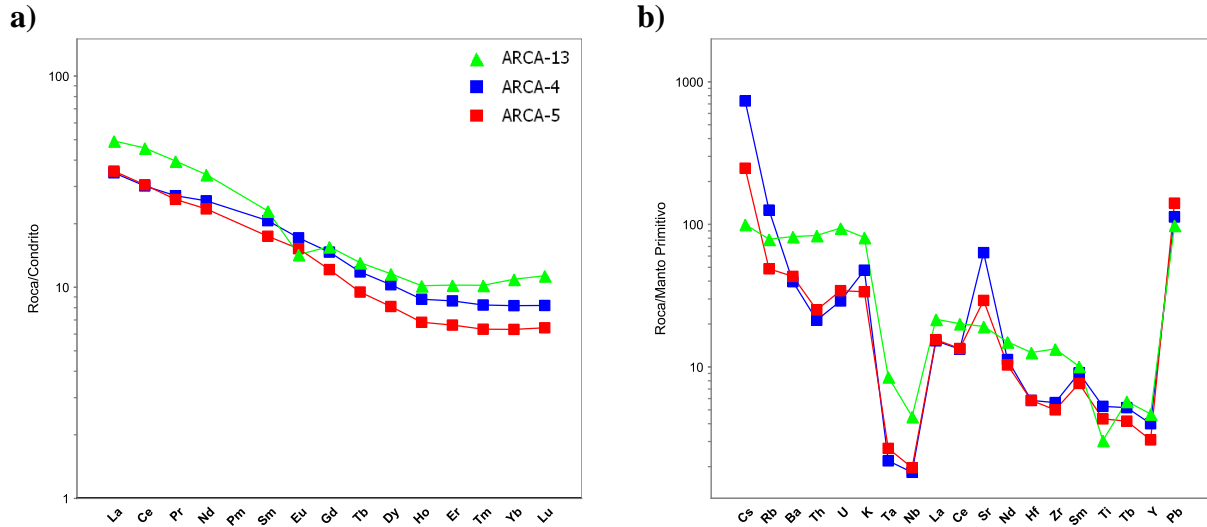
No se encuentra empobrecida en cuanto al Y ni a las HREE Yb y Lu, generando un patrón de tierras raras relativamente plano (Figura 4.8 a). Las razones La/Yb y Sr/Y denotan una génesis asociada a un arco continental generado bajo condiciones normales (Figura 4.5, b y d), sin engrosamiento cortical importante, ni fraccionamiento de hornblenda. Asimismo, presenta la anomalía negativa de Eu más importante de las rocas analizadas en el prospecto (Figura 4.5 a y 4.8 a), indicando un fuerte fraccionamiento de plagioclasa.

Destacan los contenidos bastante significativos de Nb y Zr (Figura 4.4 y 4.5 f), que avalan su grado de diferenciación intermedio a alto, al igual que las bajas proporciones de V y Sc (Figura 4.4).

### **4.4.2 Microdioritas del Sector Campamento**

#### *Elementos Mayoritarios*

La microdiorita de anfíbol y biotita (muestra ARCA-17) y la microdiorita cuarcífera (muestra ARCA-19) que afloran en el Sector Campamento, presentan una composición muy similar. Ambas unidades se han clasificado petrológicamente como dioritas calcoalcalinas metaluminosas (Figura 4.2), con contenidos intermedios de  $SiO_2$  el que oscila entre los 55,33 y 57,41%<sub>peso</sub>, siendo la microdiorita cuarcífera levemente más diferenciada, lo que se evidencia en la petrografía por una mayor abundancia modal de cuarzo y menor proporción de minerales ferromagnesianos, en especial anfíbol.

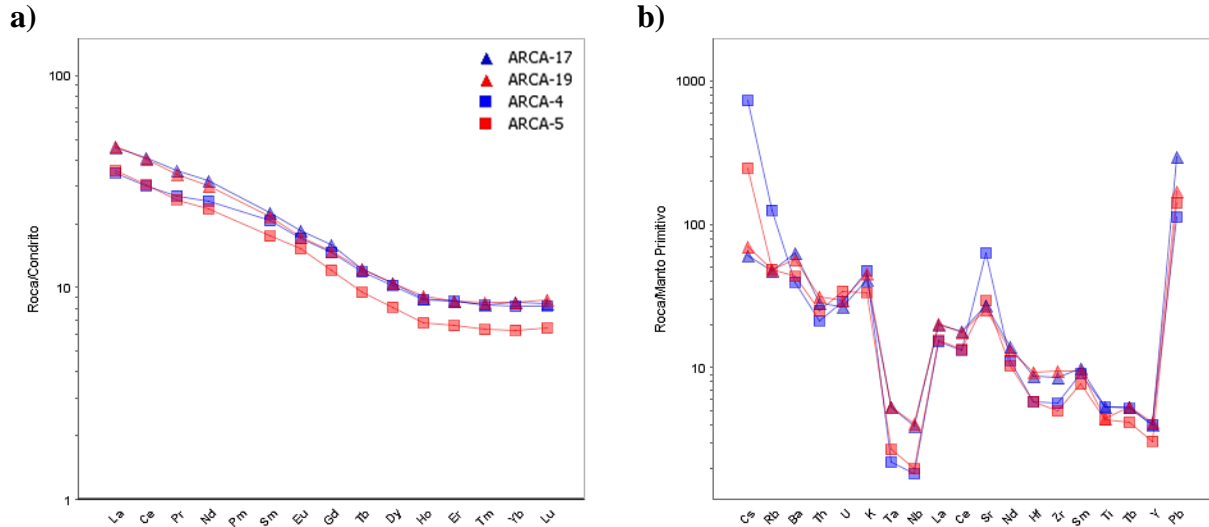


**Figura 4.8:** Diagramas de **a)** tierras raras normalizadas al condrito de Boynton (1984) y **b)** multielemento normalizado al manto primitivo de Sun & McDonough (1989) para la unidad de cuarzodiorita de biotitas alargadas (muestra ARCA-13) del Sector Campamento en el Proyecto Infiernillo. Diques máficos ricos en anfíbol ploteados como referencia.

En los diagramas Harker (Figura 4.3) se observa que ambas litologías tienen contenidos similares en cuanto a los elementos mayoritarios, presentando la microdiorita de anfíbol y biotita mayores contenidos de Fe, Mg, Ti y Ca, acordes con su menor grado de diferenciación. Esto se ve reflejado en la petrografía por una mayor cantidad de minerales máficos como anfíbol, magnetita y posiblemente clinopiroxeno.

#### *Elementos Traza*

En cuanto a los patrones de tierras raras y diagrama multielemental (Figura 4.9, a y b), las dos unidades de microdiorita del Sector Campamento son casi idénticas entre sí, avalando que se tratan de una misma unidad geológica, o bien que representan diferentes facies del mismo cuerpo intrusivo. A su vez, son muy similares a los diques máficos ricos en hornblenda, sobre todo el del Sector Campamento (muestra ARCA-5) al cual hospedan, lo que permite posicionar estas unidades dentro del mismo período geológico. Presentan patrones de REE con forma 'lútrica' y razones  $La/Yb$  y  $(La/Sm)_n$  versus  $(Dy/Yb)_n$  normalizadas (Figura 4.5, b y e) del mismo orden que los diques basálticos, lo que implica que el fraccionamiento de las tierras raras estuvo probablemente controlado por la cristalización de hornblenda.



**Figura 4.9:** Diagramas de **a)** tierras raras normalizadas al condrito de Boynton (1984) y **b)** multielemento normalizado al manto primitivo de Sun & McDonough (1989) para las facies de microdioritas (muestras ARCA-17 y ARCA-19) del Sector Campamento en el Proyecto Infiernillo. Diques máficos ricos en anfíbol ploteados como referencia.

Las microdioritas también se asemejan en cuanto a la falta de anomalía negativa de Eu (Figura 4.5 a), indicador de magmas oxidados y/o supresión de la cristalización de plagioclasa, y en las razones Sr/Y relativamente elevadas (Figura 4.5 c), donde el alto contenido de Sr avalaría que las plagioclasas no cristalizaron en las fases tempranas de la evolución del magma, debido posiblemente a los altos contenidos de agua.

Los elementos incompatibles muestran una señal de arco volcánico, con anomalías negativas de Nb, Ta, Hf, Zr y Ti y altos contenidos de LILE como Sr, K y Pb (Figura 4.9 b), sin embargo, a diferencia de los diques hornblendíferos, los HFSE no se encuentran tan empobrecidos, y el contenido de Cs es considerablemente menor.

El contenido de Zr (Figura 4.4 y 4.5 f) de estas rocas es acorde a su grado de diferenciación intermedio, al igual que las concentraciones de V y Sc (Figura 4.4).

En base a sus similitudes geoquímicas, se infiere que las microdioritas del Sector Campamento podrían provenir de la diferenciación de magmas máficos primitivos similares a los de los diques hornblendíferos.

#### 4.4.3 Diorita cuarcífera de grano grueso

##### *Elementos Mayoritarios*

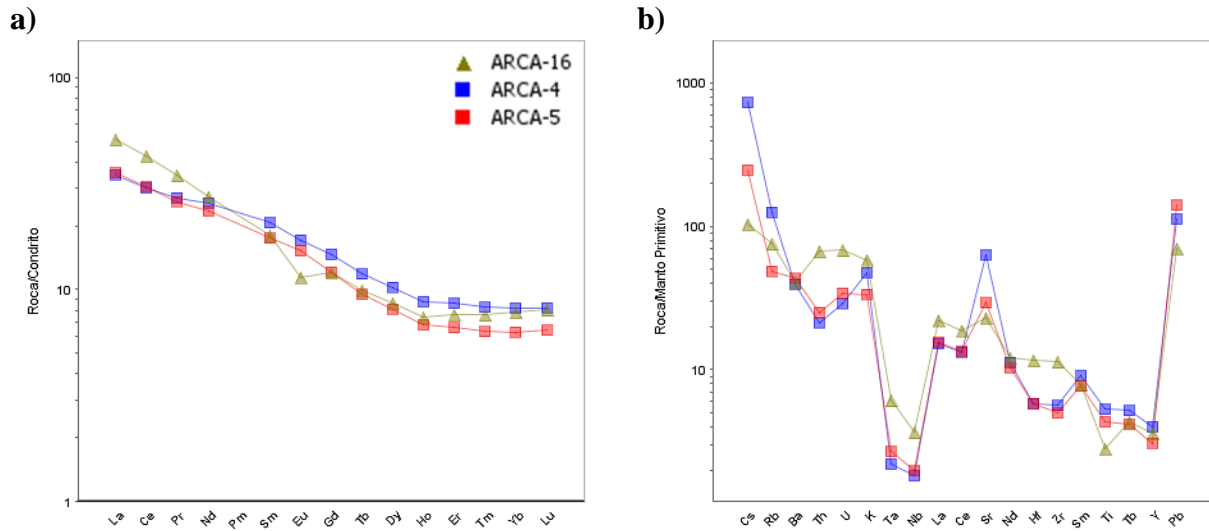
Esta unidad (muestra ARCA-16) presenta una composición intermedia con un 57,90%<sub>peso</sub> de SiO<sub>2</sub>. Se clasifica petrológicamente como una diorita calcoalcalina metaluminosa con contenidos intermedios de K<sub>2</sub>O (1,70%<sub>peso</sub>) (Figura 4.2), lo que es concordante con su clasificación petrográfica como diorita cuarcífera.

En los diagramas Harker (Figura 4.3) se observa que esta litología se encuentra dentro de la tendencia normal de las rocas ígneas del Prospecto Infiernillo, en estadios relativamente avanzados de diferenciación, reflejado en los bajos contenidos de elementos mayores compatibles, como Al, Ti, Fe y P.

##### *Elementos Traza*

El patrón de tierras raras observado presenta una mayor razón La/Yb que las unidades descritas anteriormente (Figura 4.10 a), con una leve morfología de tipo cuchara. Si bien el contenido de La no es lo suficientemente alto como para caer en el campo de las rocas prospectivas (Figura 4.5 b), la razón Sr/Y denota una leve afinidad adakítica para esta unidad (Figura 4.5 d). Los valores de las razones (La/Sm)<sub>n</sub> y (Dy/Yb)<sub>n</sub> de 2,90 y 1,14 respectivamente (Figura 4.5 e), sugieren un control de la hornblenda sobre el fraccionamiento de las MREE-HREE, reflejando una génesis a partir de magmas hidratados. Sin embargo, la marcada anomalía negativa de Eu observada en las Figuras 4.5 a y 4.10 a, indica fraccionamiento de plagioclasa.

En el diagrama multielemental, son claras las anomalías negativas de Nb, Ta y Ti, acompañadas por anomalías positivas de elementos LILE y U (Figura 4.10 b). Estas señales son típicas de un magma generado en un ambiente de arco volcánico, sin embargo, llama la atención la anomalía negativa de Ba, cuyo empobrecimiento podría ser secundario, producto de una removilización de este elemento por procesos hidrotermales posteriores.



**Figura 4.10:** Diagramas de **a)** tierras raras normalizadas al condrito de Boynton (1984) y **b)** multielemento normalizado al manto primitivo de Sun & McDonough (1989) para la diorita cuarcífera de grano grueso (muestra ARCA-16) del Sector Campamento en el Proyecto Infiernillo. Diques máficos ricos en anfíbol ploteados como referencia.

#### 4.4.4 Cuarzodiorita de anfíbol de Pared SE

##### *Elementos Mayoritarios*

La unidad cuarzodiorítica que aflora en el sector de Pared SE (muestra ARCA-1) presenta un mayor grado de diferenciación que las dioritas del Sector Campamento, con un 60,35%<sub>peso</sub> de SiO<sub>2</sub> normalizado, aunque aún dentro del campo de las rocas intermedias (Figura 4.2). Esta litología es clasificada petrológicamente como una diorita calcoalcalina metaluminosa de medio K, sin embargo, en el diagrama TAS para rocas intrusivas (Figura 4.2 d) es posible observar que su composición cae en el límite inferior del campo de las sienodioritas.

En los diagramas Harker (Figura 4.3) se observa que en general esta unidad presenta contenidos de elementos mayores coherentes con su contenido de Si. Sólo resaltan las concentraciones algo mayores de Al, Na y P con respecto a la tendencia de las unidades del prospecto.

##### *Elementos Traza*

Los contenidos de elementos traza de esta unidad se caracterizan por sus razones La/Yb de 12,44 y Sr/Y de 38,85 (Figura 4.5, b c y d), más altas que las de la mayoría de las rocas analizadas en el proyecto, encontrándose dentro de los valores normales a levemente adakíticos (con la razón Sr/Y).

Además, presenta una total ausencia de la anomalía de Eu (Figura 4.5 a), indicando o bien que el fraccionamiento de plagioclasa no fue significativo y/o que el estado de oxidación de los magmas fue alto. Esto es consistente con la petrografía, donde se reconoce esfeno como mineral accesorio, cuya presencia asociada a la cristalización de anfíbol y biotita puede indicar alta fugacidad de oxígeno en el magma que dio origen a esta litología.

El patrón de tierras raras presenta una alta pendiente asociada al enriquecimiento de las LREE con respecto a las MREE-HREE (Figura 4.11 a). Sin embargo, existe una disposición plana entre las MREE y las HREE, incluso con una tendencia cóncava hacia arriba (forma 'lítrica'), reflejada en las razones  $(La/Sm)_n$  de 3,17 y  $(Dy/Yb)_n$  de 1,11 (Figura 4.5 e). Esto, al igual que en los diques máficos ricos en hornblenda, sugiere una influencia del fraccionamiento de anfíbol en la generación de los magmas.

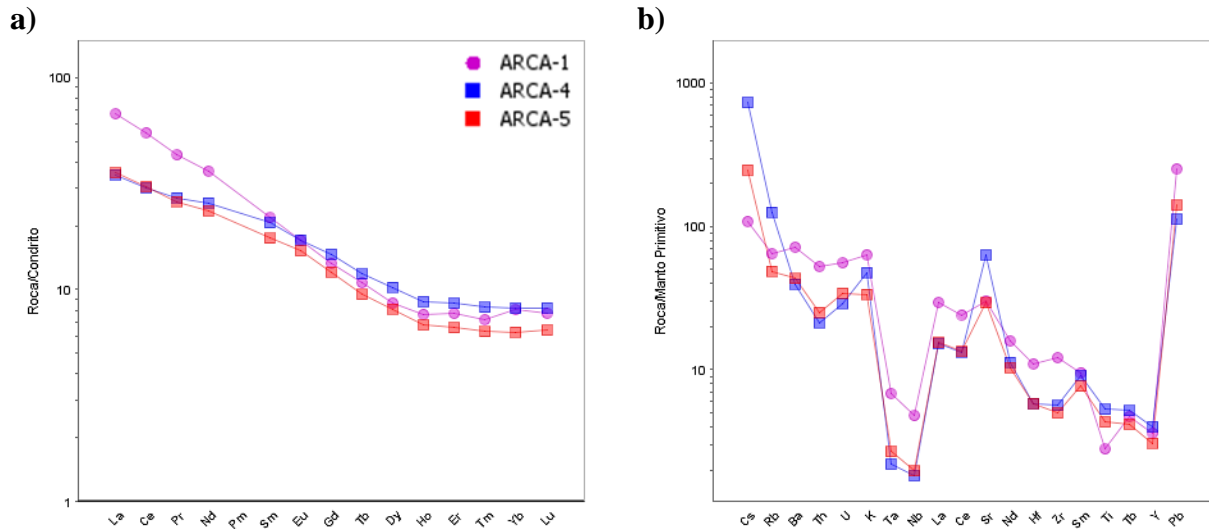
En el diagrama multielemento (Figura 4.11 b) se observa un patrón típico de magmas calcoalcalinos de arco volcánico, con anomalías negativas de Nb, Ta y Ti y positivas de LILE, como Ba, Pb, Sr y K.

Destacan los contenidos de Nb y Zr de esta unidad (Figura 4.4 y 4.5 f), que son de los más elevados del prospecto, incluso más altos que en litologías con mayor contenido de SiO<sub>2</sub>. Esto alude a su grado de diferenciación intermedio a avanzado, al igual que las concentraciones de V y Sc (Figura 4.4), donde ambos elementos se encuentran empobrecidos en comparación con las facies más máficas.

#### **4.4.5 Granodiorita de anfíbol**

##### *Elementos Mayoritarios*

La granodiorita de anfíbol (muestra ARCA-6) que aflora ampliamente en el sector W del proyecto, corresponde a la unidad intrusiva más diferenciada de la suite de rocas analizadas, presentando un 65,59%<sub>peso</sub> de sílice normalizado, levemente mayor que la cuarzodiorita de biotitas alargadas (muestra ARCA-13). Además, es una de las litologías que presenta menor pérdida por calcinación, de 0,73%<sub>peso</sub> (Figura 4.1), lo que es consistente con su bajo grado de alteración observado en petrografía.



**Figura 4.11:** Diagramas de **a)** tierras raras normalizadas al condrito de Boynton (1984) y **b)** multielemento normalizado al manto primitivo de Sun & McDonough (1989) para la unidad de cuarzodiorita de anfíbol (muestra ARCA-1) de Pared SE en el Proyecto Infiernillo. Diques máficos ricos en anfíbol ploteados como referencia.

Se clasifica petrológicamente como una granodiorita calcoalcalina metaluminosa de alto K (3,13%<sub>peso</sub> K<sub>2</sub>O) (Figura 4.2), elemento cuya mayor abundancia sería primaria, al no reconocerse evidencias petrográficas de ningún evento de alteración importante.

En los diagramas Harker (Figura 4.3) se observa que presenta contenidos de elementos mayores muy similares a la unidad cuarzodiorítica de biotitas alargadas, con variaciones solo en el Al, K y P. En el caso del K y P, estas variaciones responderían a la evolución normal de una magma calcoalcalino, reflejado en la petrografía por la presencia de ciertas fases minerales como ortoclasa y apatito respectivamente, mientras que la diferencia en el contenido de Al entre la cuarzodiorita y la granodiorita, se debería más bien a procesos hidrotermales que afectan a la primera.

#### *Elementos Traza*

La unidad de granodiorita presenta patrones de elementos traza típicos de magmas relacionados a subducción, caracterizados por un enriquecimiento en LILE como Pb, Cs y K con respecto al manto primitivo y marcadas anomalías negativas de Nb, Ta y Ti (Figura 4.12 b). De manera similar a la diorita cuarcífera de grano grueso del Sector Campamento (muestra ARCA-16), esta unidad posee un empobrecimiento relativo en Ba, que en este caso correspondería a una característica primaria de la roca (al no constatarse alteración).



El patrón de tierras raras presenta una razón La/Yb de 14,51 (Figura 4.5 b), la más alta de las rocas estudiadas, con un notorio enriquecimiento de las LREE en relación a las MREE-HREE (Figura 4.12 a). Esto da lugar a su morfología con pendiente bien pronunciada, tipo “cuchara”, con una leve tendencia cóncava hacia arriba entre las MREE y HREE, indicadora de la participación de hornblenda en el fraccionamiento de estos elementos. Lo anterior se ve reflejado en el diagrama de las razones  $(La/Sm)_n$  versus  $(Dy/Yb)_n$  (Figura 4.5 e), donde esta última al tener un valor bajo de 1,07, corrobora la influencia de hornblenda (y no de granate) en la generación de los magmas.

Pese a las características mencionadas, la unidad de granodiorita no presenta todas las señales geoquímicas de tipo adakítico esperables para un intrusivo asociado a eventos mineralizadores. La razón La/Yb, aunque medianamente elevada, es inferior a 20, por lo que se encuentra dentro de los valores normales (Figura 4.5 b). Luego, la anomalía negativa de Eu (Figura 4.5 a), denota una génesis relacionada a magmas poco oxidados. Sólo la razón Sr/Y levemente por sobre 20, cae en la zona de traslape entre el campo normal y el adakítico (Figura 4.5 d).

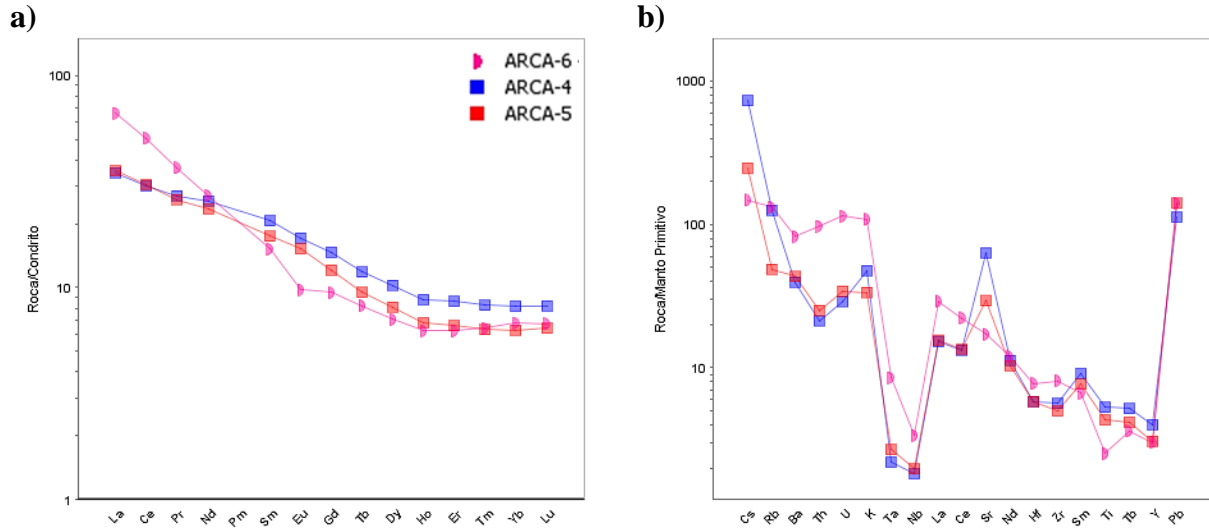
En los gráficos de la Figura 4.4, es posible observar que esta litología se encuentra empobrecida tanto en V como en Sc, con un contenido de Sc de 11,1 ppm, lo que concuerda con su alto grado de diferenciación. Sin embargo, el contenido de Zr (Figura 4.4 y 4.5 f) es bastante bajo si se considera su proporción de SiO<sub>2</sub>, lo que podría estar asociado a la cristalización temprana de circones en un sistema magmático altamente hidratado.

#### 4.4.6 Diorita de anfíbol

##### *Elementos Mayoritarios*

La litología diorítica de mayor extensión espacial en el área de estudio (muestra ARCA-3) se clasifica petrológicamente como una diorita calcoalcalina metaluminosa de medio K (Figura 4.2), ubicándose en el campo de las rocas intermedias con un 52,98%<sub>peso</sub> de SiO<sub>2</sub> normalizado.

En los diagramas Harker (Figura 4.3) se observa que en general esta unidad presenta contenidos de elementos mayores normales para su bajo grado de diferenciación, con altos contenidos de Al, Ca, Fe, Mg y Ti, y bajos de K. Sólo resalta el leve enriquecimiento en Al, que podría estar dado por la presencia de sericita (muscovita) observada en el estudio petrográfico.

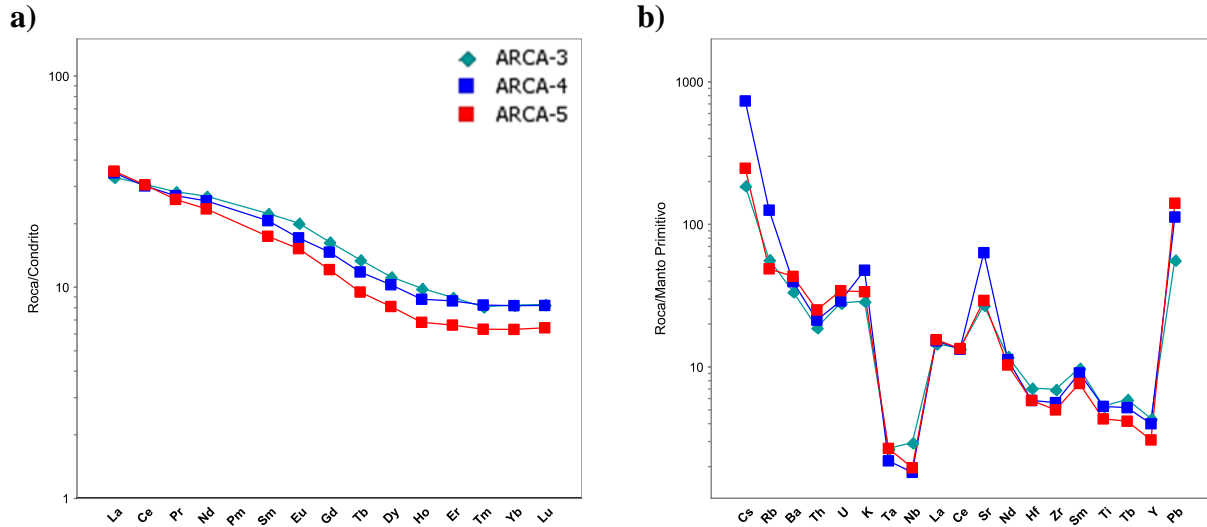


**Figura 4.12:** Diagramas de **a)** tierras raras normalizadas al condrito de Boynton (1984) y **b)** multielemento normalizado al manto primitivo de Sun & McDonough (1989) para la unidad de granodiorita de anfíbol (muestra ARCA-6) en el Proyecto Infiernillo. Diques máficos ricos en anfíbol ploteados como referencia.

### *Elementos Traza*

Esta unidad presenta patrones de tierras raras y elementos incompatibles muy similares a los diques ricos en hornblenda, en especial al de Pared SE (muestra ARCA-4), con el cual está espacialmente relacionado. Ambas litologías poseen patrones de tierras raras con una suave forma ‘lítrica’ (Figura 4.13 a), una razón La/Yb no enriquecida (Figura 4.5 b) y sin anomalías significativas de Eu (Figura 4.5 a). En cuanto a la razón Sr/Y, presenta un valor mayor a 20 (Figura 4.5 c) que responde al contenido relativamente elevado de Sr (573 ppm), semejante al del dique del Campamento (ARCA-5) pero muy inferior al del dique ARCA-4 de Pared SE. Estas características sugieren que su origen podría estar asociado a la diferenciación de los magmas máficos hidratados parentales de los diques hornblendíferos.

En el diagrama multielemental (Figura 4.13 b) son claras las anomalías negativas de Nb, Ta y Ti, así como el enriquecimiento en LILE, señales típicas de una roca generada en un ambiente de arco volcánico. El patrón sigue la misma tendencia que el de los diques, con la diferencia que estos últimos muestran anomalías negativas más marcadas de los HFSE, coherente con su composición más primitiva, y un mayor enriquecimiento en LILE, en especial de Cs, Rb, K, Sr y Pb, relacionado con el autometasomatismo discutido en secciones anteriores.



**Figura 4.13:** Diagramas de **a)** tierras raras normalizadas al condrito de Boynton (1984) y **b)** multielemento normalizado al manto primitivo de Sun & McDonough (1989) para la unidad de diorita de anfíbol (muestra ARCA-3) del Proyecto Infiernillo. Diques máficos ricos en anfíbol ploteados como referencia.

#### 4.4.7 Cuarzodiorita de anfíbol y biotita

##### *Elementos Mayoritarios*

La diorita cuarcífera que aflora en una intersección de quebradas al SW del Campamento (muestra ARCA-8), presenta una composición intermedia, con un 53,77%<sub>peso</sub> de SiO<sub>2</sub> normalizado. Se clasifica petrológicamente como una diorita calcoalcalina metaluminosa con contenidos medios de K (Figura 4.2).

En general, sus contenidos de elementos mayores (Figura 4.3) son coherentes con el grado de diferenciación relativamente bajo que presenta, con una alta proporción de elementos compatibles como el Al, Ca, Fe, Mg, Ti y P, y bajos contenidos de K y Na. En particular, el P se encuentra enriquecido en relación a las otras unidades ígneas analizadas, lo que podría deberse a la cristalización de apatito como mineral accesorio, reconocido en el estudio petrográfico.

En los diagramas Harker (Figura 4.3) es posible observar también la estrecha relación composicional que muestra con la unidad cuarzodiorítica de grano grueso del Sector Campamento (muestra ARCA-16), ya que ambas siguen un trend lineal de evolución avalando una génesis dominada por cristalización fraccionada. Así, las dos unidades dioríticas podrían ser comagmáticas, donde la cuarzodiorita del Campamento, con un 57,90%<sub>peso</sub> de SiO<sub>2</sub> normalizado, se

habría generado por diferenciación del magma que dio origen a la cuarzodiorita de la quebrada, con presencia de piroxenos y un 53,77%<sub>peso</sub> de SiO<sub>2</sub> normalizado. Esta relación genética también tiene sentido al considerar la cercanía espacial de ambos intrusivos.

#### *Elementos Traza*

A diferencia del comportamiento de los elementos mayoritarios, los patrones de tierras raras y elementos incompatibles muestran ciertos contrastes.

En cuanto a los contenidos de REE (Figura 4.14 a), se observa un empobrecimiento generalizado entre esta unidad y su símil más evolucionado del Sector Campamento, a excepción del contenido de La. Esto se traduce en el patrón levemente más fraccionado que exhibe la unidad cuarzodiorítica del Campamento (Figura 4.10 a). Sin embargo, los dos patrones son relativamente paralelos y concordantes, con una marcada anomalía negativa de Eu (Figura 4.5 a) y razones La/Yb normales (Figura 4.5 b).

Con respecto a la distribución observada en el diagrama multielemental (Figura 4.14 b), esta unidad presenta rasgos típicos de magmas calcoalcalinos de margen continental activo: anomalías negativas de Nb, Ta y Ti, y positivas de Pb y Ba. Al compararla con la cuarzodiorita del Campamento, se ve que en general está más empobrecida en elementos incompatibles, con excepción de las REE, el Y, Ti y Sr que se encuentran en concentraciones levemente mayores. Lo anterior se condice con una suite de rocas cogenéticas que ha evolucionado por cristalización fraccionada. A su vez, el Cs también se encuentra algo más enriquecido, aunque esto podría responder más bien a procesos de metasomatismo.

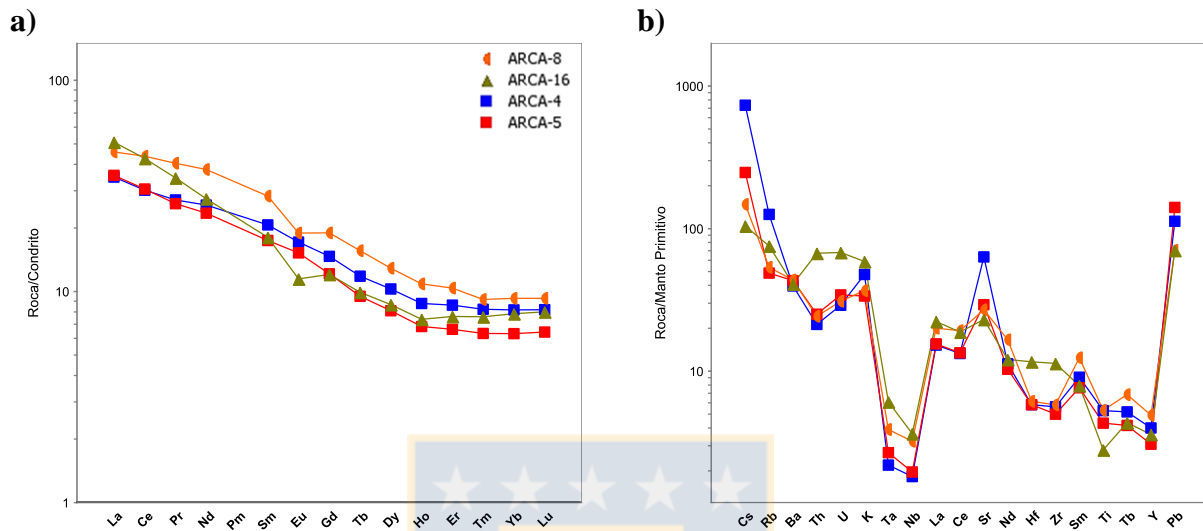
Las concentraciones relativamente altas de V y Sc (Figura 4.4) y bajas de Zr (Figura 4.4 y 4.5 f), son consistentes con su bajo grado de diferenciación, siendo el contenido de Zr del mismo orden que el de los diques basálticos ricos en hornblenda.

#### **4.4.8 Gabro de olivino y clinopiroxeno**

##### *Elementos Mayoritarios*

Esta unidad (muestra ARCA-22) es la menos diferenciada de la suite de rocas analizadas, presentando un 46,65%<sub>peso</sub> SiO<sub>2</sub> normalizado, siendo además la que presenta una mayor pérdida

por calcinación, de 2,54%<sub>peso</sub> (Figura 4.1), debido a la fuerte alteración que afecta principalmente a los minerales ferromagnesianos.



**Figura 4.14:** Diagramas de **a)** tierras raras normalizadas al condrito de Boynton (1984) y **b)** multielemento normalizado al manto primitivo de Sun & McDonough (1989) para la unidad de cuarzdiorita de anfíbol y biotita (muestra ARCA-8) en el Proyecto Infiernillo. Diques máficos ricos en anfíbol ploteados como referencia y diorita cuarcífera de grano grueso (muestra ARCA-16) ploteadas a modo de comparación.

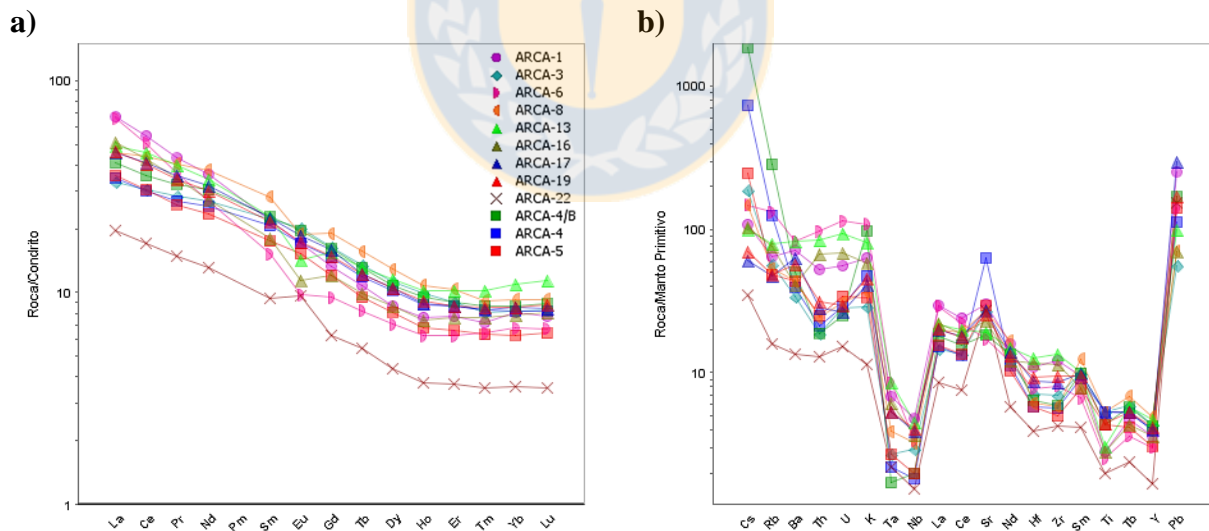
Se clasifica petrológicamente como un gabro metaluminoso calcoalcalino a toleítico de bajo K (0,33%<sub>peso</sub> K<sub>2</sub>O) (Figura 4.2), consistente con su clasificación petrográfica como gabro de olivino y clinopiroxeno.

En los diagramas Harker (Figura 4.3) se observa que este intrusivo presenta altos contenidos de Al, Ca, Fe y Mg, normales considerando su bajo contenido de Si y mineralogía dominada por silicatos magnésicos y sus productos de alteración (principalmente talco, actinolita y óxidos de Fe). Sin embargo, llaman la atención las bajas concentraciones de Ti y P, notoriamente más empobrecidas que en los diques hornblendíferos, de similar contenido en sílice. Al ser elementos inmóviles ante la alteración, su empobrecimiento podría indicar fraccionamiento de fases accesorias, tales como titanita y apatito, o titanomagnetita, en la evolución de los magmas. Los contenidos de K y Na son muy bajos en comparación al resto de las unidades, aunque esto es concordante con su bajo grado de diferenciación.

### Elementos Traza

En cuanto a los elementos traza, esta unidad sobresale notoriamente con respecto a la tendencia de las rocas del prospecto. Presenta los menores contenidos de tierras raras (Figura 4.15 a) y la anomalía positiva de Eu más marcada (Figura 4.5 a y 4.15 a). El empobrecimiento en tierras raras y de Y, se ve fuertemente reflejado en la razón Sr/Y por ejemplo, cuyo alto valor de 75,66, responde al bajo contenido de Y, ya que la concentración de Sr no se encuentra enriquecida (como en el caso de los diques hornblendíferos).

En el diagrama multielemental (Figura 4.15 b) se observa la fuerte anomalía negativa de Nb, Ta y Ti, al igual que la anomalía positiva de Pb y U, señales típicas de arco volcánico. Sin embargo, la mayoría de los elementos se encuentran empobrecidos en comparación a las demás unidades ígneas analizadas. Predomina un fraccionamiento por olivino, piroxeno, titanomagnetita y fases accesorias, a diferencia de la mayoría de las unidades del prospecto, en las que existe un control dado por el fraccionamiento de anfíbol, sugiriendo que posiblemente esta litología se habría originado en una época o contexto tectónico diferente.



**Figura 4.15:** Diagramas de **a)** tierras raras normalizadas al condrito de Boynton (1984) y **b)** multielemento normalizado al manto primitivo de Sun & McDonough (1989) para el gabro de olivino y clinopiroxeno (muestra ARCA-22) en el Proyecto Infiernillo. Se plotean todas las unidades ígneas analizadas a modo de comparación.

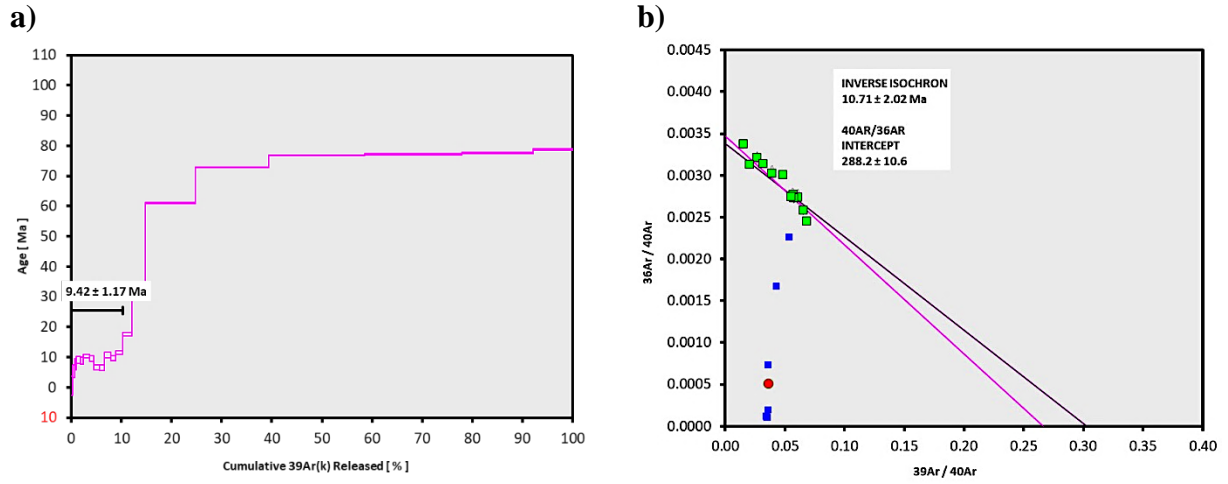
## 5. GEOCROLOGÍA

### 5.1 Datación Ar/Ar en Hornblenda

En el presente estudio se efectuó una datación  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblenda para el dique máfico del sector sureste del prospecto (muestra ARCA-4), la cual arrojó una edad plateau de  $9,42 \pm 1,17$  Ma ( $\pm 2\sigma$ ). Este espectro de edad (Figura 5.1 a), al igual que la intersección  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  de  $288,2 \pm 10,6$  de la isócrona inversa que arroja una edad de  $10,71 \pm 2,02$  Ma (Figura 5.1 b), muestran el efecto de un elevado exceso de  $^{40}\text{Ar}$ , que genera espectros disturbados y afecta la exactitud de las edades, resultando usualmente en edades más viejas que las de la muestra (Maksaev *et al.*, 2004). En el Anexo 4 se entregan detalles de la datación Ar-Ar.

De esta forma, las edades obtenidas representan una estimación de la edad máxima de la roca. Esta coincide con el inicio de un importante episodio de deformación compresiva y de emplazamiento de intrusivos a escala regional en la Cordillera Principal de Chile central (Kurtz *et al.*, 1997; Piquer *et al.*, 2010), y es consistente, en términos generales, con la edad del sistema magmático-hidrotermal del Prospecto Infiernillo ( $8,29 \pm 0,02$  Ma; Re-Os en molibdenita; Vale Exploraciones Chile, 2017). En base a esta edad máxima obtenida, y a las relaciones de corte observadas en terreno (cortan al pórfido dacítico fuertemente alterado y a cuarzodioritas tardías), se infiere que los diques hornblendíferos podrían representar las últimas fases de actividad magmática en el prospecto, de manera similar a los ‘lamprófidos’ de El Teniente (Stern *et al.*, 2011a). Sin embargo, para corroborar esto, se requeriría una mayor precisión de la edad de los diques y una mejor caracterización geocronológica de las diferentes unidades intrusivas presentes en la zona.

Cabe señalar, que el importante exceso de argón observado en el dique, podría estar relacionado a su cercanía y asociación a fallas inversas, por difusión y absorción de Ar externo desde fluidos que circulan a través de éstas (Brewer, 1969; Kurtz *et al.*, 1997; McBride *et al.*, 1987; Wanless *et al.*, 1969), y/o producto de la mezcla de diferentes miembros extremos de anfíbol en una misma muestra (Belluso *et al.*, 2000), debido a las heterogeneidades químicas presentes en los fenocristales de pargasita (zonación e intercrecimiento a escalas no observables al microscopio óptico).



**Figura 5.1:** Gráficos de **a)** edad plateau  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  e **b)** isócrona inversa para el dique máfico rico en hornblenda de Pared SE (muestra ARCA-4) en el Proyecto Infiernillo.





## 6. DISCUSIÓN

### 6.1 Comparación petroquímica de los diques basálticos ricos en hornblenda del Prospecto Infiernillo con rocas equivalentes de la Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes y con los ‘lamprófidos’ de El Teniente

En la presente sección se comparan las características petroquímicas de los diques basálticos ricos en hornblenda del Prospecto Infiernillo, con las de rocas equivalentes del arco volcánico moderno de la Zona Volcánica Sur (ZVS; 33–46°S) a la misma latitud. Adicionalmente, se contrastan con las de los diques máficos de olivino-hornblenda reconocidos en el área de El Teniente (Stern *et al.*, 2011a), usualmente referidos como “lamprófidos” por su alta proporción modal de fenocristales de hornblenda y escasez de fenocristales de plagioclasa (Lindgren & Bastin, 1922; Howell & Molloy, 1960; Camus, 1975; Cuadra, 1986; Stern *et al.*, 2011a).

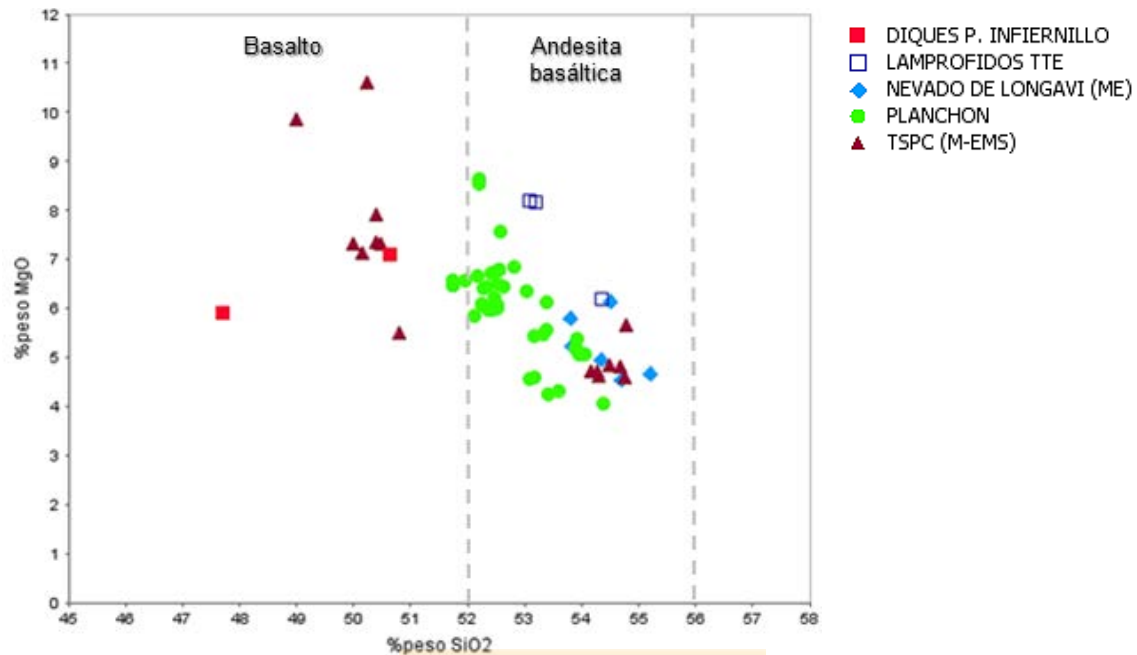
En la ZVS, existen variaciones en cuanto al carácter de los productos eruptivos (López Escobar, 1984 en Hickey-Vargas *et al.*, 2016), que definen diferentes trends geoquímicos a lo largo del arco (Tormey *et al.*, 1991). Es importante notar que existe una ausencia de composiciones basálticas primarias derivadas del manto (Tormey *et al.*, 1991; Hickey-Vargas *et al.*, 2016), y que a pesar de que varios centros volcánicos han sido caracterizados como basálticos, los basaltos ‘verdaderos’ (<52% SiO<sub>2</sub>) son escasos (Hickey-Vargas *et al.*, 2016), encontrándose principalmente hacia el sur de los 37°S, en los estratovolcanes entre el Antuco (38°S) y el Osorno (41°S). Hacia el norte del Volcán Antuco, en el segmento Transicional de la ZVS (TSVZ; 34,5 – 37°S; Tormey *et al.*, 1991), donde se enmarca el área de estudio, los basaltos son escasos, dominando las andesitas basálticas, andesitas y dacitas, y en los volcanes de más al norte (NSVZ; 33 – 34,5°S; Hildreth & Moorbath, 1988), se encuentran totalmente ausentes (Hickey-Vargas *et al.*, 2016). El centro eruptivo más septentrional donde se han reconocido litologías basálticas, corresponde al complejo volcánico Planchón-Peteroa (35°15’S) (Tormey *et al.*, 1988, 1991; Hickey-Vargas *et al.*, 2016), ubicado ligeramente al sur del área de estudio.

También cabe mencionar, que a diferencia de los diques basálticos ricos en hornblenda presentes en el Prospecto Infiernillo, los escasos productos basálticos reconocidos en la ZVS contienen típicamente una paragénesis ígnea dominada por plagioclasa, olivino y piroxenos (en proporciones

variables), sin presencia de minerales hidratados. En particular, en los volcanes de la TSVZ, estos minerales hidratados como hornblenda y biotita no constituyen una fase común, y en caso de aparecer, se encuentran restringidas a composiciones dacíticas y riolíticas (contenidos de  $\text{SiO}_2 > 57-59\%$ ), como ocurre en el Volcán Quizapu del complejo volcánico Descabezado Grande–Quizapu–Azul (Hildreth & Drake, 1992), en el complejo Tatara–San Pedro (Singer *et al.*, 1997; Dungan *et al.*, 2001) y en el Volcán Nevado de Longaví. Este último constituye la única excepción en la TSVZ de magmas máficos con fenocristales de anfíbol, que aparecen como enclaves andesítico-basálticos en rocas dacíticas con señal adakítica (Selles *et al.*, 2004; Rodríguez *et al.*, 2007).

En la Figura 6.1 se observa que los diques basálticos de Infiernillo presentan composiciones de MgO comparables (ARCA-5) o levemente inferiores (ARCA-4) a las de los basaltos más primitivos reconocidos en la TSVZ ( $>6\%$  MgO), en los complejos volcánicos Tatara-San Pedro y Planchón-Peteroa, a pesar de no presentar olivino en su mineralogía, y solo escaso piroxeno (dique ARCA-5). El menor contenido de MgO del dique ARCA-4, está dado por la total ausencia de estos minerales. Cabe destacar también, que el bajo contenido de  $\text{SiO}_2$  del dique ARCA-4 en comparación con el rango general de los basaltos y andesitas basálticas ploteadas de la TSVZ, probablemente refleja su alta proporción modal de fenocristales de hornblenda, que al tener una menor concentración relativa de sílice, disminuye el contenido total de sílice de la roca.

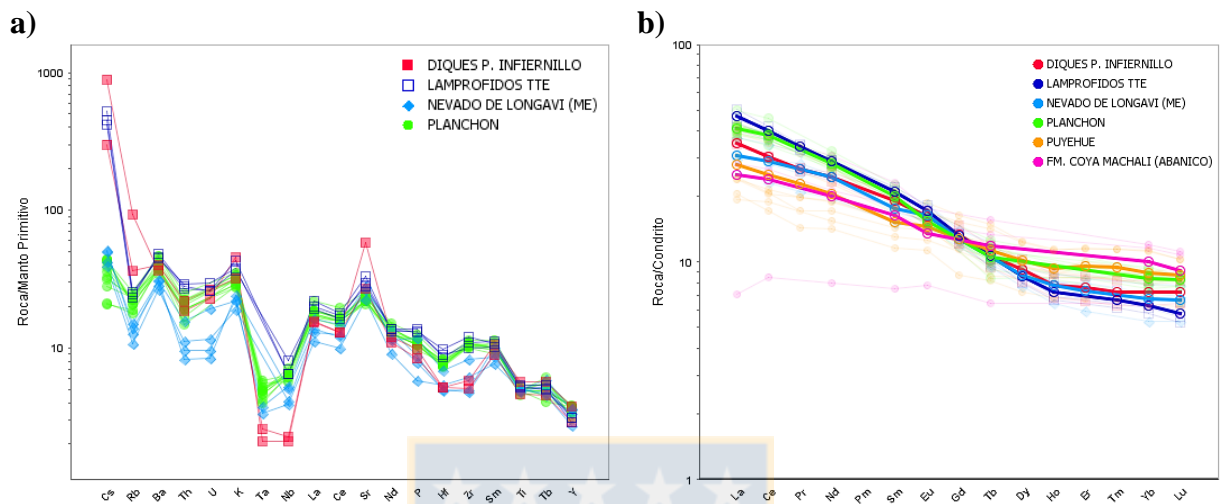
En el diagrama multielemental (Figura 6.2 a) se observa un enriquecimiento en LILE tales como Cs, Rb y K de los diques hornblendíferos en relación a la composición de basaltos representativos del Volcán Planchón y de enclaves andesítico-basálticos del Volcán Nevado de Longaví (NLV), el que también se reconoce en los lamprófidos máficos de El Teniente. Sin embargo, a diferencia de los lamprófidos, es probable que gran parte de este enriquecimiento en los diques de Infiernillo, sea secundario, por efecto de las alteraciones mencionadas en secciones anteriores. También destacan las anomalías negativas de HFSE de los diques hornblendíferos, en especial de Nb y Ta, fuertemente marcadas, en comparación con las otras litologías máficas, lo que es seguramente reflejo de su naturaleza poco evolucionada. Los mayores contenidos de Sr, y por ende, mayores razones Sr/Y (Figura 6.3, c y d) que se observan en los diques hornblendíferos de Infiernillo, lamprófidos y en un enclave máfico del NLV, reflejan en gran medida, el limitado fraccionamiento de plagioclasa en la génesis de estas rocas, debido a los contenidos inusualmente altos de agua en los magmas parentales, que suprimen significativamente la cristalización de este mineral.



**Figura 6.1:** Diagrama de MgO versus SiO<sub>2</sub> para las rocas basálticas (<52% SiO<sub>2</sub>) y andesítica-basálticas (52-56% SiO<sub>2</sub>) en discusión. Se plotean muestras representativas de los diques hornblendíferos del Prospecto Infiernillo (ARCA-4 y ARCA-5), lamprófidos de El Teniente, enclaves máficos (ME) del Volcán Nevado de Longaví y lavas de los complejos volcánicos Planchón-Peteroa y Tatara-San Pedro (TSPC, M-EMS). Datos del Anexo 3 y de Stern *et al.* (2011a), Rodríguez *et al.* (2007), Tormey *et al.* (1995) y Dungan *et al.* (2001).

En cuanto a la distribución de tierras raras (Figura 6.2 b), los patrones moderadamente inclinados de los diques de Infiernillo son muy similares a los de los enclaves máficos andesítico-basálticos del NLV, con razones La/Yb entre 6,32 – 8,33 y 5,6 – 8,8 (Figura 6.3, a y b), respectivamente, y un empobrecimiento en las MREE y HREE, reflejando una evolución afectada por el fraccionamiento de anfíbol. A su vez, los lamprófidos máficos de El Teniente también presentan patrones relativamente fraccionados, con empobrecimiento en las MREE y HREE, y mayores pendientes y razones La/Yb (9,79 – 12,89) que los diques de Infiernillo, asociadas a un mayor enriquecimiento en las LREE. En cambio, los basaltos del complejo volcánico Planchón-Peteroa, a pesar de presentar razones La/Yb moderadas (6,52 - 8,46), no exhiben mayor empobrecimiento en cuanto a las MREE y HREE, sugiriendo una evolución dominada por fraccionamiento de una asociación mineral de baja presión (e.g. plagioclasa-olivino-piroxeno), sin anfíbol. Por su parte, las lavas basálticas de la Formación Coya-Machalí (mapeada regionalmente como Formación Abanico) y del Volcán Puyehue (40,5°S; CSVZ), son ploteadas a modo de comparación, como

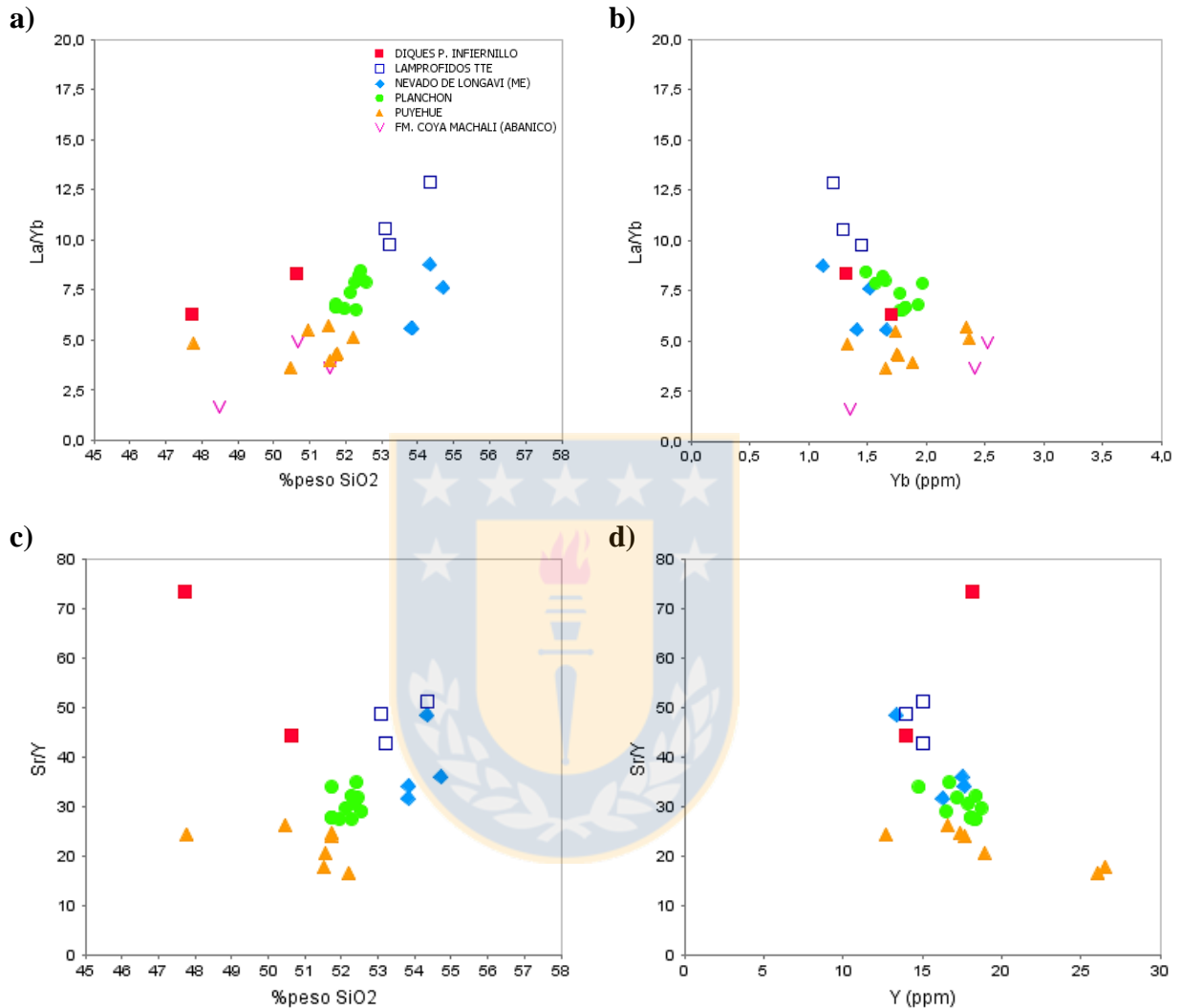
ejemplo de suites anhídras, sin influencia del fraccionamiento de anfíbol, con los patrones de REE más planos y las menores razones La/Yb (<6).



**Figura 6.2:** Diagramas **a)** multielemento normalizado al manto primitivo de Wood *et al.* (1979) y de **b)** tierras raras\* normalizadas al condrito de Boynton (1984), para comparar las composiciones de los diques máficos ricos en hornblenda (muestras ARCA-4 y ARCA-5) del Prospecto Infiernillo con los lamprófidos de El Teniente y rocas volcánicas de similar contenido en SiO<sub>2</sub> de la TSVZ. Se plotean basaltos representativos del complejo volcánico Planchón-Peteroa y enclaves andesítico-basálticos ricos en hornblenda del Volcán Nevado de Longaví. Además, se plotean basaltos del Volcán Puyehue (CSVZ) y de la Formación Abanico como ejemplos de suites anhídras, sin fraccionamiento de anfíbol, para destacar las diferencias en los patrones de tierras raras entre una litología con o sin influencia del fraccionamiento de anfíbol. Los datos utilizados son de las fuentes citadas en la Fig. 4.16 y de Tormey *et al.* (1991), Singer *et al.* (2008) y Kay *et al.* (2005). \*Para una mejor visualización, en el diagrama de tierras raras se utilizó el promedio estadístico de los patrones obtenidos por cada unidad o centro volcánico.

Los diques basálticos del Prospecto Infiernillo y los enclaves andesítico-basálticos del NLV, constituyen los únicos casos conocidos en la TSVZ de magmas máficos con presencia de fenocristales de hornblenda, lo que en conjunto con sus características petrológicas (relativamente altas razones Sr/Y y patrones de REE con empobrecimiento en las MREE y HREE), indican una evolución magmática dominada por el fraccionamiento de hornblenda (a expensas de plagioclasa), y posiblemente granate en el caso del NLV (Rodríguez *et al.*, 2007), a partir de magmas parentales primitivos excepcionalmente ricos en agua. Estas características también son observadas en los lamprófidos máficos de olivino-hornblenda de El Teniente. Sin embargo, los orígenes y fuentes de los altos flujos de fluidos involucrados en la generación local de estos magmas inusualmente hidratados en las distintas épocas y secciones del arco Andino, son presumiblemente diferentes. En el NLV, los altos flujos de agua se correlacionan a la ubicación de este volcán sobre la Zona de

Fractura Mocha, resultando en la ocurrencia única de magmas adakíticos en el arco Andino Cuaternario de la SVZ (Selles *et al.*, 2004; Rodríguez *et al.*, 2007).



**Figura 6.3:** Diagramas de distribución **a)** La/Yb versus %pesoSiO<sub>2</sub>; **b)** La/Yb versus Yb; **c)** Sr/Y versus %pesoSiO<sub>2</sub> y **d)** Sr/Y versus Y para los diques hornblendíferos del Prospecto Infiernillo, comparados con los lamprófidos máficos de olivino-hornblenda de El Teniente y las rocas volcánicas de los centros eruptivos Planchón-Peteroa y Nevado de Longaví, de la TSVZ. Se plotean las mismas muestras que en la Fig. 4.17, al igual que los basaltos del Volcán Puyehue (CSVZ) y de la Formación Abanico como ejemplos de suites anhidras, sin fraccionamiento de anfíbol. Los datos utilizados son de las fuentes citadas en la Fig. 4.17.

En cambio, para la zona de El Teniente, y Chile central en general, se postula un aumento progresivo de la hidratación del manto durante el Mioceno-Plioceno, principalmente por incorporación de corteza continental asociada a un aumento en las tasas de erosión por subducción

(Stern, 1989; Stern & Skewes, 1995, 2005; Stern *et al.*, 2011a). Esto último, también podría ser un factor involucrado en la generación del magmatismo hidratado en la zona de Infiernillo, en el extremo meridional de la Franja del Mio-Plioceno, aunque se requerirían estudios isotópicos detallados para ahondar en estos procesos.

## 6.2 Petrogénesis y geocronología del Prospecto Infiernillo

La mineralogía primaria de los diques hornblendíferos del Prospecto Infiernillo, conformada esencialmente por megafenocristales de anfíboles cálcicos del tipo pargasita (bajo Si y Ti, alto Ca, Al y Mg), plagioclasas ricas en anortita (An<sub>82</sub>, bitownita) y cantidades menores de clinopiroxeno (Wo<sub>50</sub> a Wo<sub>45</sub>; solo presente en el dique ARCA-5), sugiere un bajo grado de diferenciación para estas rocas. Esto es apoyado por sus características geoquímicas, tales como los bajos contenidos de SiO<sub>2</sub> (~48 a ~51%<sub>peso</sub>), contenidos intermedios a altos de MgO (5,9 a 7,1%<sub>peso</sub>) y los muy altos contenidos de V y Sc, al igual que la abundancia relativa y razones de ciertos elementos incompatibles que confirman su composición basáltica (e.j. Zr/Ti; ver Figura 4.6 a y b), y además, permiten dilucidar una afinidad calcoalcalina de arco volcánico (ver Figura 4.6 c y d). Un aspecto contrastante de su signatura química, son las bajas concentraciones de Cr y Ni, en especial en el dique ARCA-4, que no concuerdan con estas composiciones relativamente primitivas, y podrían explicarse por el bajo y nulo contenido modal de piroxenos y olivino, respectivamente.

La asociación modal rica en fenocristales de hornblenda, en donde la plagioclasa ocurre mayormente como microfenocristales o microlitos en la masa fundamental, constituye una evidencia mineralógica clara de los altos contenidos de agua en los magmas máficos parentales. Si bien no se pudieron realizar estimaciones directas de las condiciones de presión y contenidos de H<sub>2</sub>O de los diques hornblendíferos, estudios experimentales indican que en fundidos basálticos a andesítico-basálticos, la estabilización de anfíbol requiere contenidos de 5-6%<sub>peso</sub> H<sub>2</sub>O a presiones entre 200 y 400 MPa (Sisson & Grove, 1993; Moore & Carmichael, 1998; Pichavant *et al.*, 2002; Barclay & Carmichael, 2004). Los altos contenidos de H<sub>2</sub>O de los magmas parentales, favorecerían la cristalización temprana y prolífica de anfíbol, disminuyendo y retardando la de plagioclasa. Esta secuencia de cristalización concuerda con las texturas observadas en los diques, que exhiben grandes fenocristales euhedrales de pargasita, con menor proporción de fenocristales de plagioclasa, generalmente de menor tamaño. A su vez, la composición de las pargasitas, con alto

Al y #Mg, también indica que son una fase temprana en la secuencia de cristalización, donde los anfíboles más magnésicos (#Mg ~0,87) podrían haber cristalizado de magmas máficos con contenidos de hasta 9%<sub>peso</sub> H<sub>2</sub>O (Grove *et al.*, 2005). Su coexistencia con plagioclasas cálcicas ricas en anortita (principalmente en la masa fundamental), avala una génesis a partir de fundidos máficos calcoalcalinos inusualmente ricos en agua (Feig *et al.*, 2006; Martin, 2007; Rodríguez *et al.*, 2007).

La cristalización de hornblenda a expensas de plagioclasa, igualmente se correlaciona a condiciones de alta presión, del orden de 0,6 – 1,2 GPa (Loucks, 2014), comparables con las encontradas a nivel de la corteza inferior en la TSVZ (1,2 GPa; Hickey-Vargas *et al.*, 2016), e incluso mayores, de hasta 2 GPa (~60 km de profundidad), considerando el campo de estabilidad de la anfíbola (Allen & Boettcher, 1983 en Davidson *et al.*, 2007). De esta forma, se requerirían tanto altos contenidos de H<sub>2</sub>O, como presiones suficientemente elevadas, para estabilizar hornblenda y suprimir significativamente la cristalización de plagioclasa, y obtener así, la asociación mineral característica de los diques de Infiernillo.

La signatura geoquímica de los diques, caracterizada por relativamente altas razones Sr/Y (73,41 – 44,14), ausencia de anomalías de Eu y moderadas razones La/Yb (6,32 – 8,33), es coherente con las características petrográficas descritas anteriormente. Las altas concentraciones de Sr, y en consecuencia, altas razones Sr/Y, especialmente en el dique ARCA-4, sumado a la ausencia de anomalías negativas de Eu, reflejan la limitada participación de plagioclasa en la génesis de estas rocas. Por otro lado, el patrón de REE moderadamente fraccionado con forma ‘lítica’ y bajas razones (Dy/Yb)<sub>n</sub> ~1,0 – 1,5, denota la influencia del fraccionamiento de pargasita, que posee un alto coeficiente de partición para las MREE (Hilyard *et al.*, 2000).

Las texturas de desequilibrio observadas en los fenocristales, zonación, reemplazos de origen deutérico y microenclaves, evidencian diferentes procesos ocurridos durante el ascenso de los magmas. Los bordes oxidados (de opacos) en los fenocristales de pargasita y menos frecuente reabsorción, reflejan una descompresión-desgasificación producto del ascenso magmático, probablemente de manera no tan abrupta, al presentarse estos bordes de óxidos bien desarrollados (Hildreth & Drake, 1992). Las pargasitas muestran importantes variaciones composicionales que son más complejas que una simple zonación concéntrica de centro a borde, generalmente no detectables a escala de microscopio óptico, y que se traducen en heterogeneidades químicas. A

estas zonaciones “en parche” (esencialmente de actinolita) se les atribuye un origen deutérico, producto de la reacción entre las pargasitas primarias y fluidos acuosos exsueles desde el magma durante las etapas tardías de su descompresión-desgasificación (Martin, 2007). La biotitización observada en los diques, también es atribuida a este proceso. El reemplazo por anfíbol secundario es observado solamente en el dique ARCA-4, mientras que la biotitización se encuentra afectando a ambos, con mayor intensidad a ARCA-4, y explicaría los altos contenidos de K, Rb y Cs encontrados en esta roca y en su borde enfriado (ARCA-4/B), y la intensa lixiviación de Ca en este último. Es importante destacar, que el origen deutérico de estas alteraciones o autometasomatismo, es postulado debido a que el emplazamiento de los diques es tardío respecto a los eventos principales de alteración del sistema porfídico, y además, por su carácter local, esencialmente restringidas a los propios diques. Por otro lado, la presencia de microenclaves o “clots” dioríticos (plagioclasa+magnesio-hornblenda+cuarzo) en el dique ARCA-5, sumado al desarrollo de texturas *sieve* en plagioclasas, sugiere un proceso de mezcla de magmas con un fundido más evolucionado, probablemente parcialmente solidificado, a niveles corticales someros, durante las últimas etapas de su evolución.

La estrecha asociación espacial de los diques con fallas NW-SE reconocidas regionalmente, que se observan ampliamente en el proyecto, y su orientación afín (NS a N20°W), sugiere un fuerte control estructural en el ascenso magmático, permitiendo la llegada de estos magmas basálticos casi prístinos a la superficie, en un contexto tectónico compresivo.

Las edades Ar/Ar obtenidas en cristales de pargasita del dique ARCA-4, mostraron el efecto de un exceso de argón, fenómeno que arroja edades más viejas que las de la roca. Así, la edad plateau de  $9,42 \pm 1,17$  Ma, se interpreta como la estimación más confiable de la edad máxima de la roca. Esta coincide con el inicio de un importante episodio de deformación compresiva y de emplazamiento de intrusivos a escala regional en la Cordillera Principal de Chile central (Kurtz *et al.*, 1997; Piquer *et al.*, 2010), y en términos generales, con la edad del sistema magmático-hidrotermal del Prospecto Infiernillo ( $8,29 \pm 0,02$  Ma; Re-Os en molibdenita; Vale Exploraciones Chile, 2017). En base a esta edad máxima, y a las relaciones de contacto observadas en terreno (cortan al pórfido dacítico fuertemente alterado y a cuarzodioritas tardías), se infiere que los diques hornblendíferos podrían representar las últimas fases de actividad magmática en el prospecto, de manera similar a los ‘lamprófidos’ en El Teniente (Stern *et al.*, 2011a). Sin embargo, para tener certeza de aquello, se



requeriría una mayor precisión de la edad de los diques y una mejor caracterización geocronológica de las diferentes unidades intrusivas presentes en la zona.

En cuanto a la petrogénesis de estas rocas, las evidencias petrográficas y petrológicas descritas previamente, sugieren un origen a partir de magmas máficos primitivos excepcionalmente hidratados, derivados del manto, que habrían evolucionado en primera instancia por fraccionamiento de pargasita (>>plagioclasa, clinopiroxeno) a relativamente altas presiones en la corteza inferior, seguido por un episodio de descompresión-desgasificación producto de su ascenso a través de la corteza medianamente engrosada bajo este segmento de Chile central (~50-55 km; Kay *et al.*, 2005). La intrusión hacia niveles corticales someros podría haber sido facilitado por las estructuras de dirección NW, donde los magmas finalmente cristalizan, para dar lugar a la serie de diques máficos observados en el Prospecto Infiernillo, de composición basáltica, probablemente cercana a la del magma parental. Las diferencias petrográficas y geoquímicas (principalmente en cuanto a elementos minoritarios y traza) entre los dos diques estudiados (ARCA-4 y ARCA-5), en general sutiles, son atribuidas a distintos procesos ocurridos en el transcurso de su evolución, tal como el evento de mezcla de magmas postulado para el dique ARCA-5.

Referente a las otras unidades intrusivas reconocidas en el área de estudio, estas presentan composiciones más evolucionadas, a excepción de un pequeño cuerpo gábrico fuertemente alterado (muestra ARCA-22), y corresponden en su mayoría a dioritas y cuarzodioritas, granodioritas, pórfido dacítico y algunos diques dacíticos. Todas las litologías estudiadas presentan afinidades de arco volcánico calcoalcalino con bajos contenidos de HFSE (ej. Nb, Ta, Ti) y enriquecimiento en LILE (ej. K, Rb, Cs, Ba) y dos unidades exhiben una leve señal geoquímica adakítica: la granodiorita de anfíbol (muestra ARCA-6), que se encuentra ampliamente distribuida en el prospecto y se correlaciona con la granodiorita definida por Piquer *et al.*, 2010, y un intrusivo cuarzodiorítico (muestra ARCA-1) que aflora en el sector sureste como una pequeña apófisis intruyendo a lavas de la Formación Abanico. Las características petrológicas de estos dos intrusivos, indican una evolución dominada por el fraccionamiento de anfíbol (relativamente altas razones La/Yb y Sr/Y) y una asociación a magmas hidratados y oxidados (ausencia de anomalías de Eu). Ninguna de las otras litologías estudiadas presenta firmas geoquímicas adakíticas, y sus bajos grados de alteración, pese a encontrarse algunas en el centro del sistema hidrotermal, sugieren una naturaleza tardía (respecto a los eventos principales de alteración-mineralización), a excepción

de la cuarzodiorita de biotitas alargadas (muestra ARCA-13) de la unidad “mixta”, y el gabro de olivino y clinopiroxeno (muestra ARCA-22), que presentan alteraciones tempranas. Este último, sobresale notoriamente con respecto a la tendencia de las rocas del prospecto, tanto en su mineralogía, alteración y composición química, la cual refleja un trend de evolución dominada por el fraccionamiento de una asociación mineral anhidra (olivino, piroxeno, titanomagnetita y fases accesorias), a diferencia de la mayoría de las unidades del prospecto, en las que existe un control dado por el fraccionamiento de anfíbol. Esto sugiere que posiblemente se haya originado en un período o contexto tectónico diferente. Por otro lado, la similitud de los patrones de tierras raras y elementos incompatibles entre algunas unidades dioríticas (ej. microdioritas del Sector Campamento) y los diques máficos ricos en hornblenda, sugiere una posible relación genética, en la que las dioritas se habrían generado por diferenciación de magmas máficos similares a los de los diques.

Finalmente, las similitudes petrográficas y petrológicas de los diques máficos de Infiernillo con los ‘lamprófidos’ de olivino-hornblenda de El Teniente, avalan la ocurrencia de un importante episodio de hidratación del manto bajo el segmento del arco Andino a la latitud de Chile central (Stern *et al.*, 2011a), durante el Mioceno tardío-Plioceno, como lo sugieren la edad de estos diques. La evolución hacia un magmatismo progresivamente más hidratado en el manto, en conjunto con la cristalización de anfíbol en la corteza profunda a partir de estos fundidos basálticos hidratados, podrían haber jugado un rol crucial en la generación de los magmas más evolucionados de los pórfidos con características geoquímicas adakíticas, y ricos en agua y volátiles, capaces de transportar metales hacia la corteza superior (Castillo, 2006; Davidson *et al.*, 2007). De esta forma, a pesar de no ser el único factor involucrado en la generación de los grandes depósitos porfídicos de cobre, un magmatismo excepcionalmente rico en agua es un componente clave, el cual se ve reflejado en la cristalización temprana y prolífica de hornblenda, como ocurre en los diques máficos presentes en el Prospecto Infiernillo. Cabe destacar, además, que los diques estudiados constituyen una excepción notable en la TSVZ, junto con los productos Holocenos (enclaves andesítico-basálticos y xenolitos) del Volcán Nevado de Longaví (NLV), de litologías máficas con una mineralogía rica en hornblenda, y con una evolución dominada por el fraccionamiento de este mineral a partir de magmas parentales muy hidratados. Sin embargo, en el NLV, la ocurrencia localizada de estos magmas se asocia a la ubicación del volcán sobre la Zona de Fractura Mocha (Selles *et al.*, 2004; Rodríguez *et al.*, 2007). En el resto de los centros volcánicos de la TSVZ,

incluso a la misma latitud que el área de estudio, como en el complejo volcánico Planchón-Peteroa, los escasos basaltos que aparecen contienen típicamente una asociación mineral anhidra de plagioclasa+olivino+piroxeno+óxidos de Fe (en proporciones variables), que refleja una evolución a bajas presiones, sin fraccionamiento de anfíbol. Tales diferencias, sugerirían variaciones importantes en las condiciones del magmatismo entre el Mioceno tardío y el Cuaternario en los Andes de Chile central.



## 7. CONCLUSIONES

El estudio petrológico de las rocas intrusivas y de los diques máficos ricos en hornblenda del Prospecto Infiernillo, representó una oportunidad para contribuir con la caracterización y comprensión de la génesis de las rocas ígneas en el segmento de los Andes de Chile central, al sur de El Teniente. En particular, en esta investigación se pudo evidenciar las implicancias que tiene la ocurrencia de litologías ricas en fenocristales de anfíbol en una sección del arco Andino moderno (TSVZ) donde los minerales hidratados como anfíbol y biotita, no constituyen una fase común. En base a los antecedentes expuestos en este trabajo, es posible concluir lo siguiente:

### 7.1 Petrografía

Las unidades ígneas intrusivas del área de estudio corresponden en su mayoría a dioritas y cuarzodioritas de anfíbol y/o biotita. Las fases más diferenciadas se encuentran representadas por una granodiorita de anfíbol, que es el cuerpo intrusivo de mayor dimensión en el prospecto, y un pórfido dacítico fuertemente alterado, además de algunos cuerpos granodioríticos y diques dacíticos de menores dimensiones. Se distingue también, un gabro de olivino y clinopiroxeno, que destaca en cuanto a su mineralogía anhidra.

Los diques máficos ricos en hornblenda se clasifican como basaltos de hornblenda (Streckeisen, 1976) de acuerdo a su mineralogía primaria rica en fenocristales de anfíbol del tipo pargasita (con alto Al y Mg), en donde la plagioclasa ocurre mayormente como microfenocristales o microlitos en la masa fundamental. Esto constituye una evidencia mineralógica clara del carácter hidratado de los magmas máficos parentales. Los diques se encuentran dispuestos en direcciones NS a N23°W, con manteos subverticales, asociados espacialmente a fallas NW-SE ampliamente reconocidas en el prospecto, que coinciden con la dirección de importantes estructuras de escala regional descritas más al norte, en los distritos de El Teniente y Río Blanco-Los Bronces. Cortan a un pórfido dacítico con fuerte alteración fílica, a dioritas tardías y a rocas volcánicas de la Formación Abanico.

## 7.2 Geoquímica

Con respecto a la caracterización petrológica, es posible señalar que todas las unidades ígneas analizadas presentan afinidades de arco volcánico calcoalcalino, con altas razones LILE/HFSE. Dos de estas litologías, una granodiorita de anfíbol (muestra ARCA-6) y una cuarzdiorita de anfíbol (muestra ARCA-1), clasificadas petrológicamente como calcoalcalinas, metaluminosas, y de alto a medio K, respectivamente, exhiben una leve señal geoquímica adakítica, reflejada en sus mayores razones La/Yb y Sr/Y, que sugieren la influencia del fraccionamiento de anfíbol en la generación de los magmas.

Por su parte, las características geoquímicas de los diques, tales como los bajos contenidos de SiO<sub>2</sub> (~48 - 51%), contenidos intermedios a altos de MgO (5,9 - 7,1%) y los muy altos contenidos de V y Sc, avalan su composición basáltica relativamente primitiva. Tanto las altas razones Sr/Y (73,41 - 44,14), debido principalmente a las altas concentraciones de Sr, como la ausencia de anomalías negativas de Eu, son consistentes con la limitada participación de plagioclasa en la génesis de estas rocas, reflejo de la naturaleza altamente hidratada de los magmas parentales que favorece la cristalización de anfíbol (pargasita) a expensas de plagioclasa en los estadios tempranos de su evolución. El fraccionamiento de pargasita en la corteza profunda, explicaría los patrones de REE moderadamente inclinados de los diques, con forma 'lístrica', dada por una leve tendencia cóncava hacia arriba entre las MREE-HREE (bajas razones Dy/Yb ~1,0 - 1,5).

Las similitudes en cuanto a los contenidos de tierras raras y elementos incompatibles entre algunas unidades dioríticas y los diques máficos ricos en hornblenda, sugieren una posible relación genética, en la que las dioritas se habrían generado por diferenciación de magmas máficos similares a los de los diques.

## 7.3 Geocronología

La datación Ar-Ar realizada en cristales de pargasita del dique ARCA-4, del sector sureste del prospecto, arrojó edades con exceso de argón, por lo que la edad plateau de  $9,42 \pm 1,17$  Ma se interpreta como la estimación más confiable de la edad máxima de la roca. Esta coincide con el inicio de un importante episodio de deformación compresiva y de emplazamiento de intrusivos a escala regional en la Cordillera Principal de Chile central y, en términos generales, con la edad del

sistema magmático-hidrotermal del Prospecto Infiernillo ( $8,29 \pm 0,02$  Ma; Re-Os en molibdenita; Vale Exploraciones Chile, 2017).

#### 7.4 Finales

Al integrar todos los antecedentes petrográficos y petrológicos, se concluye que los diques basálticos ricos en hornblenda del Prospecto Infiernillo, se habrían generado a partir de magmas máficos inusualmente ricos en agua derivados del manto, a relativamente altas presiones en la corteza inferior, sin sufrir mayor grado de diferenciación en el transcurso de su evolución. De manera similar a los ‘lamprófidos’ de El Teniente, reflejan la ocurrencia de un magmatismo excepcionalmente hidratado en el manto bajo este segmento de Chile central durante el Mioceno tardío-Plioceno, que podría haber jugado un rol crucial en la generación de los magmas más evolucionados de los pórfidos, ricos en agua y volátiles, capaces de transportar metales hacia la corteza superior.



## 8. REFERENCIAS

- Acocella, V., Gioncada, A., Omarini, R., Riller, U., Mazzuoli, R., & Vezzoli, L. 2011. Tectonomagmatic characteristics of the back-arc portion of the Calama–Olacapato–El Toro Fault Zone, Central Andes. *Tectonics*, 30(3).
- Aguirre, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín 9.
- Allen, J. C., & Boettcher, A. L. 1983. The stability of amphibole in andesite and basalt at high pressures. *American Mineralogist*, 68(3-4), 307-314.
- Arcos, R. 1987. Geología del cuadrángulo Termas del Flaco, provincia de Colchagua, VI región, Chile. Memoria de Título (inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica.
- Barclay, J., & Carmichael, I. S. E. 2004. A hornblende basalt from western Mexico: water-saturated phase relations constrain a pressure–temperature window of eruptibility. *Journal of Petrology*, 45(3), 485-506.
- Barton, M.D., & Young, S. 2002. Non-pegmatitic deposits of beryllium: mineralogy, geology, phase equilibria and origin in E.S. Grew, ed., Beryllium: Mineralogy, Petrology and Geochemistry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 50, 591-691.
- Belluso, E., Ruffini, R., Schaller, M., & Villa, I. M. 2000. Electron-microscope and Ar isotope characterization of chemically heterogeneous amphiboles from the Palala Shear Zone, Limpopo Belt, South Africa. *European Journal of Mineralogy Mineral*, 12(ii), 45–62.
- Bertens, A., Deckart, K. & González, A. 2003. Geocronología U-Pb, Re-Os y 40Ar/39Ar del pórfido Cu-Mo Los Pelambres, Chile central. *10º Congreso Geológico Chileno*, Concepción.
- Bottazzi, P., Tiepolo, M., Vannucci, R., Zanetti, A., Brumm, R., Foley, S. F., & Oberti, R. 1999. Distinct site preferences for heavy and light REE in amphibole and the prediction of Amph/L D REE. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137(1-2), 36-45.
- Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies (*Henderson, P. ed*). Rare-Earth Elements Geochemistry. Elsevier. Amsterdam, p. 63-114.
- Brewer, M. S. 1969. Excess radiogenic argon in metamorphic micas from the eastern ALPS, Austria. *Earth and Planetary Science Letters*, 6(5), 321–331.
- Cabanis, B., & Lecolle, M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *Compte Rendus de l'Academie des Sciences*, Vol. 2, p. 2023-2029.
- Camus, F. 1975. Geology of the El Teniente ore body with emphasis on wallrock alteration. *Economic Geology*, 70, 1341–1372.
- Camus, F. 2002. The Andean porphyry systems. In *Giant Ore Deposits: Characteristics, Genesis and Exploration* (Cooke, D. R. & Pongratz, J. eds). CODES, Australia, Special Publication, 4, 5–21.

- Camus, F. 2003. *Geología de los sistemas porfídicos en los Andes de Chile*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Castillo, P. R. 2006. An overview of adakite petrogenesis. *Chinese science bulletin*, 51(3), 257-268.
- Cembrano, J., & Lara, L. E. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics* 471, 96–123.
- Charrier, R. 1981. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Central Argentinian–Chilean Andes (32°–35°S) and chronology of their tectonic evolution. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Stuttgart, Part I*, 1(3), 344–355.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., ... & Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 117-139.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J. J., Iturra, N., ... & Wyss, A. R. 2005. The Abanico extensional basin: regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, 236(1-2), 43-77.
- Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J. J., Swisher III, C. C., Norell, M. A., Zapatta, F., ... & Novacek, M. J. 1996. New evidence for late Mesozoic-early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35°S), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(5-6), 393-422.
- Charrier, R., Wyss, A. R., Flynn, J. J., Swisher III, C. C., Spichiger, S., & Zapatta, F. 1994. Nuevos antecedentes estratigráficos y estructurales para las Formaciones Coya-Machalí y Abanico, entre 33°50' y 35°S, Cordillera Principal Chilena. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 7, pp. 1316-1319).
- Chernicoff, C. J., Richards, J. P., & Zappettini, E. O. 2002. Crustal lineament control on magmatism and mineralization in northwestern Argentina: geological, geophysical, and remote sensing evidence. *Ore Geology Reviews*, 21(3-4), 127-155.
- Cornejo, P., Tosdal, R. M., Mpodozis, C., Tomlinson, A. J., Rivera, O., & Fanning, C. M. 1997. El Salvador, Chile porphyry copper deposit revisited: Geologic and geochronologic framework. *International Geology Review*, 39(1), 22-54.
- Covacevich, V., Varela, J. & Vergara, M. 1976. Estratigrafía y sedimentación de la Formación Baños del Flaco al sur del río Tinguiririca, Cordillera de los Andes, provincia de Curicó, Chile. *Proceedings 1st Congreso Geológico Chileno, Santiago, 1*, A191–A211.
- Cox, KG., Bell, J.D., & Winchester, JW. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen and Unwin, London.
- Cuadra, P. 1986. Geocronología K-Ar del yacimiento El Teniente y áreas adyacentes. *Revista Geológica de Chile*, 27, 3–26.



- Dalpé, C. & Baker, D. R. 2000. Experimental investigation of large-ion-lithophile-element-, high-field-strength-element- and rare-earth-element-partitioning between calcic amphibole and basaltic melt: the effects of pressure and oxygen fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 233-250.
- Davidson, J. 1971. Tectónica y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de las nacientes del Teno, Curicó, Chile. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., & Dosseto, A. 2007. Amphibole “sponge” in arc crust? *Geology*, 35(9), 787–790.
- Davidson, J. & Mpodozis, C. 1991. Regional geologic setting of epithermal gold deposits, Chile. *Economic Geology*, 86, 1174–1186.
- Davidson, J. & Vicente, J. C. 1973. Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina) (Cordillera Principal, 35° a 35°15' latitud sur). In *Congreso Geológico Argentino* (No. 5, pp. 11-55).
- Deckart, K., Clark, A. H., Aguilar, C., Vargas, R., Serrano, L. & Ortega, H. 2003. Geochronology of the Río Blanco porphyry Cu (-Mo) deposit, Principal Cordillera, central Chile (33°08'S). *10° Congreso Geológico Chileno*, Concepción.
- Díaz, D. 2007. Arquitectura de la cuenca de Abanico-Farellones entre las latitudes 34-35°S: estudio magnetotélúrico en transectas sobre los ríos Teno y Cachapoal. Tesis de Magíster en Ciencias mención Geofísica (Inédito), Departamento de Geofísica, Universidad de Chile: 130 p.
- Drake, R. 1976. Chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the Central Chilean Andes-latitudes 35°30' to 36°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(1), 265–284.
- Drake, R. E., Charrier, R., Thiele, R., Munizaga, F., Padilla, H., & Vergara, M. 1982. Distribución y edades K-Ar de volcanitas post-Neocomianas en la Cordillera Principal entre 32 y 36°S: implicaciones estratigráficas y tectónicas para el Meso-Cenozoico de Chile Central. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 3, pp. 42-78.
- Dungan, M. A., Wulff, A., & Thompson, R. 2001. Eruptive stratigraphy of the Tatara–San Pedro complex, 36°S, Southern Volcanic Zone, Chilean Andes: reconstruction method and implications for magma evolution at long-lived arc volcanic centers. *Journal of Petrology*, 42(3), 555-626.
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., ... & Comte, D. 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33–35°S). *Tectonics*, 27(1).
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., ... & Fock, A. 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3).
- Feig, S. T., Koepke, J., & Snow, J. E. 2006. Effect of water on tholeiitic basalt phase equilibria: An experimental study under oxidizing conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(5), 611–638.

- Fock, A., Charrier, R., Farías, M., Maksaev, V., Fanning, M., & Álvarez, P. 2005. Exhumation and uplift of the western Main Cordillera between 33° and 34°S. In *Proceedings of International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, No. 6, pp. 273-276.
- Fock, A., Charrier, R., Maksaev, V., & Farias, M. 2006. Neogene exhumation and uplift of the Andean Main Cordillera from apatite fission tracks between 33°30' and 34°S. In *Backbone of the Americas-Patagonia to Alaska. Geological Society of America Meeting* (Vol. 102).
- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., & Féraud, G. 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones 40Ar/39Ar. *Revista Geológica de Chile*, 29(2), 207-225.
- Godoy, E. 1991. El Corrimiento del Fierro reemplaza a la discordancia intrasenoniana en el río Cachapoal, Chile central. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 6, pp. 635-639).
- Godoy, E., & Lara, L. 1994. Segmentación estructural andina a los 33-34°S: nuevos datos en la Cordillera Principal. In *Congreso Geológico Chileno* (No. 7, pp. 1344-1348).
- Godoy, E., Yáñez, G., & Vera, E. 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, 306(2), 217-236.
- González, O. & Vergara, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S. Instituto de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Publicación 24.
- Grove, T. L., Baker, M. B., Price, R. C., Parman, S. W., Elkins-Tanton, L. T., Chatterjee, N., & Müntener, O. 2005. Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: products of fractional crystallization of H<sub>2</sub>O-rich mantle melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(5), 542-565.
- Hickey-Vargas, R., Holbik, S., Tormey, D., Frey, F. A., & Roa, H. M. 2016. Basaltic rocks from the Andean Southern Volcanic Zone: insights from the comparison of along-strike and small-scale geochemical variations and their sources. *Lithos*, 258, 115-132.
- Hildreth, W., & Drake, R. E. 1992. Volcano Quizapu, Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology*, 54, 93-125.
- Hildreth, W., & Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(4), 455-489.
- Hilyard, M., Nielsen, R. L., Beard, J. S., Patinõ-Douce, A., & Blencoe, J. 2000. Experimental determination of the partitioning behavior of rare earth and high field strength elements between pargasitic amphibole and natural silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(6), 1103-1120.
- Howell, F. H., & Molloy, J. S. 1960. Geology of the Braden orebody, Chile, South America. *Economic Geology*, 55(5), 863-905.
- Irvine, T. & Baragar, W. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.

- Karzulovic, J., Hauser, A., & Vergara, M. 1979. Edades K/Ar en rocas volcánicas e intrusivas del área de los proyectos hidroeléctricos Colbún-Machicura-Melado, Empresa Nacional de electricidad, SA, VII Región. In *Congreso Geológico Chileno* (Vol. 2).
- Kay, S. M., Godoy, E. & Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1-2), 67-88.
- Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C., & Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*, 17(4), 324-328.
- Klein, M., Stosch, H.G. & Seck, H. A. 1997. Partitioning of high field-strength and rare-earth elements between amphibole and quartz-dioritic to tonalitic melts: an experimental study. *Chemical Geology* 138, 257-271.
- Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provs. de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín 8.
- Kuno, H. 1968. Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. *Bulletin Volcanologique*, 32(1), 141-176.
- Kurtz, A.C., Kay, S. M., Charrier, R., & Farrar, E. 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34-35°S). *Revista Geológica de Chile*, 24(1), 75-90.
- La Tourrette, T. Z. L., Burnett, D. S., & Bacon, C. R. 1991. Uranium and minor-element partitioning in Fe-Ti oxides and zircon from partially melted granodiorite, Crater Lake, Oregon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(2), 457-469.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., ... & Linthout, K. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical magazine*, 61(2), 295-321.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wolley, A.R., & Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Lindgren, W. & Bastin, E. S. 1922. Geology of the Braden mine, Rancagua, Chile. *Economic Geology* 17, 75-99.
- Llambías, E. J., Kleiman, L. E., & Salvarredi, J. A. 1993. El magmatismo gondwánico. In *Geología y Recursos Naturales de Mendoza* (Ramos, V.; editor). *Congreso Geológico Argentino y 2nd Congreso de Exploración de Hidrocarburos* (No. 12, pp. 53-64).
- López-Escobar, L. 1984. Petrology and chemistry of volcanic rocks of the Southern Andes. *Andean Magmatism*, 47-71.
- Loucks, R. R. 2014. Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas. *Australian Journal of Earth Sciences*, 61(1), 5-16.

- Luhr, J. F., Carmichael, I. S., & Varekamp, J. C. 1984. The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23(1-2), 69-108.
- McBride, S. L., Clark, A. H., Farrar, E., & Archibald, D. A. 1987. Delimitation of a cryptic Eocene tectono-thermal domain in the Eastern Cordillera of the Bolivian Andes through K-Ar dating and  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  step-heating. *Journal of the Geological Society*, 144(2), 243–255.
- Maksaev, V. 2007. Metallic ore deposits. *The geology of Chile*, 180-199.
- Maksaev, V., Munizaga, F., McWilliams, M., Fanning, M., Mathur, R., Ruiz, J., & Zentilli, M. 2004. New chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U/Pb,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Re/Os and fission-track dating: implications for the evolution of a supergiant porphyry Cu-Mo deposit. *Society of Economic Geologists*, 11, 15-54.
- Maksaev, V. & Zentilli, M. 1988. Marco metalogénico regional de los megadepósitos de tipo pórfido cuprífero del Norte Grande de Chile. *5° Congreso Geológico Chileno*, Santiago, Chile, 1, B181–B212.
- Martin, R. F. 2007. Amphiboles in the Igneous Environment. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 67(1), 323–358.
- Moore, G., & Carmichael, I. S. E. 1998. The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite from western Mexico: Constraints on water content and conditions of phenocryst growth. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130(3–4), 304–319.
- Muñoz, J. & Niemeyer, H. 1984. Hoja Laguna del Maule, Regiones del Maule y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile, Carta 64, 1:250.000.
- Pearce, J. A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams, in Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, Short Course Notes, vol. 12, edited by D. A. Wyman, pp. 79–113, Geol. Assoc. of Can., St. John's, Newfoundland.
- Peccerillo, R. & Taylor, S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions on Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Pichavant, M., Mysen, B. O., & Macdonald, R. 2002. Source and H<sub>2</sub>O content of high-MgO magmas in island arc settings: an experimental study of a primitive calc-alkaline basalt from St. Vincent, Lesser Antilles arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(12), 2193-2209.
- Piquer, J. 2004. Ambiente Geológico del Prospecto Infiernillo, Cordillera de Curicó, VII Región. Memoria de Título (Inédito), Depto. de Geología, Universidad de Chile. 100 p.
- Piquer, J., Berry, R. F., Scott, R. J., & Cooke, D. R. 2016. Arc-oblique fault systems: their role in the Cenozoic structural evolution and metallogensis of the Andes of central Chile. *Journal of Structural Geology*, 89, 101-117.
- Piquer, J., Castelli, J. C., Charrier, R., & Yáñez, G. 2010. El Cenozoico del alto río Teno, Cordillera Principal, Chile central: estratigrafía, plutonismo y su relación con estructuras profundas. *Andean Geology*, 37(1), 32-53.

- Piquer, J., Skarmeta, J., & Cooke, D. R. 2015. Structural evolution of the Rio Blanco-Los Bronces District, Andes of Central Chile: controls on stratigraphy, magmatism and mineralization. *Economic Geology*, 110(8), 1995–2023.
- Ramos, E. D., & Ramos, V. A. 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. VII° Congreso Geol. Arg. Actas I: 771-786, Buenos Aires, Argentina.
- Ramos, V. A. 1996. Geología de la región del Aconcagua: provincias de San Juan y Mendoza, República Argentina (No. 24). Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación.
- Richards, J. P., Boyce, A. J. & Pringle, M.S. 2001. Geological evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology*, 96, 271-305.
- Richards, J. P. & Kerrich, R. 2007. Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology*, 102, 537-576.
- Rickwood, P. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263.
- Rivera, O. & Cembrano, J. 2000. Modelo de formación de cuencas volcano-tectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: el caso de las cuencas Oligo-Miocenas de Chile Central y su relación con estructuras NWW-NW (33°00'-34°30'S). *IX Congreso Geológico Chileno*, pp. 631–636.
- Rivera, O. & Falcón, F. 2000. Secuencias de relleno de cuencas volcano-tectónicas transversales Oligo-Miocenas en los alrededores del yacimiento El Teniente (33°45'-34°30'). *Congreso Geológico Chileno* (No. 9, pp. 819-823).
- Rodríguez, C., Sellés, D., Dungan, M., Langmuir, C., & Leeman, W. 2007. Adakitic dacites formed by intracrustal crystal fractionation of water-rich parent magmas at Nevado de Longaví Volcano (36.2°S; Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile). *Journal of Petrology*, 48(11), 2033-2061.
- Rolleri, E. O. & Criado Roqué, P. 1968. La cuenca triásica del norte de Mendoza. *Jornadas Geológicas Argentinas*, 3, 1-76.
- Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J., Tapia, F., Ducea, M. N., Calderón, S., Charrier, R., Hoffman, D. 2014. The Upper Jurassic volcanism of the Río Damas-Tordillo Formation (33°-35.5°S): Insights on petrogenesis, chronology, provenance and tectonic implications. *Andean Geology* 41, 529–557.
- Schumacher, J. C. 1991. Empirical Ferric Iron Corrections: Necessity, Assumptions, and Effects on Selected Geothermobarometers. *Mineralogical Magazine*, 55(378), 3–18.
- Sellés, D., Rodríguez, A., Dungan, M. A., Naranjo, J. A., & Gardeweg, M. 2004. Geochemistry of Nevado de Longaví Volcano (36.2°S): a compositionally atypical arc volcano in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 293-315.

- Serrano, L. 1996. The late Miocene to early Pliocene Rio Blanco-Los Bronces copper deposit, central Chilean Andes. *Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization, Styles and Metallogeny*, 119-130.
- Singer, B. S., Thompson, R. A., Dungan, M. A., Feeley, T. C., Nelson, S. T., Pickens, J. C., ... & Metzger, J. 1997. Volcanism and erosion during the past 930 ky at the Tatara-San Pedro complex, Chilean Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 109(2), 127-142.
- Sisson, T. W. & Grove, T. L. 1993. Experimental investigations of the role of H<sub>2</sub>O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(2), 143-166.
- Sillitoe, R. H. 1991. Gold metallogeny of Chile – An introduction. *Economic Geology*, 86, 1187–1205.
- Sillitoe, R.H. & Perelló, J. 2005. Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration and discovery. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 845–890.
- Skewes, M. A., Arévalo, A., Floody, R., Zúñiga, P. & Stern, C. R. 2002. The giant El Teniente breccia deposit: hypogene copper distribution and emplacement. In *Integrated Methods for Discovery: Global Exploration in the Twenty-first Century (Goldfarb, R. J. & Nielsen, R. L. eds)*. Society of Economic Geologists, Special Publication 9, 299–332.
- Stern, C. R. 1989. Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Zone. *Andean Geology*, 16(2), 145-162.
- Stern, C. R. & Skewes, M. A. 1995. Miocene to present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile. *Andean Geology*, 22(2), 261-272.
- Stern, C. R. & Skewes, M. A. 2005. Origin of giant Miocene and Pliocene Cu-Mo deposits in central Chile: Role of ridge subduction, decreased subduction angle, subduction erosion, crustal thickening and long-lived, batholith sized, open-system magma chambers. *Porter Geoconsultancy Publishing, de Adelaide, Australia*, 1, 65-82.
- Stern, C. R., Floody, R., & Espiñeira, D. 2011a. Olivine-hornblende lamprophyre dikes from Quebrada los Sapos, El Teniente, Central Chile (34°S): implications for the temporal geochemical evolution of the Andean subarc mantle. *Andean Geology*, 38(1), 1–22.
- Stern, C. R., Skewes, M. A., & Arévalo, A. 2011b. Magmatic evolution of the giant El Teniente Cu-Mo deposit, central Chile. *Journal of Petrology*, 52(7–8), 1591–1617.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12(1), 1–33.
- Sun, S. & McDonough, W. 1989. Chemical and Isotopic Systematics of oceanic basalts: implications for Mantle Composition and Processes. In *Magmatism in the Ocean Basins (Saunders, A., Norry, M. eds.)*. *Special Publication Geological Society of London (No. 42, pp. 313-345)*.
- Thiele, R. 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 29.

- Tormey, D. R., Frey, F. A., & López-Escobar, L. 1988. Depth and character of crustal contributions to the Azufre-Planchón-Peteroa volcanic center, 35°15'S, Andean Southern Volcanic Zone. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 20, p. A7.
- Tormey, D. R., Frey, F. A., & López-Escobar, L. 1995. Geochemistry of the active Azufre-Planchón-Peteroa volcanic complex, Chile (35°15'S): evidence for multiple sources and processes in a cordilleran arc magmatic system. *Journal of Petrology*, 36(2), 265-298.
- Tormey, D. R., Hickey-Vargas, R. L., Frey, F. A. & López-Escobar, L. 1991. Recent lavas from the Andean volcanic front (33° to 42°S): Interpretations of along-arc compositional variations. *In Andean Magmatism and its Tectonic Setting* (Harmon, R. S. & Rapela, C. W. eds.). Geological Society of America, Special Paper, 265, 57-77.
- Vale Exploraciones Chile. 2016. Proyecto Arcángel. Reporte Temporada 2015-2016. Santiago, Mayo 2016. 39 p.
- Vale Exploraciones Chile. 2017. Proyecto Arcángel. Reporte Temporada 2016-2017. Santiago, Junio 2017. 62 p.
- Vergara, M., Charrier, R., Munizaga, F., Rivano, S., Sepúlveda, P., Thiele, R., & Drake, R. 1988. Miocene volcanism in the central Chilean Andes (31°30'S-34°35'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2), 199-209.
- Vergara, M., López-Escobar, L., Palma, J. L., Hickey-Vargas, R., & Roeschmann, C. 2004. Late Tertiary volcanic episodes in the area of the city of Santiago de Chile: New geochronological and geochemical data. *Journal of South American Earth Sciences*, 17(3), 227-238.
- Wanless, R. K., Stevens, R. D., & Loveridge, W. D. 1969. Excess radiogenic argon in biotites. *Earth and Planetary Science Letters*, 7(2), 167-168.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Wood, D. A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters* 50, 11-30.
- Wood, D. A., Joron, J. L. & Treuil, M. 1979. A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters* 50, 326-336.
- Zapatta, F. 1995. Nuevos antecedentes estratigráficos y estructura del área de Termas del Flaco, valle del río Tinguiririca, VI Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), Departamento de Geología, Universidad de Chile: 122 p.