



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



**PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL COMPLEJO PLUTÓNICO  
PIUQUENES EN LA CORDILLERA FRONTAL ENTRE LAS  
LATITUDES (29°50' y 30°30'S), REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE.**

*Memoria para optar al Título de Geólogo*

**Leonardo Evans Ojeda Palma**

**Profesor Patrocinante: Dra. Javiera Constanza González Alarcón**

**Profesores Comisión: Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo**

**Dr. Osvaldo Patricio González Maurel**

**Concepción, 2025**

*A mi mamá*

# ÍNDICE

Página

## RESUMEN

<b>1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
1.1. GENERALIDADES Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA .....	1
1.2. OBJETIVOS.....	2
1.2.1 Objetivo general .....	2
1.2.2 Objetivos específicos .....	2
1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS.....	2
1.4. AGRADECIMIENTOS .....	3
<b>2. MARCO GEOLÓGICO .....</b>	<b>4</b>
2.1. MARCO GEOTECTÓNICO .....	4
2.1.1. Ciclo Gondwánico (ca. 330 a 280 Ma): .....	4
2.1.2. Etapa Pre-Andina (ca. 280 a 210 Ma) .....	5
2.1.3. Ciclo Andino (210 Ma-100 Ma).....	6
2.2. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	7
2.2.1 Generalidades .....	7
2.3. ROCAS METAMÓRFICAS .....	11
2.3.1 Complejo Metamórfico El Cepo.....	11
2.4. ROCAS INTRUSIVAS .....	12
2.4.1.1. Granito El Volcán .....	14
2.4.1.2. Metadioritas de Estero Los Tilos .....	14
2.4.1.3. Intrusivos plutónicos del Carbonífero Superior .....	14
2.4.1.4. Complejo Plutónico Guanta.....	15
2.4.1.5. Metatonalita Las Tolas .....	16
2.4.1.6. Granodiorita Toro Muerto .....	16
2.4.1.7. Granitos del Pérmico Medio- Triásico Inferior .....	17
2.4.1.8. Tonalitas de Quebrada Balala .....	18
2.4.1.9. Complejo Plutónico Piuquenes.....	18
2.4.2.1. Dioritas del Triásico Medio-Superior .....	19
2.4.2.2. Sienogranitos Colorado.....	20
2.4.2.3. Monzogranito El León .....	20
2.4.2.4. Gabros de La Laguna .....	21

2.4.2.5. Complejo Plutónico Los Carricitos .....	21
2.4.2.6. Tonalita La Cruz .....	22
2.4.2.7. Tonalita La Chigüilla .....	22
<b>2.5. ROCAS ESTRATIFICADAS .....</b>	<b>23</b>
2.5.1. Formación Laguna Chica .....	24
2.5.2. Formación El Tapado.....	25
2.5.3. Formación Guanaco Sonso.....	26
2.5.4. Formación Pastos Blancos.....	26
2.5.5. Estratos de quebrada El Tapado .....	27
2.5.6. Formación Algarrobal.....	28
2.5.7. Formación Lagunillas .....	28
<b>2.6. ESTRUCTURAS .....</b>	<b>28</b>
2.6.1. Dominio Estructural Occidental .....	30
2.6.2. Dominio Estructural Oriental .....	30
2.6.2.1. Sistema de Falla Baños del Toro-Los Caserones.....	31
2.6.2.2. Sistema de Falla La Laguna .....	32
2.6.2.3. Sistema de Falla Olivares–Carmen.....	32
<b>3. RESULTADOS .....</b>	<b>33</b>
3.1. PETROGRAFÍA .....	34
3.1.1. Monzogranito.....	36
3.1.1.1. Textura y Microestructuras: .....	36
3.1.1.2. Mineralogía Principal .....	39
3.1.1.3. Minerales Accesorios: .....	41
3.1.1.4. Tipos de Alteración:.....	41
3.1.2. Tonalita .....	42
3.1.2.1. Textura y Microestructuras .....	42
3.1.2.2. Mineralogía Principal .....	42
3.1.2.3. Minerales Accesorios .....	43
3.1.2.4. Tipos de Alteración:.....	43
3.1.3. Sienita Cuarcifera de Biotita.....	44
3.1.3.1. Textura y Microestructuras .....	44
3.1.3.2. Mineralogía Principal .....	44
3.1.3.3. Minerales de Alteración .....	45

3.1.4. Sienogranito .....	47
3.1.4.1. Textura y Microestructuras .....	47
3.1.4.2. Mineralogía Principal .....	47
3.1.4.3. Masa Fundamental.....	47
3.1.4.4. Minerales de Alteración .....	48
3.1.5. Granodiorita.....	50
3.1.5.1. Texturas y Microestructuras.....	50
3.1.5.2. Mineralogía Principal .....	50
3.1.5.3. Minerales de Alteración .....	51
<b>4. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA .....</b>	<b>53</b>
4.1. CÁLCULOS .....	53
4.2. DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN .....	54
4.2.1. Elementos Mayores .....	55
4.2.1.1. Diagrama AFM .....	55
4.2.1.2. Diagrama TAS.....	56
4.2.1.3. Diagrama R1-R2 .....	57
4.3. DIAGRAMAS DE VARIACIÓN .....	58
4.3.1. Elementos Mayores .....	59
4.3.1.1 Diagramas Harker .....	59
4.3.2. Elementos Traza .....	60
4.3.2.1. Elementos de Alto Potencial Iónico .....	60
4.3.2.2. Elementos Litófilos de Gran Radio Iónico.....	62
4.3.2.3. Diagramas Spider.....	63
4.3.2.4. Diagramas de Discriminación Tectónica .....	67
<b>5. DISCUSIÓN .....</b>	<b>69</b>
5.1. PETROGRAFÍA DEL COMPLEJO PLUTÓNICO PIUQUENES (CPP).....	69
5.2. COMPLEJO PLUTÓNICO CHOLLAY Y SU RELACIÓN CON EL COMPLEJO PLUTÓNICO PIUQUENES .....	73
5.2.1. Complejo Plutónico Chollay (CPC).....	73
5.2.2. Comparación con el Complejo Plutónico Piuquenes (CPP).....	74
5.3. GEOQUÍMICA DEL COMPLEJO PLUTÓNICO PIUQUENES Y SU RELACIÓN CON EL COMPLEJO PLUTÓNICO CHOLLAY (CPC) .....	77
5.3.1. Elementos Mayores .....	79

5.3.2. Elementos Traza .....	83
5.4. AMBIENTE GEOTECTÓNICO .....	85
<b>6. CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS .....</b>	<b>89</b>
6.1. CONCLUSIÓN .....	89
6.2. SUGERENCIAS.....	90
<b>7. REFERENCIAS .....</b>	<b>91</b>
<b>ANEXOS.....</b>	<b>101</b>

## INDICE DE FIGURAS

### Página

Figura 1.1. Mapa de ubicación y accesos del área de estudio .....	3
Figura 2.1. Columna estratigráfica general del área de estudio. ....	9
Figura 2.2. Mapa geológico del área de estudio .....	10
Figura 2.3. Perfil geológico estructural A–B del área de estudio .....	29
Figura 3.1.1. Contador de puntos Swift Model F.....	33
Figura 3.1.2. Diagrama de clasificación QAP .....	34
Figura 3.1.3. Distribución porcentual de las principales litologías del CPP .....	35
Figura 3.1.4. Distribución de texturas y tamaños de grano en monzogranitos del CPP .....	36
Figura 3.1.5. Textura perítica en feldespato potásico de la muestra PRV-049t.....	37
Figura 3.1.6. Textura orientada en la muestra GUR-142t. ....	38
Figura 3.1.7. Texturas de desequilibrio en la muestra PRV-079t. ....	38
Figura 3.1.8. Enclaves y xenolitos en la muestra PIM-43t y PFC-069t .....	39
Figura 3.1.9. Minerales primarios y de alteración en monzogranitos del CPP .....	40
Figura 3.2.1. Fotomicrografía de minerales accesorios de monzogranitos del CPP ...	41
Figura 3.2.2. Fotomicrografía en lámina transparente de tonalitas del CPP .....	43
Figura 3.2.3. Fotomicrografía de los minerales principales de la sienita cuarcífera del Complejo CPP .....	45
Figura 3.2.4. Fotomicrografía de Sienita Cuarcífera del CPP .....	46
Figura 3.2.5. Fotomicrografía en lámina transparente de un sienogranito del CPP ....	49
Figura 3.2.6. Fotomicrografía de minerales de alteración de granodioritas del CPP...	52
Figura 3.2.7. Fotomicrografía de minerales de alteración y accesorios de granodioritas del CPP .....	52
Figura 4.1. Diagrama ternario AFM de las muestras del CPP .....	55
Figura 4.2. Diagrama TAS (Cox et al., 1979, adaptado por Wilson, 1989) .....	55
Figura 4.3. Diagrama R1–R2 (De La Roche <i>et al.</i> , 1980).....	57
Figura 4.4. Diagramas de variación de Harker para el CPP .....	59
Figura 4.5. Diagrama de variación para los HFSE .....	61
Figura 4.6. Diagrama de variación para elementos LILE del CPP. ....	62
Figura 4.7. Diagramas tipo spider de elementos de tierras raras y elementos traza del CPP .....	64

Figura 4.8. Diagramas de variación de $(La/Yb)_n$ y $(Eu/Eu)_n$ en función de $SiO_2$ (wt%) en rocas del CPP. ....	<b>67</b>
Figura 4.9. Diagramas de discriminación tectónica para granitoides.....	<b>68</b>
Figura 5.1. Ubicación de las muestras utilizadas para análisis petrográfico y geoquímico en el CPP .....	<b>78</b>
Figura 5.2. Diagramas de Harker del CPP y CPC. ....	<b>80</b>
Figura 5.3. Diagrama Harker de MnO vs SiO <sub>2</sub> en CPP y CPC .....	<b>81</b>
Figura 5.4. Diagrama TAS y AFM para las rocas del CPP y CPC .....	<b>81</b>
Figura 5.5. Diagramas de Frost & Frost (2008) aplicados a las muestras del CPP y del CPC.....	<b>83</b>
Figura 5.6. Diagramas multielementales normalizados a manto primitivo para el CPP y CPC.....	<b>84</b>
Figura 5.7. Diagramas multielementales normalizados a condrita para el CPC y el CPP .....	<b>85</b>
Figura 5.8. Diagramas discriminantes tectónicos para el CPP y CPC .....	<b>86</b>
Figura 5.9. Diagramas de discriminación de afinidades magmáticas en CPP y CPC..	<b>86</b>

## ÍNDICE DE TABLAS

	<b>Página</b>
Tabla 2.1. Edades radiométricas representativas de las principales unidades intrusivas del área de estudio.....	<b>13</b>
Tabla 2.2. Edades radiométricas representativas de las principales unidades estratificadas del área de estudio. ....	<b>24</b>
Tabla 3.1. Características petrográficas de las principales litologías del CPP .....	<b>35</b>
Tabla 4.1. Comparación de la clasificación de rocas intrusivas del CPP .....	<b>58</b>
Tabla 4.2. Concentraciones de elementos de tierras raras (REE) en condrita C1 (ppm) según Sun & McDonough (1989). ....	<b>65</b>
Tabla 4.3. Cocientes normalizados de tierras raras (REE) respecto a condrita C1 (Sun & McDonough, 1989) .....	<b>66</b>
Tabla 5.1. Comparación de las principales características petrográficas y estructurales del Complejo Plutónico Piuquenes .....	<b>70</b>
Tabla 5.2. Cuadro comparativo de las principales características litológicas, mineralógicas y estructurales del CPC y el CPP .....	<b>76</b>

## RESUMEN

La Cordillera Frontal chilena, entre los 29°50' y 30°30'S, constituye un segmento importante para comprender la evolución magmática y tectónica del margen proto-andino. En el área afloran unidades metamórficas, sedimentarias, volcánicas e intrusivas que abarcan desde el Carbonífero hasta el Mioceno Superior. Entre ellas, destaca el Complejo Plutónico Piuquenes (CPP), de edad Triásico Medio, definido como un complejo multicomposicional de rocas intermedias a ácidas, y que constituye la unidad plutónica de mayor extensión en el área de estudio (310 km<sup>2</sup>).

El CPP fue caracterizado petrográficamente y geoquímicamente mediante el análisis de 18 cortes transparentes y 14 análisis geoquímicos compilados de la literatura. Petrográficamente, las litologías corresponden principalmente a monzogranito, mientras que de manera subordinada se presentan sienogranitos, granodioritas, tonalitas y sienitas cuarcíferas. Se identificaron texturas faneríticas equigranulares e inequigranulares, predominando el grano medio, además de un caso con textura porfídica. La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, mientras que la alteración incluye clorita, sericita, epidota, calcita, cuarzo secundario y muscovita. Asimismo, se documentó la presencia de enclaves y xenolitos, que evidencian procesos de mezcla magmática e incorporación de material cortical.

En el estudio geoquímico se aplicaron diagramas de clasificación, variación y discriminación tectónica, además de diagramas de elementos traza normalizados. Los resultados muestran que el CPP corresponde a granitoides subalcalinos, mayoritariamente peraluminosos, de afinidad calcoalcalina de alto potasio y carácter de arco volcánico. Las tendencias observadas en los diagramas de Harker reflejan procesos de cristalización fraccionada como principal mecanismo de diferenciación. Los diagramas de elementos traza evidencian enriquecimiento en LILE, empobrecimiento en HFSE, anomalías negativas de Nb-Ta y bajos valores de P, Ti y Sr, patrones típicos de magmas asociados a zonas de subducción.

Con el propósito de discutir el contexto tectónico regional, se incorporaron los resultados geoquímicos de 69 muestras del Complejo Plutónico Chollay (CPC), analizadas mediante diagramas de clasificación, variación y discriminación tectónica. La comparación muestra que ambos complejos presentan afinidad de arco magmático (firmas geoquímicas: enriquecimiento en LILE, anomalías negativas en Nb-Ta, bajos P y Ti), además de tendencias de cristalización fraccionada como principal mecanismo de diferenciación. No obstante, el CPP se distingue por composiciones más ácidas, menor dispersión geoquímica y menor intensidad de alteración hidrotermal en relación con el CPC, lo que indica una evolución magmática más homogénea y diferenciada dentro del magmatismo triásico de la Cordillera Frontal.

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. GENERALIDADES Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La Cordillera Frontal de Chile (27°30' – 30°00' S), constituye un sitio importante para el estudio y comprensión de la evolución geodinámica en el margen occidental de Gondwana. En ella afloran extensas secuencias de rocas ígneas, volcánicas y metamórficas que abarcan desde el Devónico al Triásico. Esta región presenta una morfología abrupta, con elevaciones que superan los 4000 msnm, y un estilo estructural dominado por fallas de alto ángulo, con orientación norte-sur y vergencia hacia el este, rasgos consistentes con un régimen de deformación de piel gruesa (*thick-skinned*), desarrollado en respuesta al acortamiento cortical durante los eventos compresivos del Eoceno y Mioceno (Cembrano *et al.*, 2002; Fosdick *et al.*, 2015; Lossada *et al.*, 2017, citados en Oliveros *et al.*, 2020).

En el sector comprendido entre los 29°50' y 30°30'S se encuentra el Complejo Plutónico Piuquenes (247–235 Ma; Velásquez *et al.*, 2021). Su origen y emplazamiento ha sido interpretado inicialmente como el resultado de una fusión cortical extensiva inducida por el estancamiento de magmas basálticos en la base de la corteza asociado a un cese de la subducción (Mpodozis y Kay, 1992). Sin embargo, recientemente también se ha planteado un origen asociado a una subducción continua con un margen en retroceso (por ejemplo, Coloma *et al.*, 2017; Espinoza *et al.*, 2019; González *et al.*, 2018; Oliveros *et al.*, 2020).

A pesar de su relevancia geológica, el CPP ha sido escasamente caracterizado en términos petrográficos y geoquímicos. El conocimiento limitado sobre su composición, origen y evolución dificulta precisar su rol dentro del magmatismo triásico de la Cordillera Frontal y su relación con otras unidades plutónicas de edades cercanas, como el Complejo Plutónico Chollay (248–237 Ma; Ortiz y Merino, 2015; Salazar *et al.*, 2013; Salazar y Coloma, 2016).

En este contexto, la presente memoria tiene como objetivo caracterizar el CPP mediante el análisis petrográfico de muestras representativas y la integración de datos geoquímicos previamente publicados. Con ello se busca interpretar sus procesos de diferenciación magmática, establecer su afinidad tectónica y compararlo con el CPC, aportando a la comprensión de la evolución magmática y tectónica de la Cordillera Frontal durante el margen protoandino.

## **1.2. OBJETIVOS**

### **1.2.1 Objetivo general**

Caracterizar petrográficamente y geoquímicamente el Complejo Plutónico Piuquenes (CPP) con el fin de interpretar sus procesos de evolución y diferenciación magmática, establecer su afinidad tectónica y compararlo con el Complejo Plutónico Chollay (CPC), contribuyendo a la comprensión de la evolución magmática y tectónica de la Cordillera Frontal durante el Triásico.

### **1.2.2 Objetivos específicos**

- Realizar la caracterización petrográficamente del CPP a partir del análisis microscópico de muestras representativas, describiendo sus litologías, texturas, mineralogía principal, secundaria y accesorios, así como sus tipos de alteración.
- Integrar y analizar datos geoquímicos (elementos mayores, menores y traza) del CPP, identificando patrones composicionales y procesos de diferenciación magmática. Determinar el marco geotectónico en el que se dio paso a la formación de las rocas de esta unidad.
- Clasificar las rocas del CPP mediante diagramas geoquímicos de discriminación (p.ej., TAS, AFM, Harker, R1–R2, tectónicos), estableciendo su afinidad magmática y serie geoquímica.
- Comparar los resultados petrográficos y geoquímicos del CPP con los obtenidos para el CPC, identificando similitudes y diferencias en composición, evolución magmática y contexto tectónico.

## **1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS**

El área de estudio se encuentra entre las latitudes 29°50' y 30°28'S y las longitudes 70°19' y 69°56'W, en la Región de Coquimbo, específicamente en su extremo oriental correspondiente a la zona cordillerana. Geomorfológicamente, esta superficie se ubica en una región conocida como Cordillera Frontal.

El acceso principal al área se realiza por la ruta internacional 41-CH, la cual conecta la ciudad de La Serena con la ciudad de San Juan, Argentina. Para llegar a la parte oriental del área de estudio, es necesario cruzar el Complejo Fronterizo Agua Negra, desde donde se debe continuar por medios como vehículo, caballo

u otro transporte adaptado a las condiciones del terreno, ya que el acceso es más restringido. En cambio, para ingresar a la parte occidental del área, se debe avanzar hasta aproximadamente el kilómetro 80 de la ruta 41-CH, tomar el desvío hacia el sur por la ruta D-485, y continuar hacia la comuna de Paihuano y los poblados de Monte Grande, Pisco Elqui, Horcón y Alcohuaz (Figura 1.1).

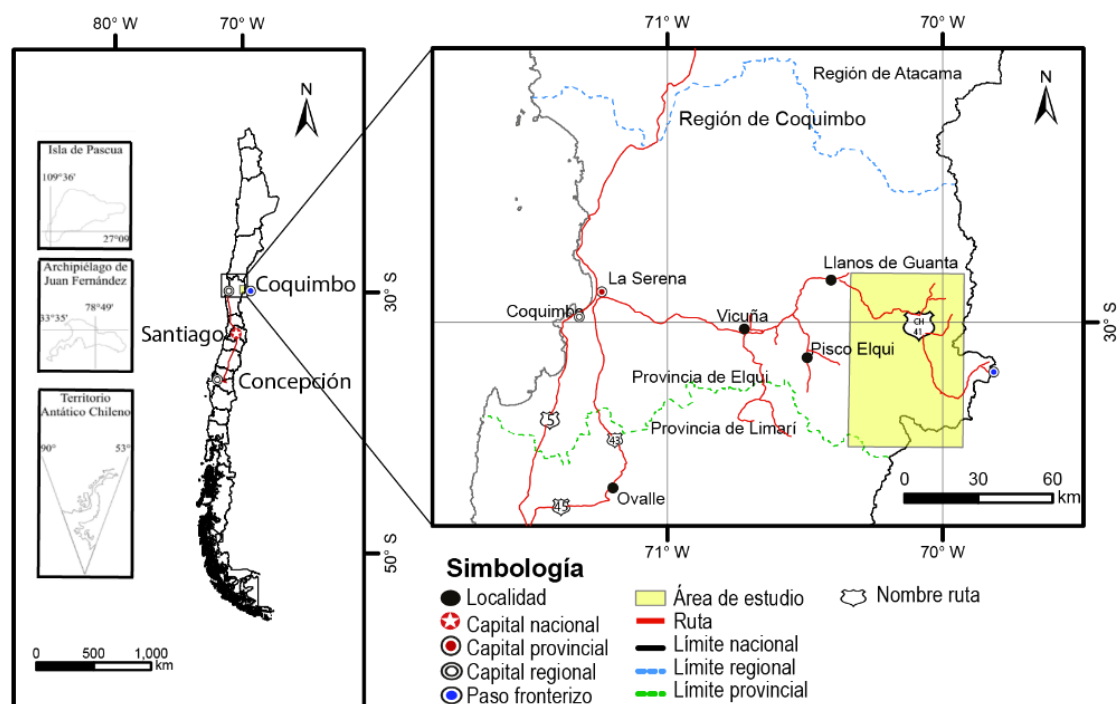


Figura 1.1. Mapa de ubicación y accesos del área de estudio. Región de Coquimbo, Chile.

#### 1.4. AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer a la profesora Verónica Oliveros, quien me brindó la oportunidad de trabajar y aprender sobre uno de sus grandes proyectos científicos, su pasión por la geología ha sido una inspiración para mí. Gracias a ella, también tuve la posibilidad de trabajar con otra increíble persona, Javiera González, quien me guió y acompañó en todo este proceso de titulación. Muchísimas gracias por tu paciencia y por todo el apoyo que me brindaste.

Finalmente, deseo agradecer a mis hermanas Nataly, Romina y Marianela, a mis cuñados Beto y Víctor, y por sobre todo a mis padres. Gracias por todo, mamá: sin tu increíble ayuda, las cosas habrían sido mucho más difíciles. Gracias también a todas las personas maravillosas que conocí durante mi estancia en Concepción.

## 2. MARCO GEOLÓGICO

### 2.1. MARCO GEOTECTÓNICO

La historia geológica del suroeste de Sudamérica ha estado marcada por una serie de eventos tectónicos complejos que han dado forma a la región tal como se conoce en la actualidad. La evolución geodinámica del suroeste de Sudamérica se ha explicado tradicionalmente mediante un modelo de colisión (Ramos, 1988), que describe una historia tectónica marcada por la acreción progresiva de terrenos alóctonos y para-autóctonos en el margen occidental de Gondwana.

Durante el Ordovícico-Silúrico, el borde continental ubicado en las actuales Sierras Pampeanas colisionó con el terreno Precordillera. En el Devónico, el terreno alóctono Chilenia impactó contra el margen de Gondwana (Ramos *et al.*, 1986; Bahlburg y Hervé, 1997). Posteriormente, en el Pérmico temprano, ocurrió la colisión del terreno de Patagonia (Ramos, 2008).

Tras estos eventos colisionales, se reconocen tres ciclos tectónicos representativos de la evolución tectonomagmática en el margen suroeste de Gondwana: Gondwánico, Pre-Andino y Andino (Charrier *et al.*, 2007). Estos ciclos reflejan los distintos regímenes tectónicos que han afectado a la región, y que se expresan en la geología a través del registro ígneo, sedimentario y estructural.

De acuerdo con el modelo clásico, las rocas más antiguas de la región se habrían formado en un entorno de arco magmático asociado a la subducción tectónica. Con el tiempo, este escenario habría evolucionado hacia condiciones de extensión cortical y cese temporal de la subducción, seguido por su reactivación, la cual se mantendría hasta la actualidad.

Sin embargo, en años recientes, nuevos estudios han comenzado a desafiar estos modelos tradicionales, postulando que la subducción ha sido un proceso tectónico continuo desde el Paleozoico hasta la actualidad, con predominio de tectónica extensional durante el Pérmico tardío y el Jurásico (p. ej., Coloma *et al.*, 2017; Espinoza *et al.*, 2019; González *et al.*, 2018; Oliveros *et al.*, 2020).

#### 2.1.1. Ciclo Gondwánico (ca. 330 a 280 Ma):

El Ciclo Gondwánico, posterior al período acrecional, se caracteriza por el inicio de la subducción hacia el este de la placa oceánica Pantalassa bajo el basamento continental de Chilenia en el margen suroeste de Pangea, durante la Orogenia Gondwánica. Este ciclo estuvo marcado por altas tasas de

convergencia (Vilas y Valencio, 1978), dando lugar al desarrollo de un prisma acrecional expuesto actualmente en la Cordillera de la Costa entre los 26°S y 31°S (Gorczyk *et al.*, 2007) y un arco magmático emplazado en las Cordilleras Frontal y Domeyko de Chile y Argentina entre los 22°S y 31°S (del Rey *et al.*, 2016; Hervé *et al.*, 2014; Mpodozis & Kay, 1992), extendiéndose hacia el sur en la Cordillera de la Costa entre los 33°S y 38°S (Deckart *et al.*, 2014b). El magmatismo asociado a este ciclo dio origen al Complejo Elqui (Mpodozis y Kay, 1992).

Las unidades representativas del Ciclo Gondwánico se disponen en dos cinturones principales: uno oriental (Cordilleras Frontal y Domeyko), dominado por complejos plutónicos voluminosos con rocas metamórficas y volcánicas; y otro occidental (Cordillera de la Costa), compuesto principalmente por rocas metamórficas.

El evento conocido como Fase Orogénica San Rafael (Pérmico Temprano, Sato *et al.*, 2015) marcó el final del Ciclo Gondwánico. Este episodio deformó los batolitos y unidades sedimentarias de 330-280 Ma en la Cordillera Frontal (Kleiman y Japas, 2009) y exhumó las raíces del arco al norte de la Cordillera Domeyko (Tommlison *et al.*, 2012).

El cambio en el entorno tectónico se ha atribuido a la cesación de la subducción posterior a la acreción de un terreno alóctono denominado Terreno X en el lado occidental de Chile durante el Pérmico Medio (Mpodozis y Kay, 1992). Sin embargo, la falta de evidencia geológica que respalde la presencia del Terreno X y las discusiones recientes sobre la hipótesis del cese de subducción han dado lugar a interpretaciones alternativas. Estas sugieren que el cambio en las condiciones tectónicas pudo deberse a procesos no colisionales como por ejemplo el aplanamiento del *slab* o la subducción plana (Rapalini y Astini, 2005; Kleiman y Japas, 2009, en Oliveros *et al.*, 2), o bien a una disminución en el ángulo de subducción (del Rey *et al.*, 2016, 2019).

### **2.1.2. Etapa Pre-Andina (ca. 280 a 210 Ma)**

Tras la Orogenia de San Rafael y con Pangea completamente ensamblada, se configuró un nuevo episodio extensional post-orogénico conocido como Ciclo o Etapa Pre-Andina. Esta etapa se desarrolló entre la última reunión de Gondwana y el comienzo de su separación, en un contexto donde el supercontinente Pangea se encontraba en un modo de referencia cuasi estático (Vilas y Valencio, 1978; Charrier *et al.*, 2014).

Este ciclo se caracteriza por una disminución en las tasas de convergencia, lo que condujo a una extensión generalizada en el margen suroeste de Pangea. Esto dio lugar al desarrollo de varias cuencas con orientación noroeste-sureste,

presentando depósitos marinos y continentales que se extendían desde la costa hacia el interior (Charrier *et al.*, 2014).

Las condiciones extensionales promovieron el adelgazamiento cortical progresivo (colapso orogénico), permitiendo el ascenso del manto superior, la fusión de la corteza y el emplazamiento de un magmatismo creciente característico de este ciclo. Este magmatismo se conoce como la "Provincia de Choiyoi" y se extendió entre los 23°S y 42°S en Chile y Argentina (Kay *et al.*, 1989; Kleiman y Japas, 2009).

En este contexto, los complejos plutónicos Chollay y Piuquenes, expuestos en la Cordillera Frontal chilena entre los 28°30'S y 30°30'S, representan una parte significativa del magmatismo generado durante el Triásico Inferior-Medio en el margen occidental de Gondwana. Mpodozis & Kay (1990) postularon que estos magmas se originaron a partir de la fusión cortical a gran escala, favorecida por la acumulación de magmas basálticos en la base de la corteza durante un período de adelgazamiento cortical extensional posterior al término de la subducción.

Sin embargo, diversos autores (p. ej., Coloma *et al.*, 2017; Espinoza *et al.*, 2019; González *et al.*, 2018; Oliveros *et al.*, 2020) han cuestionado esta hipótesis, proponiendo en cambio que dichos magmas se generaron en un contexto de subducción continua, aunque con variaciones en el estilo de deformación de la corteza superior durante este período.

### **2.1.3. Ciclo Andino (210 Ma-100 Ma)**

Entre el final del Triásico y el Jurásico temprano, un aumento relativo en las tasas de convergencia y velocidades de subducción a lo largo del margen occidental de Pangea marcó el inicio del Ciclo Andino (Charrier *et al.*, 2014). Este evento se ha vinculado con la ruptura del supercontinente, que detuvo el retroceso de la placa (*slab rollback*) y el magmatismo asociado.

Este ciclo se caracteriza por un aporte significativo de material mantélico en un contexto tectónico variable. Durante su etapa temprana predominó una convergencia oblicua con configuración extensional/transtensional (Kramer *et al.*, 2005; Lucassen *et al.*, 2006; Oliveros *et al.*, 2007, 2017). Este escenario extensional se ha interpretado como resultado de la subducción oblicua de la placa Fénix, la cual habría inducido una partición de esfuerzos en la placa superior, generando sistemas transtensionales sinistres (Grocott y Taylor, 2002).

Hacia el final del Mesozoico, este régimen tectónico evolucionó hacia condiciones compresivas-transpresivas en la placa superior (Coira *et al.*, 1982; Arriagada *et al.*, 2006; Charrier *et al.*, 2014). En este contexto, el arco magmático migró progresivamente hacia el este hasta alcanzar su posición actual (Coira *et al.*, 1982; Arriagada *et al.*, 2006).

El arco magmático correspondiente a la primera subetapa del Ciclo Andino aflora en la Cordillera de la Costa y está compuesto principalmente por rocas andesítico-basálticas, con volúmenes subordinados de magmatismo silíceo (Oliveros *et al.*, 2017).

## **2.2 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO**

### **2.2.1 Generalidades**

La zona de estudio está compuesta por una combinación de rocas intrusivas, volcánicas, sedimentarias y metamórficas, que abarcan un amplio rango de edades, desde el Carbonífero hasta el Mioceno Superior (Figura 2.1 y Figura 2.2).

La unidad geológica más antigua corresponde al Complejo Metamórfico El Cepo, que aflora en forma de *roof pendants* y constituye el basamento de la Alta Cordillera. Sobre este basamento se instauró el arco magmático carbonífero, asociado a un ambiente de subducción activa, cuyos primeros productos corresponden a las Metadioritas de Estero Los Tilos, el Granito El Volcán y los intrusivos plutónicos del Carbonífero Superior.

Estos plutones anteceden a la segunda unidad más extensa del área: el Complejo Plutónico Guanta, emplazado durante el Pérmico Inferior. Posteriormente, durante el Pérmico Inferior–Medio, se produjo una migración hacia el este del eje magmático, evidenciada en la Metatonalita Las Tolas y la Granodiorita Toro Muerto.

Entre el Pérmico Medio y el Triásico Medio se depositaron de manera casi continua abundantes rocas volcánicas y piroclásticas, representadas por las formaciones Laguna Chica, El Tapado y Guanaco Sonso, limitadas entre sí por discordancias estratigráficas regionales. Las raíces de este vulcanismo están representadas por los granitos del Pérmico Medio–Triásico Inferior y por la Tonalita de Quebrada Balala, esta última considerada el equivalente profundo del magmatismo que dio origen a la Formación Guanaco Sonso.

El apogeo de este magmatismo, durante el Triásico Medio, está representado por la unidad más extensa del área: el Complejo Plutónico Piuquenes, un

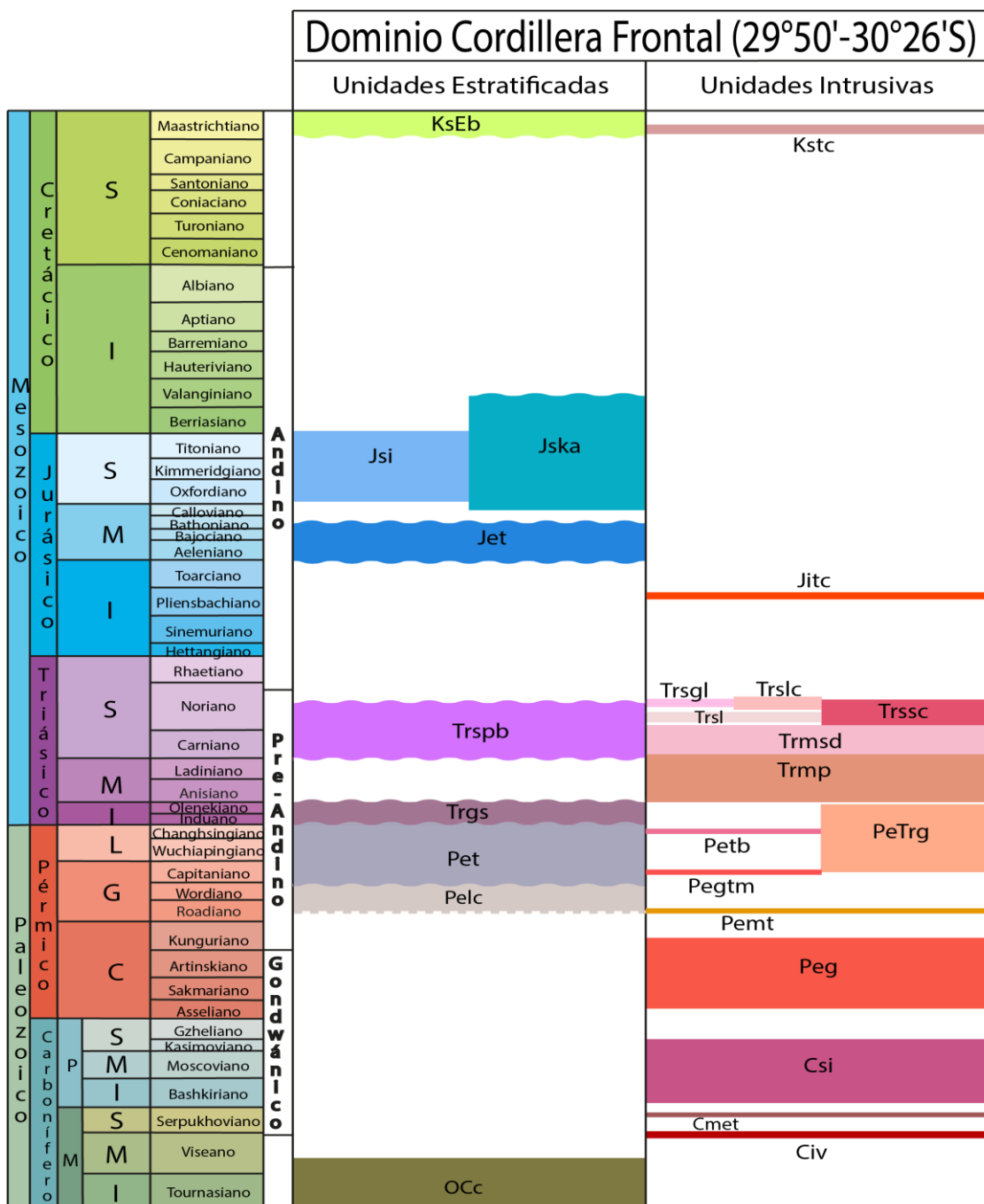
complejo multicomposicional que aflora principalmente en el valle del río Ingaguás. Además, se reconocen las Dioritas del Triásico Medio–Superior y su equivalente volcánico, la Formación Pastos Blancos, vinculada espacial y genéticamente a los Sienogranitos Colorados, un conjunto de granitos hipersilíceos emplazados en el Triásico Superior. Este período también se caracteriza por la intrusión de cuerpos de amplio espectro composicional, entre los que destacan el Monzogranito El León, el Complejo Plutónico Los Carricitos y los Gabros La Laguna.

El escaso magmatismo del Jurásico Inferior está representado por la Tonalita La Cruz. Durante el Jurásico Inferior–Medio, una transgresión marina dio origen a depósitos sedimentarios agrupados en los Estratos de Quebrada El Tapado, posiblemente en un contexto tectónico extensional (Murillo *et al.*, 2017).

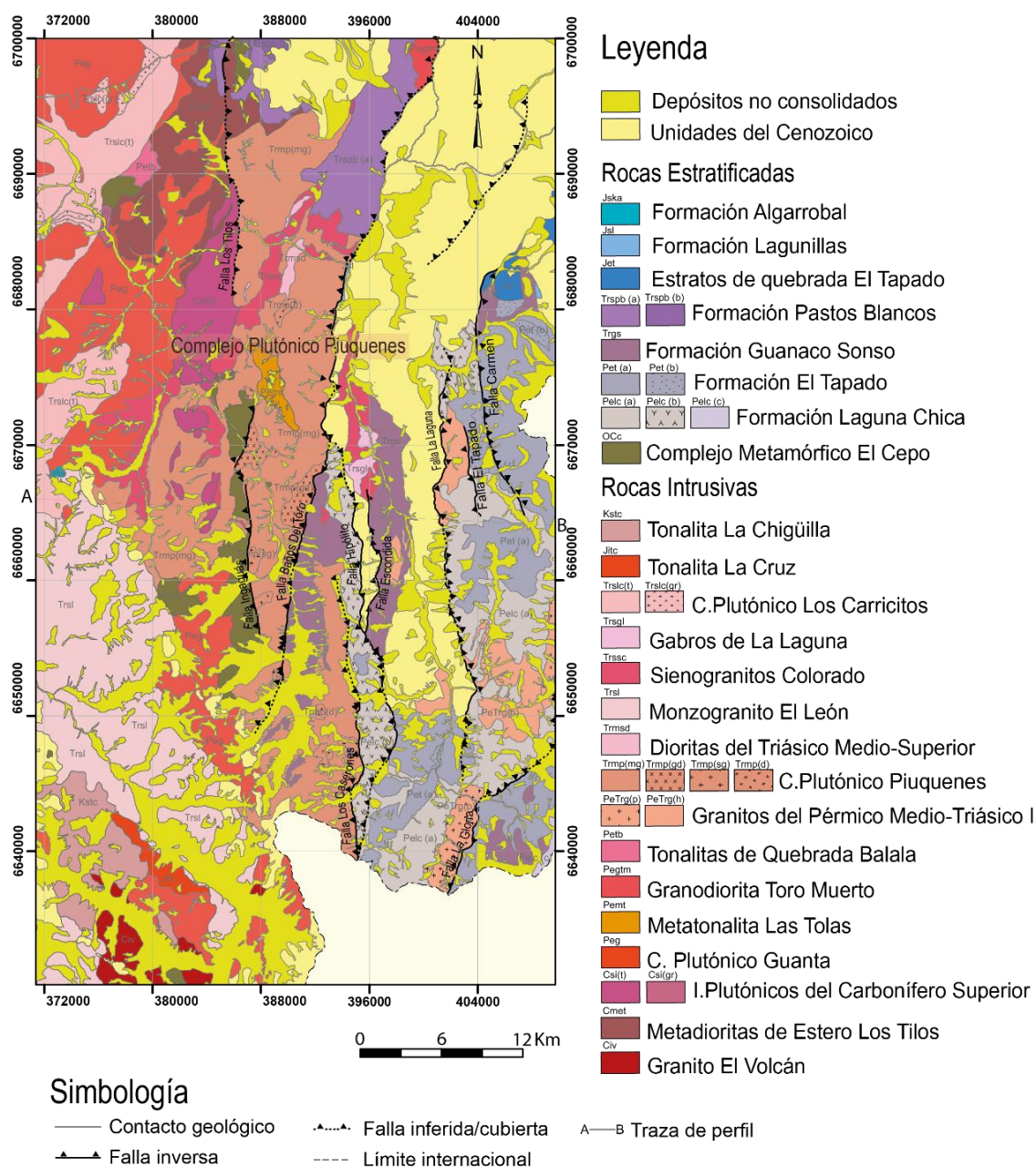
Durante el comienzo del Ciclo Andino, las primeras manifestaciones magmáticas que se encuentran en la zona corresponden a la Formación Algarrobal. Al mismo tiempo, se deposita la Formación Lagunillas asociada a una cuenca continental de trasarco.

Finalmente, hacia el Cretácico Superior, se registraron procesos volcánicos que dieron origen a los Estratos de El Bosque, junto con plutones aislados, entre los que destaca la Tonalita La Chigüilla en el área de estudio.

La distribución espacial de las unidades del área de estudio y su organización estratigráfica se presentan en la Figura 2.2 (mapa geológico) y Figura 2.1 (columna estratigráfica), respectivamente.



**Figura 2.1. Columna estratigráfica general del área de estudio.** OCc: Complejo Metamórfico El Cepo; Civ: Granito El Volcán; Cmet: Metadoritas de Estero Los Tilos; Csi: Intrusivos plutónicos del Carbonífero Superior; Peg: Complejo Plutónico Guanta; Pemt: Metatonalita Las Tolas; Pelc: Formación Laguna Chica; Pet: Formación El Tapado; Pegtm: Granodiorita Toro Muerto; PeTrg: Granitos del Pérmico Medio-Triásico Inferior; Petb: Tonalitas de Quebrada Balala; Trgs: Formación Guanaco Sonso; Trspb: Formación Pastos Blancos; Trmp: Complejo Plutónico Piuquenes; Trsl: Monzogranito El León; Trsgl: Gabros de La Laguna; Trmsd: Dioritas del Triásico Medio-Superior; Trssc: Sienogranitos Colorado; Trslc: Complejo Plutónico Los Carricitos; Jet: Estratos Quebrada El Tapado; Jska: Formación Algarrobal; Jsi: Formación Lagunillas; Jitc: Tonalita La Cruz; Kstc: Tonalita La Chiguilla; KsEb: Estratos El Bosque.



**Figura 2.2. Mapa geológico del área de estudio** que muestra la distribución de unidades litoestratigráficas y estructuras principales, destacando el Complejo Plutónico Piuquenes (modificado de las cartas Guanta–Los Cuartitos y Paso de Vacas Heladas de Murillo *et al.*, 2017, escala 1:100.000; y de las cartas Pisco Elqui y Paso del Agua Negra de Velásquez *et al.*, 2021 escala 1:100.000).

## 2.3. ROCAS METAMÓRFICAS

### 2.3.1 Complejo Metamórfico El Cepo

El Complejo Metamórfico El Cepo (CMC) fue definido formalmente por Mpodozis & Cornejo (1988), a partir de los afloramientos del portezuelo El Cepo, como una franja de rocas metasedimentarias con amplia variabilidad litológica. Se distribuye en el dominio occidental del área de estudio, donde aflora en cuerpos pequeños y aislados en forma de *roof pendants* o megaxenolitos incluidos dentro de rocas plutónicas pérmico–triásicas.

En general, los afloramientos del CMC resultan de la intrusión de distintos cuerpos ígneos, entre los que destacan los complejos plutónicos Guanta y Piuquenes, las Metadioritas de Estero Los Tilos, el Granito El Volcán, intrusivos plutónicos del Carbonífero Superior y los Sienogranitos Colorados. Los afloramientos más extensos se localizan en la ladera occidental del valle del río Ingaguás.

La unidad presenta contactos por falla con el Complejo Plutónico Piuquenes y con el Monzogranito El León, mientras que hacia el norte es cubierta en inconformidad por la Formación Pastos Blancos (Velásquez *et al.*, 2021).

El CMC está conformado por rocas metamórficas de protolito sedimentario, pelítico a arenoso, afectadas por metamorfismo regional y de contacto. Las asociaciones minerales están compuestas principalmente por cuarzo, biotita y muscovita, y localmente se observan porfiroblastos de andalucita, sillimanita y/o clorita, además de estaurólita posttectónica (Velásquez *et al.*, 2021).

Las relaciones de intrusión con el Granito El Volcán sugieren que las rocas del CMC se habrían depositado antes del Carbonífero Inferior. Esta interpretación es respaldada en los datos geocronológicos de Murillo *et al.* (2017), Ortiz & Merino (2015) y Velásquez *et al.* (2021), quienes obtuvieron edades máximas de depositación mediante dataciones U-Pb en circones detríticos:  $442,7 \pm 4,8$  Ma,  $472,5 \pm 5,5$  Ma y  $467,4 \pm 4,9$  Ma, respectivamente. En estudios previos, Mpodozis & Cornejo (1988) reportaron edades K-Ar en biotitas de esquistos colectados en el río Ingaguás, con valores de  $240 \pm 3$  Ma y  $224 \pm 2$  Ma. Más recientemente, Velásquez *et al.* (2021) determinaron una edad de  $243,8 \pm 0,3$  Ma mediante el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en mica blanca, corroborando las edades anteriores e interpretándolas como producto del metamorfismo térmico generado por la intrusión de plutones triásicos, en particular, del Complejo Plutónico Piuquenes.

## 2.4. ROCAS INTRUSIVAS

Las rocas intrusivas del área de estudio forman parte de una franja de gran extensión (28°–31°S), conocida como el macizo granítico de la Alta Cordillera. Este macizo fue inicialmente subdividido en tres grandes cuerpos por Nasi *et al.* (1985): el Batolito Montosa–El Potro, el Batolito Chollay y el Batolito Elqui–Limarí.

Con el propósito de organizar la diversidad litológica, Nasi *et al.* (1985, 1990) introdujeron el término superunidad, definido como un conjunto de unidades asociadas a un mismo ciclo magmático mayor, aunque no necesariamente con un similar origen magmático. Bajo esta clasificación, distinguieron dos superunidades principales: la Superunidad Elqui, que comprendía las unidades Guanta, Montosa, Cochiguás y El Volcán; y la Superunidad Ingaguás, integrada por las unidades Los Carricitos, Chollay, El León y El Colorado.

En este esquema, la Unidad Chollay abarcaba un amplio sector de la Cordillera Frontal, incluyendo áreas que posteriormente fueron diferenciadas como el actual Complejo Plutónico Chollay (CPC) (Salazar *et al.*, 2013; Ortiz & Merino, 2015; Salazar & Coloma, 2016; Coloma *et al.*, 2017) y el Complejo Plutónico Piuquenes (CPP) (Murillo *et al.*, 2017; Velásquez *et al.*, 2021).

La cartografía geológica más reciente, desarrollada por Murillo *et al.* (2017) y Velásquez *et al.* (2021), ha permitido redefinir los límites de las unidades, actualizar los datos geocronológicos y validar la información preexistente. En este contexto se utiliza el concepto de complejo plutónico, entendido como un cuerpo compuesto por diversas litofacies de edad cercana y estrecha relación espacial. Asimismo, el Complejo Plutónico Piuquenes fue reconocido como una entidad independiente, aunque espacial y temporalmente vinculada al CPC, ambos representativos del magmatismo triásico de la Cordillera Frontal.

A partir de este nuevo esquema, Velásquez *et al.* (2021) describen 5 eventos magmáticos que son reconocidos en el área de estudio: 1) Carbonífero Inferior, representado en el área por el Granito El Volcán, 2) Carbonífero Superior-Pérmico Inferior representado por los intrusivos plutónicos del Carbonífero Superior, el Complejo Plutónico Guanta, y la Metatonalita Las Tolas; 3) Pérmico Medio-Triásico Inferior representado por los pequeños afloramientos de los Granitos del Pérmico Medio-Triásico Inferior; 4) Triásico Medio, representado por el Complejo Plutónico Piuquenes, y 5) Triásico Superior, representado por los Sienogranitos Colorado, Monzogranito El León, Gabros de la Laguna y el Complejo Plutónico Los Carricitos.

La Tabla 2.1 resume las principales edades de las rocas intrusivas del área, seleccionadas de un total de 177 dataciones radiométricas recopiladas en la literatura. Solo se presentan las más recientes y representativas, mientras que el detalle completo se incluye en el Anexo 3.

Método	Material	Unidad	Ubicación	Edad (Ma)	Referencia
U-Pb	Circón	Civ	Cerros Blancos	330,9 ± 5,0	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Civ	El Cepo	332,7 ± 2,8	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Cmet	Estero Matancilla	326,6 ± 2,6	Murillo <i>et al.</i> (2017)
U-Pb	Circón	Cmet	Estero Los Tilos	325,9 ± 1,3	Murillo <i>et al.</i> (2017)
U-Pb	Circón	Csi	Río Turbio	322,0 ± 1,9	Murillo <i>et al.</i> (2017)
U-Pb	Circón	Csi	Río Turbio	319,3 ± 2,3	Murillo <i>et al.</i> (2017)
U-Pb	Circón	Csi	Quebrada Vegas Negras	308,2 ± 1,5	Murillo <i>et al.</i> (2017)
U-Pb	Circón	Csi	Quebrada Las Lechuzas	301,8 ± 1,4	Murillo <i>et al.</i> (2017)
U-Pb	Circón	Peg	Quebrada El Chañar	296,2 ± 1,8	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Peg	Quebrada Paihuano	276,7 ± 2,3	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Peg	Quebrada El Pangue	289,7 ± 2,2	Hervé <i>et al.</i> (2014)
U-Pb	Circón	Peg	Quebrada Larga	292,9 ± 2,8	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Peg	Quebrada Vacas Heladas	283,2 ± 1,6	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Pemt	Quebrada Las Tolas	270,5 ± 4,4	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Petb	No especificado	253,0 ± 0,4	Murillo <i>et al.</i> (2017)
U-Pb	Circón	PeTrg	Río Colorado	261,6 ± 2,0	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	PeTrg	Río Colorado	248,8 ± 1,6	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Trmp	Río Ingaguás	247,4 ± 1,3	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Trmp	Cerro Matusalem	248,9 ± 0,4	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Trmp	Quebrada Iribarren	235,8 ± 1,6	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Trmp	Quebrada Piuquenes	241,5 ± 3,3	Murillo <i>et al.</i> (2017)
U-Pb	Circón	Trmp	Río Turbio	239,5 ± 2,0	Murillo <i>et al.</i> (2017)
U-Pb	Circón	Trsl	Quebrada de Bueyes	221,0 ± 4,4	Jones (2014)
U-Pb	Circón	Trsl	Quebrada El León	223,7 ± 1,4	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Trsl	Río Cochiguas	220,8 ± 1,3	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Trssc	Río Turbio	225,9 ± 2,1	Hervé <i>et al.</i> (2014)
U-Pb	Circón	Trssc	Río Turbio	221,9 ± 2,3	Murillo <i>et al.</i> (2017)
U-Pb	Circón	Trssc	Río San Andrés	225,2 ± 1,5	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Trsgl	Río de La Laguna	218,8 ± 8,3	Coloma <i>et al.</i> (2017)
<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Trslc	Sector Los Tilos	214,2 ± 0,3	Murillo <i>et al.</i> (2017)
<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Trslc	No especificado	217,4 ± 0,5	Murillo <i>et al.</i> (2017)
<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Trslc	Valle del Río Turbio	221,4 ± 0,5	Murillo <i>et al.</i> (2017)
<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Jitc	Quebrada La Cruz	185,3 ± 0,5	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Kstc	Cerro La Chigüilla	70,6 ± 0,1	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Kstc	Vega Piuquenes	68,7 ± 0,3	Velásquez <i>et al.</i> (2021)

**Tabla 2.1. Edades radiométricas representativas de las principales unidades intrusivas del área de estudio.** Civ: Granito El Volcán; Cmet: Metadioritas de Estero Los Tilos; Csi: Intrusivos Plutónicos del Carbonífero Superior; Peg: Complejo Plutónico Guanta; Pemt: Metatonalita Las Tolas; Petb: Tonalitas de Quebrada Balala; PeTrg: Granitos del Pérmico Medio-Triásico Inferior; Trmp: Complejo Plutónico Piuquenes; Trsl: Monzogranito El León; Trssc: Sienogranitos Colorado; Trsgl: Gabros de La Laguna; Trslc: Complejo Plutónico Los Carricitos; Jitc: Tonalita La Cruz; Kstc: Tonalita La Chigüilla.

#### **2.4.1.1. Granito El Volcán**

El Granito El Volcán fue descrito por primera vez por Nasi *et al.* (1985) y Mpodozis & Cornejo (1988) como Unidad El Volcán, y posteriormente redefinido por Velásquez *et al.* (2021) bajo su denominación actual. Corresponde a un plutón que aflora de manera discontinua en las inmediaciones del Cerro El Volcán, al suroeste del área de estudio. Está constituido principalmente por granitos y, en menor proporción, por granodioritas, de grano grueso con variaciones a grano medio.

En el área de estudio, el plutón intruye a las metapelitas del Complejo Metamórfico El Cepo, incluyéndolas como *roof pendants* y es intruido por las tonalitas del Complejo Plutónico Guanta. En sus afloramientos más occidentales, es cortado por el Monzogranito El León y por la Tonalita La Chigüilla (Velásquez *et al.*, 2021).

En cuanto a su geocronología, Velásquez *et al.* (2021) obtuvieron dos edades U-Pb en circón para esta unidad:  $330,9 \pm 5,0$  Ma y  $332,7 \pm 2,8$  Ma, lo que indica que el Granito El Volcán habría cristalizado hacia fines del Misisipiano Medio.

#### **2.4.1.2. Metadioritas de Estero Los Tilos**

La unidad denominada Metadioritas de Estero Los Tilos fue definida de manera informal por Murillo *et al.* (2017). Está conformada por un conjunto de rocas intrusivas de composición intermedia, que incluyen metadioritas, metatonalitas y anfibolitas, las cuales han sido afectadas por procesos de recristalización, milonitización y desarrollo de foliación.

Sus afloramientos se localizan en el noroeste del área de estudio, principalmente en el estero Los Tilos. Estas rocas intruyen al Complejo Metamórfico El Cepo y, a su vez, son cortadas por el Complejo Plutónico Guanta, por plutones del Carbonífero Superior y por las Tonalitas de la Quebrada Balala. Además, están cubiertas en inconformidad por la Formación Pastos Blancos.

Murillo *et al.* (2017) realizaron tres dataciones U-Pb en circón, obteniendo edades en el rango de  $325,3 \pm 2,1$  Ma a  $326,6 \pm 2,6$  Ma, lo que sugiere que el protolito de esta unidad cristalizó durante el Mississippiano Superior.

#### **2.4.1.3. Intrusivos plutónicos del Carbonífero Superior**

Descritos como una unidad cronoestratigráfica de carácter informal por Ortiz & Merino (2015). Agrupan dos litodemas: uno tonalítico y otro granítico a granodiorítico, ambos con textura inequigranular, fanerítica de grano grueso a medio y fábricas isotrópicas.

El Plutón Pasto Salado (sensu Nasi *et al.*, 1990) constituye el cuerpo más representativo de esta unidad. Aflora en el sector occidental del área de estudio, en los bordes del Complejo Plutónico Guanta. Este cuerpo intruye a las Metadioritas de Estero Los Tilos y al Complejo Metamórfico El Cepo. A su vez, es intruido por el Complejo Plutónico Piuquenes y por los Sienogranitos Colorados, con los cuales además presenta contactos estructurales. Localmente, muestra contactos difusos o es intruido por rocas del Complejo Plutónico Guanta (Murillo *et al.*, 2017).

En cuanto a su geocronología, edades radiométricas U-Pb y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtenidas por Maksaevev *et al.* (2014), Murillo *et al.* (2017) y Ortiz & Merino (2015) indican que esta unidad corresponde al intervalo 322–299 Ma, abarcando la totalidad del Pennsylvaniano. Murillo *et al.*, (2017) correlaciona esta unidad con la Metadiorita de Estero Los Tilos, aunque estas últimas serían ligeramente más antiguas (Mississippiano Superior, ca. 325 Ma).

#### **2.4.1.4. Complejo Plutónico Guanta**

El Complejo Plutónico Guanta fue definido inicialmente por Nasi *et al.* (1985), y está compuesto principalmente por tonalitas y granodioritas con biotita y hornblenda, y subordinadamente por dioritas cuarcíferas y gabros. Recientemente, Murillo *et al.* (2017) incluyeron también granitos dentro de esta unidad. La localidad tipo se ubica en el sector de Guanta.

Su distribución se extiende por ambos flancos de la cordillera de la Punilla, alcanzando el sector occidental del área de estudio y prolongándose hacia el sur. Estas rocas intruyen al Complejo Metamórfico El Cepo, a las Metadioritas de Estero Los Tilos y a los intrusivos plutónicos del Carbonífero Superior. A su vez, son intruidas por el Complejo Plutónico Los Carricitos. Finalmente, presentan un contacto por inconformidad con la Formación Pastos Blancos.

Las rocas de esta unidad se han clasificado en tres litofacies principales (Murillo *et al.*, 2017; Velásquez *et al.*, 2021):

- Tonalitas y dioritas cuarcíferas: corresponden a rocas de anfíbol y biotita. En general, son mesocráticas, con estructura anisótropa, foliación magmática y texturas de deformación dúctil. Localmente presentan foliación definida por estructuras tipo *schlieren*.
- Granodioritas y granitos de dos micas: rocas leucocráticas que contienen biotita y moscovita. Presentan escasa proporción de minerales ferromagnesianos y, en algunos casos, enclaves microgranulares máficos aislados.

- Granitos: incluyen rocas graníticas y sienograníticas, leucocráticas, con escasa biotita y anfíbol. Comúnmente contienen enclaves microgranulares máficos. Sus afloramientos muestran notables similitudes con los Sienogranitos Colorado.

En cuanto a su geocronología, Velásquez *et al.* (2021) realizaron 14 nuevas dataciones U-Pb en circones, complementadas con análisis  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en cristales de biotita, mica blanca y anfíbol, restringiendo el emplazamiento de esta unidad al Pérmico Inferior. Las litofacies tonalíticas arrojaron edades entre 296–283 Ma, mientras que las granodioríticas se ubican en el rango 293–276 Ma. De manera consistente, Murillo *et al.* (2017) obtuvieron 16 edades radiométricas (U-Pb en circón y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en anfíbol, biotita y mica blanca), que permiten concluir un emplazamiento relativamente similar, entre ~296–279 Ma.

#### **2.4.1.5. Metatonalita Las Tolas**

La Metatonalita Las Tolas, inicialmente incluida por Mpodozis & Cornejo (1988) dentro de la Unidad Guanta, fue redefinida de manera informal por Velásquez *et al.* (2021) como una unidad independiente. Esta unidad ha sido descrita como un plutón elongado en dirección NNO–SSE, compuesto por metatonalitas y metadioritas cuarcíferas.

Sus afloramientos se ubican en la ladera oriental del valle del río Ingaguás, donde presenta contactos nítidos y es intruida por el Complejo Plutónico Piuquenes. Está formada por metatonalitas y metadioritas cuarcíferas. Asociados a este cuerpo se han identificado diques metasienograníticos protomiloníticos, además de diques y stocks de leucogranitos de muscovita, estos últimos sin evidencias de deformación (Velásquez *et al.*, 2021).

En cuanto a su geocronología, Velásquez *et al.* (2021) obtuvieron una edad de  $270,5 \pm 4,4$  Ma mediante el método U-Pb en circón, asignando a esta unidad un emplazamiento en el Pérmico Medio.

#### **2.4.1.6. Granodiorita Toro Muerto**

La Granodiorita Toro Muerto fue definida de manera informal por Murillo *et al.* (2017), tras haber sido previamente asignada a dos unidades distintas: la Unidad El León (Nasi *et al.*, 1990) y la Unidad Chollay (Martin *et al.*, 1995). Corresponde a un cuerpo intrusivo compuesto principalmente por granodioritas, con proporción subordinada de granitos, ambos de grano grueso a medio.

Aflora de manera localizada al noreste del área de estudio, específicamente en la zona de Baños de Toro, al este de la Cordillera de Doña Ana. Sus límites están

controlados por fallas que la ponen en contacto con dos unidades cenozoicas: la Formación Doña Ana y la Formación Cerro de las Tórtolas. Además, se encuentra recubierta en inconformidad por la Formación Pastos Blancos.

En cuanto a su geocronología, las edades más recientes para esta unidad fueron obtenidas por la compañía Energía Andina (Saffie, comunicación escrita, citada en Murillo *et al.*, 2017) mediante el método U-Pb en circones, arrojando valores de  $262,5 \pm 3,7$  Ma y  $262,0 \pm 4,2$  Ma. Estos resultados permiten concluir que la cristalización de este cuerpo plutónico ocurrió durante etapas tardías del Pérmico Medio (Capitaniano).

#### **2.4.1.7. Granitos del Pérmico Medio- Triásico Inferior**

Definidos recientemente de manera informal por Velásquez *et al.* (2021), los Granitos del Pérmico Medio–Triásico Inferior corresponden a una unidad litocronoestratigráfica que agrupa monzogranitos y sienogranitos con biotita y anfíbol-biotita, además de granitos hipabisales. Sus afloramientos se concentran en el sector oriental y suroriental del área de estudio, al este de las fallas Hipólito y Escondida.

La unidad está compuesta por dos litofacies con composiciones similares pero diferentes texturas:

- Granitos faneríticos inequigranulares: rocas que varían entre monzogranitos y sienogranitos de textura fanerítica.
- Intrusivos hipabisales: corresponden a microgranitos de textura porfírica o microcristalina.

Estas rocas intruyen a las formaciones Laguna Chica, El Tapado y Guanaco Sonso.

Anteriormente, habían sido asignadas por Mpodozis & Cornejo (1988) a las unidades El León y Colorado, incluidas en la Superunidad Ingaguás. Sin embargo, nuevos datos geocronológicos y consideraciones litoestratigráficas aportados por Velásquez *et al.* (2021) permitieron situar su emplazamiento en el intervalo Pérmico Medio–Triásico Inferior. Las edades obtenidas por dichos autores varían entre  $261,6 \pm 2,0$  Ma y  $248,8 \pm 1,6$  Ma, mediante métodos U-Pb en circón y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita. Finalmente, los autores proponen correlacionar los pulsos iniciales de esta unidad con la Granodiorita Toro Muerto, descrita anteriormente.

#### 2.4.1.8. Tonalitas de Quebrada Balala

Descrita recientemente por Murillo *et al.* (2017), las Tonalitas de Quebrada Balala corresponden a un plutón elongado en dirección noreste–suroeste, con una extensión aproximada de 7 km<sup>2</sup>. Inicialmente había sido asignada a la Unidad Los Carricitos por Nasi *et al.* (1990), pero fue redefinida de manera informal por Murillo *et al.* (2017) a partir de nuevos antecedentes geocronológicos y al reconocimiento de fábricas anisotrópicas. Sus afloramientos se localizan en el sector noroccidental del área de estudio, específicamente en la quebrada Balala.

Litológicamente, está compuesta por tonalitas foliadas de biotita y anfíbol. Estas rocas presentan una foliación de origen predominantemente magmático, aunque también exhiben evidencias de deformación tectónica (Murillo *et al.*, 2017).

La única edad reportada para esta unidad fue obtenida por Murillo *et al.* (2017) mediante el análisis de cristales de biotita a través del método <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, entregando un valor de 253,0 ± 0,4 Ma. Esta edad es interpretada como el enfriamiento de los cristales de biotita, situando al plutón muy próximo al límite Pérmico–Triásico.

#### 2.4.1.9. Complejo Plutónico Piuquenes

El Complejo Plutónico Piuquenes fue definido inicialmente por Murillo *et al.* (2017) como Monzogranito Piuquenes, para referirse a un plutón de composición predominantemente monzogranítica cuya localidad tipo se ubica en el río Turbio. Posteriormente, Velásquez *et al.* (2021) lo redefinieron como complejo plutónico, reconociendo cuatro litofacies principales:

- Monzogranitos: Corresponden a monzogranitos de biotita y, localmente, a sienogranitos de biotita. Presentan estructuras isótropas, textura hipidiomórfica y granulometría media a gruesa. Afloran principalmente a lo largo de la cuenca del río Ingaguás. Intruyen al Complejo Metamórfico El Cepo, a intrusivos plutónicos del Carbonífero Superior, al Complejo Plutónico Guanta, a la Metatonalita Las Tolas, así como a las formaciones Laguna Chica y Guanaco Sonso. Además, presentan contacto tectónico por la falla Baños del Toro con las formaciones Laguna Chica, Guanaco Sonso y los Estratos de La Paloma. A su vez, es intruido por plutones del Triásico Superior (Monzogranito El León, Sienogranitos Colorado, Gabros La Laguna y Dioritas Infiernillo), y se encuentran en contacto por falla con el Monzogranito El León.
- Granodioritas a tonalitas: Incluyen granodioritas y, en menor proporción, tonalitas, de grano medio e isótropas. Afloran principalmente en la

quebrada Maitenes, afluente del río Ingaguás. Intruyen al Complejo Metamórfico El Cepo y a la Metatonalita Las Tolas, y son a su vez intruidas por los Sienogranitos Colorado. Localmente, presentan contacto subhorizontal con los monzogranitos descritos anteriormente.

- Sienogranitos porfíricos: Son sienogranitos con textura gráfica y porfírica. Contienen fenocristales de plagioclasa, cuarzo, ortoclasa y escasa biotita, en una masa fundamental constituida por un agregado felsofídico fino. Sus principales afloramientos se encuentran en la ladera occidental del valle del río Ingaguás, entre las fallas Ingaguás y Baños del Toro, donde intruyen a los monzogranitos del complejo y se encuentran en contacto por falla con el Complejo Metamórfico El Cepo. En el sector sur del área de estudio, se presentan como pequeños stocks irregulares elongados en dirección norte–sur.
- Dioritas: Se caracterizan por su alto índice de color, siendo mesocráticas a melanocráticas. Afloran como pequeñas apófisis en el sector norte del área de estudio, hasta las nacientes del río Ingaguás. Mantienen relaciones de intrusión con otras litofacies del complejo, y cortan a la Metatonalita Las Tolas.

Murillo *et al.* (2017) obtuvieron una edad U-Pb en circón de  $241,5 \pm 3,3$  Ma, mientras que Velásquez *et al.* (2021) reportaron cuatro edades en el rango de  $247,4 \pm 1,3$  Ma a  $235,8 \pm 1,6$  Ma, determinadas mediante los métodos U-Pb en circón y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita. Estos resultados permiten establecer que el emplazamiento del complejo ocurrió durante el Triásico Medio, con pulsos magmáticos más tardíos hacia el Carniano. A nivel regional, el Complejo Plutónico Piuquenes ha sido correlacionado con el Complejo Plutónico Chollay (Salazar *et al.*, 2013), expuesto entre los  $28^{\circ}40'S$  y  $29^{\circ}20'S$  en la Cordillera Frontal, dentro del mismo dominio morfoestructural del área de estudio.

#### **2.4.2.0. Dioritas del Triásico Medio-Superior**

Unidad definida de manera informal por Murillo *et al.* (2017). Corresponde a intrusivos dioríticos de extensión reducida ( $<3$  km<sup>2</sup>), conformados por cuerpos elongados en dirección norte–sur, que afloran en la parte alta del río Turbio, específicamente entre las fallas Baños del Toro e Ingaguás.

Litológicamente, está constituida por dioritas cuarcíferas de anfíbol, de grano medio a grueso, y monzodioritas cuarcíferas de anfíbol y clinopiroxeno. En el sector centro–norte del área de estudio, estas rocas intruyen al Complejo Plutónico Piuquenes y, posiblemente, a la Formación Pastos Blancos, mientras que son intruidas por los Sienogranitos Colorado (Murillo *et al.*, 2017).

Aunque no se dispone de edades radiométricas directas para esta unidad, las relaciones de contacto con las unidades adyacentes sugieren un emplazamiento ocurrido hacia fines del Triásico Medio y comienzos del Triásico Superior.

#### **2.4.2.1. Sienogranitos Colorado**

Nasi *et al.* (1990) y Mpodozis y Cornejo (1988) emplearon el término Unidad Colorado para referirse a un conjunto de intrusivos de composición sienogranítica, de intenso color rojizo a anaranjado, que afloran en el sector de las hojas Guanta y Pisco Elqui en forma de stocks discretos y discontinuos. Posteriormente, Salazar *et al.* (2013) redefinieron esta unidad bajo la denominación de Sienogranitos Colorado, nombre que ha sido adoptado en las cartas geológicas más recientes elaboradas por distintos autores (*e.g.*, Murillo *et al.*, 2017; Velásquez *et al.*, 2021).

Litológicamente, corresponden a sienogranitos de grano medio a grueso, con textura fanerítica a porfídica, y en algunos casos con presencia de fenocristales. Estos cuerpos intruyen a los intrusivos plutónicos del Carbonífero Superior, así como a los complejos plutónicos Guanta y Piuquenes, y a las formaciones Guanaco Sonso, Laguna Chica y Pastos Blancos (Murillo *et al.*, 2017; Velásquez *et al.*, 2021).

En cuanto a su geocronología, diversas edades U–Pb en circón sitúan su emplazamiento entre los 225 y 215 Ma, correspondiendo al Triásico Superior (Salazar y Coloma, 2016; Murillo *et al.*, 2017; Ortiz y Merino, 2015; Velásquez *et al.*, 2021).

#### **2.4.2.2. Monzogranito El León**

Nasi *et al.* (1985) emplearon el nombre Unidad El León para describir la intrusión más extensa de la Superunidad Ingaguás, compuesta por monzogranitos y sienogranitos de biotita de color rosado que afloran en los valles de los ríos Cochiguas, Ingaguás y La Laguna. Posteriormente, Velásquez *et al.* (2021), sobre la base de nuevos antecedentes geocronológicos y criterios litológicos, redefinieron esta unidad bajo la denominación de Monzogranito El León. Su localidad tipo se ubica en la Vega del León, en el sector suroeste del área de estudio.

Corresponde a monzogranitos y sienogranitos isótropos, de bajo índice de color. En cuanto a sus relaciones de contacto, en el área de estudio se encuentra en contacto por falla con el Complejo Metamórfico El Cepo, el Complejo Plutónico Piuquenes y el Complejo Plutónico Guanta. Asimismo, intruye a tonalitas y

granodioritas del Complejo Plutónico Guanta, y es intruido por el Complejo Plutónico Los Carricitos y por la Tonalita La Cruz (Velásquez *et al.*, 2021).

Las edades más recientes para esta unidad fueron obtenidas por Velásquez *et al.* (2021), quienes reportan un rango entre  $223,7 \pm 1,4$  Ma y  $220,8 \pm 1,3$  Ma, mediante dataciones U–Pb en circón. Estos resultados permiten establecer que el emplazamiento del Monzogranito El León ocurrió durante el Noriano, en un intervalo temporal acotado.

#### **2.4.2.3. Gabros de La Laguna**

La unidad Gabros de La Laguna fue definida de manera informal por Nasi *et al.* (1985) y posteriormente mencionada por Mpodozis y Cornejo (1988), quienes la describieron como pequeños stocks de composición básica a intermedia que afloran en el valle del río de La Laguna. En el centro del área de estudio, su localidad tipo se ubica en dicho valle, inmediatamente al este de la falla Hipólito.

Litológicamente, está conformada principalmente por gabros, noritas y gabronoritas, con presencia local de dioritas. Estas rocas presentan una textura fanerítica de grano grueso a muy grueso. En cuanto a sus relaciones de contacto, la unidad intruye a rocas de la Formación Guanaco Sonso, mientras que es intruida por stocks y diques de los Sienogranitos Colorado. Además, se encuentra cubierta en inconformidad por rocas del Cenozoico, correspondientes a los Estratos de La Paloma (Velásquez *et al.*, 2021).

Respecto a la geocronología, existen discrepancias entre los diferentes estudios. Hervé *et al.* (2014) reportaron una edad U-Pb en circón de  $255,2 \pm 1,8$  Ma, descartando valores previos de 215 y 225 Ma. En contraste, Coloma *et al.* (2017) obtuvieron edades de  $218,8 \pm 8,3$  Ma y  $265,0 \pm 2,4$  Ma mediante el mismo método. Por su parte, Velásquez *et al.* (2021), basándose en la ausencia de evidencias de metamorfismo en estas rocas, concluyeron que las edades más jóvenes (ca. 218–215 Ma) representan de manera más confiable la cristalización del plutón.

#### **2.4.2.4. Complejo Plutónico Los Carricitos**

El Complejo Plutónico Los Carricitos fue definido inicialmente por Nasi *et al.* (1990) como un conjunto de plutones compuestos principalmente por granodioritas de biotita y hornblenda, estos afloran al este de la localidad de Guanta. Posteriormente, Murillo *et al.* (2017) lo elevaron a la categoría de complejo plutónico, al reconocer en él una mayor diversidad litológica (incluyendo granodioritas, tonalitas, granitos y dioritas), distintas a las descritas originalmente. En el área de estudio, aflora en el NE del sector, específicamente en la zona de Los Carricitos.

Litológicamente, se distinguen al menos cuatro litofacies principales: Tonalitas de biotita y anfíbol, Granodioritas con cordierita, Granitos y Dioritas. Intruyen al Monzogranito El León y al Complejo Plutónico Guanta, con el que además presentan un contacto tectónico por falla. Además, en algunos sectores presentan un contacto por intrusión con la Formación Pastos Blancos. Cabe destacar que en su interior se han identificado megaxenolitos derivados del Complejo Plutónico Guanta.

En cuanto a su edad de emplazamiento, Murillo *et al.* (2017) reportaron cinco dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita, que indican que las rocas del Complejo Plutónico Los Carricitos cristalizaron durante un intervalo acotado del Noriano, entre 221 y 214 Ma, ligeramente posterior al emplazamiento de los Sienogranitos Colorado.

#### **2.4.2.5. Tonalita La Cruz**

La Tonalita La Cruz fue definida recientemente por Velásquez *et al.* (2021), y corresponde a un plutón de composición predominantemente tonalítica, que aflora en la ladera sur-occidental del valle del río Cochiguas, al suroeste del área de estudio.

Litológicamente, está compuesta principalmente por tonalitas, y en menor proporción por dioritas y dioritas cuarcíferas. En cuanto a sus relaciones de contacto, la unidad intruye al Monzogranito El León y a tonalitas del Complejo Plutónico Guanta, mientras que a su vez es intruida por la Tonalita La Chigüilla.

Desde el punto de vista geocronológico, Velásquez *et al.* (2021) reportaron una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita de  $185,3 \pm 0,5$  Ma. Esta edad permite asignar esta unidad al Pliensbachiano (Jurásico Inferior).

#### **2.4.2.6. Tonalita La Chigüilla**

La Tonalita La Chigüilla fue definida de manera informal por Velásquez *et al.* (2021). Corresponde a un plutón de composición tonalítica que aflora en las inmediaciones del cerro La Chigüilla, al suroeste del área de estudio.

En cuanto a sus relaciones de contacto, la unidad intruye al Granito El Volcán, a tonalitas del Complejo Plutónico Guanta, a la Tonalita La Cruz y al Monzogranito El León.

Previamente, Mpodozis y Cornejo (1988) habían asignado este cuerpo a la Unidad Bocatoma. Sin embargo, nuevos antecedentes geocronológicos llevaron a Velásquez *et al.* (2021) a reclasificarlo como una unidad independiente del Cretácico, obteniendo edades radiométricas entre  $70,6 \pm 0,1$  Ma y  $68,6 \pm 0,2$  Ma

mediante el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita. En consecuencia, este plutón se asigna al Maastrichtiano, lo que resulta consistente según sus relaciones de contacto.

## 2.5. ROCAS ESTRATIFICADAS

En el área de estudio, las rocas estratificadas están representadas por un conjunto de unidades que incluyen tanto depósitos sedimentarios como secuencias volcánicas.

Las unidades más antiguas corresponden a las formaciones Laguna Chica, El Tapado y Guanaco Sonso, depositadas de manera continua entre el Pérmico Medio y el Triásico Medio, y separadas entre sí por discordancias estratigráficas de carácter regional.

En la Formación El Tapado, los estratos de areniscas y limolitas intercalados evidencian sedimentación clástica en ambiente lacustre, sincrónico con el amplio volcanismo representado por la Formación Laguna Chica y la Formación Guanaco Sonso.

Hacia el Triásico Superior, al norte del área de estudio y posterior al emplazamiento del CPP, la Formación Pastos Blancos registra un volcanismo efusivo de gran extensión areal, asociado a un régimen tectónico extensional (Mpodozis y Kay, 1990; 1992; Coloma et al., 2013; 2015).

Durante el Jurásico Superior, una transgresión marina favoreció la acumulación de los Estratos de Quebrada El Tapado en un ambiente subacuoso de baja energía, evidenciado por la presencia de lutitas calcáreas con laminación planar.

Al inicio del Ciclo Andino, las primeras manifestaciones magmáticas y sedimentarias corresponden a las rocas volcánicas de la Formación Algarrobal. Contemporáneamente, hacia el este, se depositaron las rocas sedimentarias continentales de la Formación Lagunillas, representando procesos fluvio-aluviales desarrollados durante el Jurásico Superior.

La Tabla 2.2 resume las edades más recientes y representativas de las rocas estratificadas del área de estudio, obtenidas por distintos autores. Al igual que en el caso de las rocas intrusivas, el detalle completo de las dataciones se presenta en el Anexo 3.

Método	Material	Unidad	Ubicación	Edad (Ma)	Referencia
U-Pb	Circón	Pelc	Quebrada El Tapado	265,6 ± 1,0	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Pelc	Quebrada Río Seco	266,2 ± 1,4	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Pelc	Quebrada Escondida	263,7 ± 1,9	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Pelc	Quebrada Río Agua Negra	272,8 ± 3,4	Sato <i>et al.</i> (2015)
U-Pb	Circón	Pelc	Cordillera de Vallenar	267,5 ± 1,6	Salazar & Coloma (2016)
U-Pb	Circón	Pet	Quebrada El Tapado	260,0 ± 1,7	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Pet	Quebrada El Tapado	262,9 ± 0,9	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Pet	Río Seco	261,3 ± 1,4	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Pet	Quebrada Las Tetas	257,2 ± 2,2	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Trgs	Quebrada Ingaguás	244,2 ± 1,6	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Trgs	Río La Gloria	250,8 ± 1,8	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Trgs	Embalse La Laguna	247,6 ± 1,0	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
U-Pb	Circón	Trgs	Río La Laguna	248,6 ± 5,5	Jones (2014)
U-Pb	Circón	Trgs	Río Potrerillos	253,9 ± 2,8	Ortiz & Merino (2015)
U-Pb	Circón	Trspb	Estero Los Tilos	226,9 ± 1,1	Murillo <i>et al.</i> (2017)
U-Pb	Circón	Trspb	Quebrada Pastos Blancos	230,7 ± 1,3	Murillo <i>et al.</i> (2017)
U-Pb	Circón	Trspb	Quebrada Río Del Medio	236,0 ± 1,2	Murillo <i>et al.</i> (2017)
U-Pb	Circón	Jsl	Quebrada Piuquenes	147,5 ± 1,7	Merino (2013)
U-Pb	Circón	Jsl	Sin Información	150,8 ± 4,0	Oliveros <i>et al.</i> (2012)
U-Pb	Circón	Jsl	Río Manflas	157,5 ± 2,3	Salazar & Coloma (2016)
U-Pb	Circón	Jsl	Quebrada Piuquenes	148,9 ± 2,1	Rossel <i>et al.</i> (2013)
<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Anfíbola	Jska	Quebrada Pinte	163,4 ± 2,1	Rossel <i>et al.</i> (2013)
U-Pb	Circón	Jska	Cerro Alto del Burro	141,3 ± 1,4	Salazar <i>et al.</i> (2013)
U-Pb	Circón	Jska	Quebrada Algarrobal	142,4 ± 1,9	Murillo <i>et al.</i> (2017)
U-Pb	Circón	Jska	Quebrada La Totora	144,6 ± 2,1	Salazar (2012)
U-Pb	Circón	Jska	Quebrada Elqui	162,2 ± 1,6	Velásquez <i>et al.</i> (2021)
<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Anfíbola	Jska	Quebrada Pinte	163,9 ± 1,4	Rossel <i>et al.</i> (2013)

**Tabla 2.2. Edades radiométricas representativas de las principales unidades estratificadas del área de estudio.** Pelc: Formación Laguna Chica; Pet: Formación El Tapado; Trgs: Formación Guanaco Sonso; Trspb: Formación Pastos Blancos; Jsl: Formación Lagunillas; JsKa: Formación Algarrobal.

### 2.5.1. Formación Laguna Chica

Las rocas de esta unidad fueron inicialmente clasificadas como parte de la Formación Cuarzoporfírica por Reutter (1974). Posteriormente, Moscoso *et al.* (2010) las reasignaron a la Formación Pastos Blancos. Finalmente, Salazar y Coloma (2016) definieron formalmente como Formación Laguna Chica a una sucesión volcanoclástica de composición variable, entre riolítica y dacítica, cuya localidad tipo corresponde al río de la Laguna Chica, en la Región de Atacama. En el área de estudio, la Formación Laguna Chica aflora entre la falla Baños del Toro y el límite fronterizo con Argentina.

La unidad se compone de rocas volcánicas félsicas a intermedias, principalmente piroclásticas, con algunas lávicas y sedimentarias subordinadas. Las litofacies que afloran en el área de estudio corresponden a:

- Tobas, brechas y lavas intermedias a félsicas
- Tobas, dacitas y areniscas
- Tobas félsicas a intermedias.

Se encuentra cubierta en discordancia angular por las Formaciones El Tapado, Guanaco Sonso y por las unidades del Cenozoico (Doña Ana, Tambo y Cerro Las Tórtolas) mientras que es intruida por los Granitos del Pérmico Medio–Triásico Inferior, el Complejo Plutónico Piuquenes.

La edad de esta unidad ha sido extensamente estudiada. Velásquez *et al.* (2021) reportan seis dataciones U-Pb en circón que entregan un rango entre  $266,2 \pm 1,4$  Ma y  $263,7 \pm 1,9$  Ma. Jones (2014) obtuvo edades en torno a 269 Ma, mientras que Salazar y Coloma (2016) informan valores de  $275,5 \pm 1,8$  Ma,  $267,5 \pm 1,6$  Ma y  $263,7 \pm 1,3$  Ma en el área de la carta Cerros de Cantaritos–Laguna Chica. En conjunto, estas edades permiten asignar la Formación Laguna Chica al Pérmico Medio.

### 2.5.2. Formación El Tapado

La Formación El Tapado fue definida formalmente por Velásquez *et al.* (2021). Está constituida por una sucesión de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias subordinadas, cuya localidad tipo corresponde a la quebrada El Tapado, situada entre las fallas El Tapado y Carmen.

Litológicamente, Velásquez *et al.* (2021) distinguen dos asociaciones principales:

- Asociación volcánica inferior: dominada por depósitos piroclásticos dacíticos, con menor participación de rocas lávicas. Originalmente, estas facies habían sido incluidas en la Formación Pastos Blancos (Mpodozis y Cornejo, 1988; Martin *et al.*, 1995).
- Asociación sedimentaria superior: integrada principalmente por areniscas, limolitas calcáreas, calizas, volcarenitas, conglomerados y areniscas yesíferas, con participación subordinada de rocas volcánicas. Estas facies fueron denominadas anteriormente como los “estratos de El Tapado” (Mpodozis y Cornejo, 1988).

En el área de estudio, la unidad se encuentra cubierta en discordancia de erosión por las Formaciones Guanaco, y en discordancia angular con las unidades del Cenozoico (Formaciones Cerro Las Tórtolas y Tambo). Asimismo, es intruida por los Granitos del Pérmico Medio–Triásico Inferior.

La edad de la unidad ha sido determinada principalmente mediante dataciones U-Pb en circón, que entregan un rango de  $262,9 \pm 0,9$  Ma a  $256,4 \pm 1,8$  Ma (Velásquez *et al.*, 2021), correspondiente al Pérmico Medio–Superior. En trabajos previos, Martin *et al.* (1999) habían reportado una edad K-Ar en biotita

de  $260 \pm 6$  Ma, consistente con estos resultados. A nivel regional, Velásquez *et al.* (2021) correlacionan esta unidad con la sección superior del Grupo Choiyoi en Argentina (Sato y Llambías, 1993; Sato *et al.*, 2015).

### 2.5.3. Formación Guanaco Sonso

Esta unidad fue definida inicialmente de manera informal como “Guanaco Sonso *Sequense*” por Martin *et al.* (1999). Recientemente, Salazar y Coloma (2016) establecen su sección de referencia formal en las cabeceras del río Laguna Chica (29°S).

En el área de estudio, esta unidad ha sido descrita por Murillo *et al.* (2017) como una sucesión piroclástica de composición predominantemente riolítica, mientras que Velásquez *et al.* (2021) la caracterizan como un conjunto de rocas volcánicas de composición dacítica a andesítica, acompañadas de areniscas y limolitas.

Estratigráficamente, la Formación Guanaco Sonso se apoya en discordancia angular sobre la Formación Laguna Chica y la Formación El Tapado. Además, es intruida por el Complejo Plutónico Piuquenes, los Sienogranitos Colorado, los Gabros de la Laguna y los Granitos del Pérmico Medio–Triásico Inferior. Asimismo, se encuentra cubierta, también en discordancia angular, por los Estratos de la quebrada El Tapado, y por las unidades cenozoicas de la Formación Doña Ana, la Formación Cerro de Las Tórtolas y los Estratos de La Paloma.

La edad de la Formación Guanaco Sonso ha sido determinada mediante dataciones U-Pb en circón, obteniéndose un rango entre  $253,9 \pm 1,7$  Ma y  $244,2 \pm 1,6$  Ma (Jones, 2014; Velásquez *et al.*, 2021; Murillo *et al.*, 2017). Estos resultados permiten asignarla al Pérmico Superior–Triásico Medio.

### 2.5.4. Formación Pastos Blancos

La Formación Pastos Blancos fue definida originalmente por Thiele (1964). Posteriormente, Nasi *et al.* (1990) utilizó esta denominación para referirse a las sucesiones volcánicas pérmico–triásicas que afloran en la ladera occidental del cerro Doña Ana. Más tarde, basados en edades K-Ar y U-Pb, Martín *et al.* (1999) subdividieron esta formación en dos unidades informales: Guanaco Sonso *Sequence* (Pérmico Medio–Superior) y Los Tilos *Sequence* (Triásico Superior). Posteriormente, Ortiz y Merino (2015), a partir de la definición litológica original y de nuevas edades U–Pb en circón, restringieron la denominación Pastos Blancos únicamente a las rocas agrupadas en Los Tilos *Sequence*. Finalmente, Murillo *et al.* (2017) mantuvieron la nomenclatura original para referirse a los

afloramientos ubicados al norte del área de estudio, entre la cordillera La Punilla y la falla Baños del Toro.

Murillo *et al.* (2017) reconoce dos litofacies intercaladas entre sí:

- Tobas y lavas félsicas de composición dacítica a riolítica.
- Lavas básicas a intermedias y rocas piroclásticas subordinadas.

En cuanto a sus relaciones de contacto, la formación se apoya en inconformidad sobre rocas intrusivas del Complejo Plutónico Piuquenes, el Complejo Plutónico Guanta, las metadioritas del estero Los Tilos y la Granodiorita Toro Muerto, mientras que es cubierta por rocas del Cenozoico (Formaciones Lautaro y Lagunillas). Además, es intruida por rocas de los Sienogranitos Colorado, y su techo corresponde a la superficie de erosión actual.

Murillo *et al.* (2017) obtuvieron seis edades U–Pb en circón, con un rango entre  $226,9 \pm 1,1$  Ma y  $236,0 \pm 1,2$  Ma. Estos resultados, junto con las edades reportadas por Ortiz y Merino (2015) y Makshev *et al.* (2014), permiten asignar la formación al Carniano–Noriano (Triásico Superior).

### **2.5.5. Estratos de quebrada El Tapado**

La unidad litoestratigráfica Estratos de quebrada El Tapado fue definida por Mpodozis y Cornejo (1988) como una sucesión sedimentaria conformada por areniscas y limolitas calcáreas, calizas, volcarenitas, conglomerados finos y limonitas yesíferas, que afloran principalmente en la quebrada El Tapado.

En el área de estudio (inmediatamente al este de falla Carmen), la unidad se apoya en paraconformidad sobre la Formación Guanaco Sonso y es cubierta en disconformidad por la Formación Doña Ana. Asimismo, los estratos se encuentran en contacto por falla con la Formación Guanaco Sonso.

Murillo *et al.* (2017) realizaron dataciones U–Pb en circón, obteniendo distintas poblaciones de edades. La población más joven entrega un valor de aproximadamente 175 Ma, que corresponde a una edad máxima de depósito toarciense superior. Considerando esta edad, y las relaciones de contacto con la Formación Guanaco Sonso y la Formación Doña Ana, así como la correlación con la Formación Lautaro propuesta por Mpodozis y Cornejo (1988), la unidad ha sido asignada tentativamente al Jurásico Inferior–Medio por Murillo *et al.* (2017).

### 2.5.6. Formación Algarrobal

La Formación Algarrobal fue definida por Deidiós (1967) en la quebrada homónima, al noroeste, fuera del área de estudio. Está compuesta por rocas volcánicas andesíticas, tobas y brechas volcanoclásticas, que alternan con rocas sedimentarias clásticas de origen continental. En el área de estudio, corresponde a una franja de afloramientos de rocas piroclásticas y sedimentarias.

En cuanto a sus relaciones de contacto, la unidad se encuentra cubierta en discordancia angular por los Estratos de El Bosque (Velásquez *et al.*, 2021). También es cubierta en discordancia por erosión con rocas del Cenozoico: Estratos de Cerro Maquila.

Velásquez *et al.* (2021) obtuvieron edades U–Pb en circón de  $142,4 \pm 1,9$  Ma en la localidad tipo, y de  $164,7 \pm 1,0$  Ma. Considerando estos resultados, junto con los trabajos de Rossel *et al.* (2013), Salazar *et al.* (2012, 2013) y Ortiz y Merino (2015), se establece un rango de edad para la unidad entre  $135,5 \pm 1,5$  Ma y  $164,7 \pm 1,0$  Ma, correspondiente al intervalo Calloviano–Berriasiano.

### 2.5.7. Formación Lagunillas

Definida por Jensen (1976), corresponde a una sucesión continental sedimentario-volcánica compuesta por dos secciones: una inferior conformada por una alternancia de conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas y una superior conformada por conglomerados con intercalaciones menores de basaltos (Murillo *et al.*, 2017). En el área de estudio aflora únicamente la sección superior.

Estratigráficamente, esta unidad se apoya en discordancia angular sobre la Formación Pastos Blancos y es cubierta por rocas Cenozoicas de la Formación Doña Ana (Murillo *et al.* 2017)

Las edades U–Pb en circón obtenidas para la Formación Lagunillas varían entre  $157,5 \pm 2,3$  Ma y  $146,3 \pm 1,6$  Ma (Ortiz y Merino, 2015; Merino, 2013; Murillo *et al.*, 2017; Mpodozis y Gardeweg, 2008; Salazar y Coloma, 2016). Estos resultados permiten asignar la unidad al Jurásico Superior.

## 2.6. ESTRUCTURAS

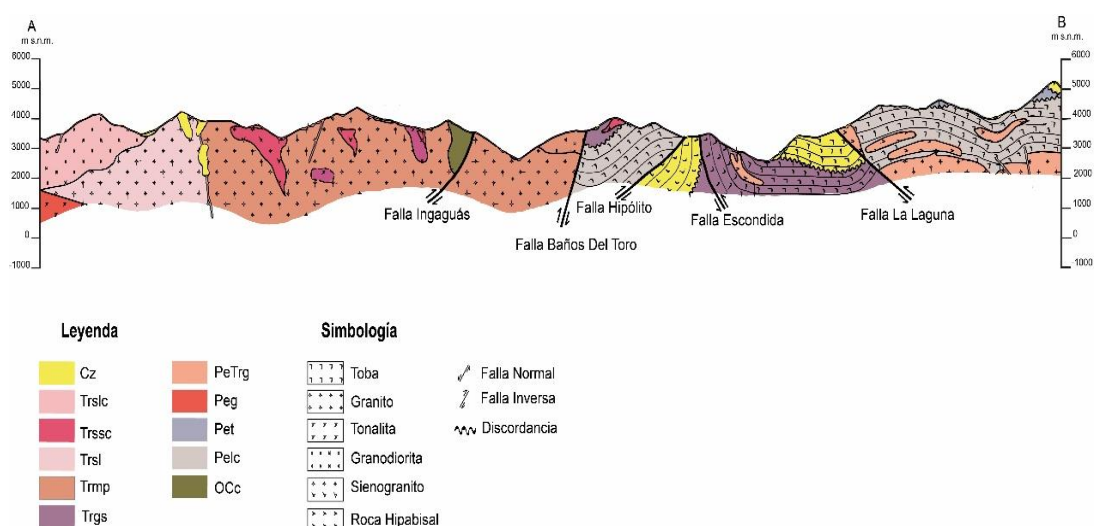
El área de este trabajo corresponde a un segmento de la unidad morfoestructural denominada Cordillera Frontal, el principal y más elevado rasgo orográfico de la cadena andina a esta latitud ( $29^{\circ}50'$  y  $30^{\circ}30'S$ ). A escala regional, el estilo estructural está dominado por una tectónica de piel gruesa (*thick-skinned*) (Moscoso & Mpodozis, 1988), en la cual la deformación y configuración

estructural están controladas principalmente por fallas inversas de orientación norte-sur, responsables del levantamiento de bloques de basamento paleozoico de decenas de kilómetros de extensión. En este contexto, la cobertura mesozoica se acomoda pasivamente sobre el basamento (Velásquez *et al.*, 2021).

En función de la distribución y del estilo de deformación de las unidades geológicas presentes, es posible dividir el área de estudio en dos dominios estructurales:

- El dominio estructural Occidental está formado principalmente por rocas plutónicas del Carbonífero-Triásico, acompañadas localmente por rocas volcánicas y sedimentarias del Triásico al Eoceno. Este dominio está estructuralmente controlado por fallas normales con direcciones predominantes NO-SE y NE-SO.
- El dominio estructural Oriental está compuesto por sucesiones volcánicas, sedimentarias e intrusivas del Pérmico-Triásico, junto con rocas volcánicas e intrusivas del Eoceno-Mioceno, y su deformación está dominada por fallas inversas regionales de orientación norte-sur.

El límite entre ambos dominios corresponde a la Falla Baños del Toro y el extremo norte de la Falla Los Caserones (Velásquez *et al.*, 2021). Finalmente, la figura 2.3 muestra un perfil geológico estructural A–B del área de estudio, mostrando las principales unidades litológicas y estructuras (fallas y discordancias) en la Cordillera Frontal (modificado de Velásquez *et al.*, 2021).



**Figura 2.3. Perfil geológico estructural A–B del área de estudio**, mostrando las principales unidades litológicas y estructuras (fallas y discordancias) en la Cordillera Frontal (modificado de Velásquez *et al.*, 2021).

### 2.6.1. Dominio Estructural Occidental

Este dominio se extiende desde el límite occidental del área de estudio hasta las fallas Baños del Toro y Los Caserones, hacia el este. Está compuesto principalmente por rocas plutónicas del Carbonífero al Triásico, que se encuentran localmente cubiertas por rocas volcánicas y sedimentarias mesozoicas y cenozoicas, y están además intruidas por cuerpos intrusivos del Cretácico-Eoceno.

Hacia el límite oriental de este dominio se reconoce la Falla Ingaguás, la cual, por sus características, ha sido interpretada por Velásquez *et al.* (2021) como parte del Sistema de Falla Baños del Toro–Los Caserones, y por ello se describe dentro del Dominio Estructural Oriental. Aunque no se han identificado fallas activas propias de este dominio dentro del área de estudio, se reconocen diversas relaciones de contacto, las cuales se describen a continuación:

- Inconformidad con el basamento: La principal y más antigua de las discordancias reconocidas en este dominio corresponde al contacto por inconformidad entre el basamento y la sucesión de rocas estratificadas mesozoicas y cenozoicas que lo sobreyacen. Aunque esta relación no se observa de manera extensa dentro del área de estudio, Velásquez *et al.* (2021) documentan su presencia hacia el sur oeste del área de estudio, donde sucesiones sedimentarias y volcánicas depositadas sobre el Complejo Plutónico Guanta afloran basculadas hacia el oeste, evidenciando así una antigua superficie erosiva y una importante discontinuidad tectonoestratigráfica.
- Discordancia del Cretácico Superior: Esta discordancia se reconoce específicamente entre la Formación Algarrobal y los Estratos de El Bosque, que cubren a las rocas jurásico-cretácicas a través de una superficie erosiva irregular.

### 2.6.2. Dominio Estructural Oriental

Este dominio se localiza en el sector oriental del área de estudio, y está limitado hacia el oeste por el Sistema de Falla Baños del Toro–Los Caserones. Se caracteriza por una intensa deformación tectónica, atribuida a la actividad de fallas inversas y, en menor medida, de fallas normales con reactivación inversa, las cuales segmentan bloques compuestos por rocas volcánicas y sedimentarias del Pérmico–Triásico y del Eoceno–Mioceno.

Además, en esta área se reconocen importantes discordancias estratigráficas entre las que destaca una extensa discordancia angular entre la Formación Guanaco Sonso y la Formación Doña Ana, así como la discordancia entre la

Formación Laguna Chica y las unidades cenozoicas, representadas por las formaciones Doña Ana y Cerro de Las Tórtolas.

#### 2.6.2.1. Sistema de Falla Baños del Toro-Los Caserones

Este sistema se localiza en el límite occidental de este dominio, y se caracteriza por un estilo estructural compresivo, que afecta franjas de rocas volcánicas del Pérmico-Triásico y del Eoceno-Mioceno, las cuales se encuentran fuertemente tectonizadas y limitadas por fallas inversas de vergencia al este (Velásquez *et al.*, 2021). Las dos principales estructuras de este sistema son las fallas Baños del Toro y Los Caserones. En segundo orden de importancia se reconocen las fallas Hipólito e Ingaguás.

- La Falla Baños del Toro ha sido ampliamente documentada como una estructura regional, inversa, de alto ángulo y con vergencia al este (Mpodosis y Cornejo, 1988; Nasi *et al.*, 1990; Murillo *et al.*, 2017). En el área de estudio, el bloque colgante de esta falla está conformado por rocas del Complejo Plutónico Piuquenes (Triásico Medio), que cabalgan hacia el este sobre diferentes unidades: En su tramo norte, sobre rocas volcánicas cenozoicas (Estratos de La Paloma); En su tramo sur, sobre las Formaciones Guanaco Sonso y Laguna Chica; Más al norte, pone en contacto rocas triásicas de la Formación Pastos Blancos sobre las rocas estratificadas del Oligoceno-Mioceno pertenecientes a la Formación Doña Ana.
- Falla Los Caserones: En este sector, bloques de rocas intrusivas del Complejo Plutónico Piuquenes cabalgan hacia el este sobre rocas de la Formación Laguna Chica, en una relación estructural análoga a la observada en la Falla Baños del Toro. Por su geometría, estilo estructural, proximidad espacial y unidades afectadas, Velásquez *et al.* (2021) interpretan que ambas fallas (Caserones y Baños del Toro) están genéticamente relacionadas, formando un sistema compresivo de primer orden desarrollado entre el Mioceno Inferior y Medio.
- Falla Hipólito: En el sector, pone en contacto a la Formación Laguna Chica con unidades cenozoicas como los Estratos de La Paloma y la Formación Doña Ana. También se observan contactos estructurales con las formaciones El Tapado y Guanaco Sonso.
- Falla Ingaguás: La Falla Ingaguás es una estructura de componente inversa que levanta al Complejo Plutónico Piuquenes (Triásico Medio) por sobre los esquistos del Complejo Metamórfico El Cepo en el bloque yacente. Por su geometría y ubicación, Velásquez *et al.* (2021) sugieren

que esta falla podría constituir parte del Sistema de Falla Baños del Toro–Los Caserones, motivo por el cual es descrita como perteneciente al Dominio Estructural Oriental.

#### 2.6.2.2. Sistema de Falla La Laguna

Su estructura principal es la Falla La Laguna, una falla inversa de bajo ángulo mediante la cual las rocas pérmicas de las formaciones El Tapado y Laguna Chica cabalغان hacia el oeste sobre rocas oligo-miocenas presentes en el área de estudio. Además de esta estructura, se incluye en este sistema la Falla Escondida, que pone en contacto rocas volcánicas de la Formación Guanaco Sonso sobre rocas eocenas de los Estratos de La Paloma. Con base en la edad de las unidades afectadas (Oligoceno Superior–Mioceno Inferior), se infiere que la Falla La Laguna estuvo activa con posterioridad al Mioceno Inferior.

#### 2.6.2.3. Sistema de Falla Olivares–Carmen

Pone en contacto rocas volcánicas de la Formación Laguna Chica y granitos del Pérmico Medio–Triásico Inferior, con las formaciones El Tapado y Guanaco Sonso.

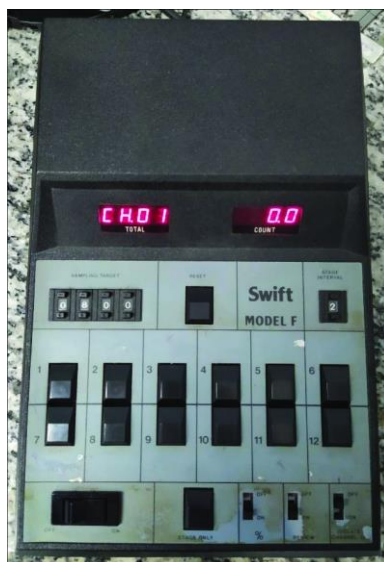
- Falla Olivares: Corresponde a una falla normal con reactivación inversa, posiblemente responsable de generar el espacio de acomodación para los depósitos de la Formación El Tapado. Esta falla se bifurca hacia el suroeste en la Falla La Gloria, de carácter inverso, rumbo NE-SO. En el área de estudio, Velásquez *et al.* (2021) observa un cabalgamiento hacia el oeste del bloque oriental, donde rocas de la Formación Laguna Chica cabalغان sobre rocas de las formaciones El Tapado, Guanaco Sonso y Cerro de Las Tórtolas. Estos antecedentes permiten inferir que la Falla Olivares fue reactivada en forma inversa hacia el oeste, después del Mioceno Medio.
- Falla Carmen: La Falla Carmen es interpretada como una estructura normal con reactivación inversa. En su bloque oriental, se presenta una sucesión de rocas pertenecientes a la Formación El Tapado, las cuales son puestas en contacto, a través de la falla, con rocas de las formaciones Laguna Chica, El Tapado y Doña Ana, expuestas en el bloque occidental. Según Velásquez *et al.* (2021), y considerando las unidades afectadas por esta estructura, se interpreta que la Falla Carmen experimentó una reactivación inversa con vergencia hacia el oeste, probablemente ocurrida durante el Mioceno Inferior.

### 3. RESULTADOS

En este capítulo se presenta la descripción petrográfica de las litologías que conforman el Complejo Plutónico Piuquenes (CPP). La caracterización se llevó a cabo a partir del análisis detallado de 18 cortes transparentes proporcionados por el SERNAGEOMIN.

La identificación y cuantificación mineralógica se realizaron utilizando un microscopio óptico monocular y un contador de puntos (platina de conteo puntual) *Swift Point Counter* (Figura 3.1.1), modelo F, ambos facilitados por el Departamento de Geología de la Universidad de Concepción. Este último se desplaza en pasos predefinidos (por ejemplo, 0.5 mm) a lo largo de los ejes X e Y, lo que permite recorrer sistemáticamente todo el corte y garantizar una cuantificación mineralógica representativa, minimizando los sesgos de observación.

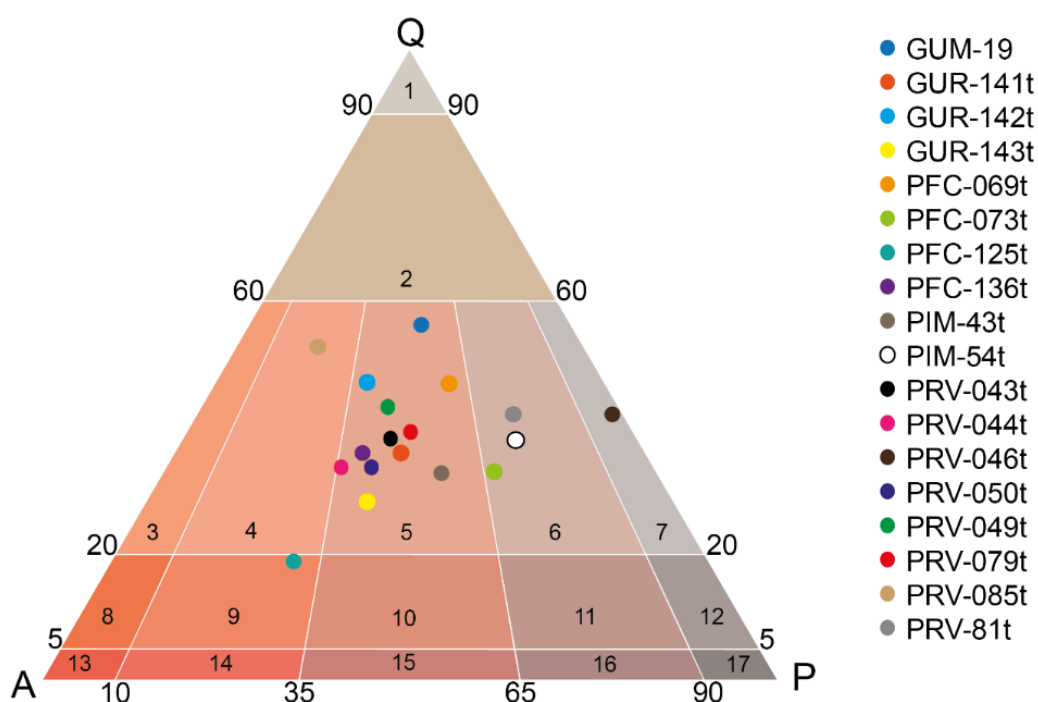
Además, para la obtención de algunas imágenes se utilizó una cámara acoplada Nikon DS-Fi 3 en un microscopio binocular, junto con el programa NIS-ELEMENTS *Viewer* 4.50, ambos proporcionados por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Concepción.



**Figura 3.1.1.** Contador de puntos Swift Model F utilizado para la cuantificación mineralógica en cortes transparentes (Pereira, 2020).

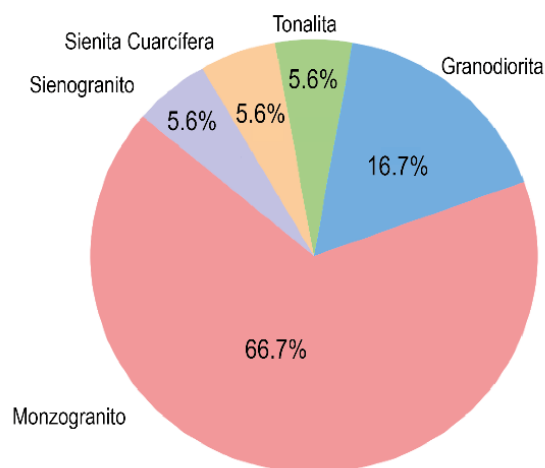
### 3.1 PETROGRAFÍA

La clasificación de las rocas se estableció en función de su composición modal de minerales de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa, empleando como referencia el diagrama QAP de Streckeisen (1976) (Figura 3.1.2).



**Figura 3.1.2. Diagrama de clasificación QAP (Streckeisen, 1976)** aplicado a las litologías del Complejo Plutónico Piuquenes. El diagrama permite clasificar rocas plutónicas según la proporción relativa de cuarzo (Q), feldespato alcalino (A) y plagioclasa (P), distribuyéndose las muestras en campos específicos que corresponden a litologías bien definidas: 1) cuarzolita, 2) granitoide rico en cuarzo, 3) granito alcalino, 4) sienogranito, 5) monzogranito, 6) granodiorita, 7) tonalita, 8) cuarzo-sienita alcalina, 9) cuarzo-sienita, 10) cuarzo-monzonita, 11) cuarzo-monzodiorita/cuarzo-monzogabro, 12) cuarzo-diorita/cuarzo-gabro, 13) sienita alcalina, 14) sienita, 15) monzonita, 16) monzodiorita/monzogabro y 17) diorita/gabro. Las facies del Complejo Plutónico Piuquenes se concentran mayormente en los campos correspondientes a monzogranito (5), granodiorita (6), tonalita (7), sienogranito (4) y sienita cuarcífera (9).

El análisis petrográfico de los 18 cortes transparentes pertenecientes al CPP revela una composición dominada por monzogranitos (12 muestras), seguidos por granodioritas (3 muestras), sienogranito (1 muestra), sienita cuarcífera (1 muestra) y tonalita (1 muestra). Véase Figura 3.1.3.



**Figura 3.1.3. Distribución porcentual de las principales litologías del Complejo Plutónico Piuquenes**, en base al análisis de 18 muestras. La unidad está dominada por monzogranitos (66.7%), seguidos por granodioritas (16.7%), y representaciones menores de tonalita, sienita cuarcífera y sienogranito (5.6 % cada una).

A cada corte se le asocia una ficha descriptiva (Anexo 1), que cuenta con fotomicrografías en luz polarizada plana y nicoles cruzados, su ubicación y localidad más cercana, texturas, mineralogía primaria y de alteración, y otros rasgos representativos de la roca, además de sus respectivas clasificaciones petrográficas. En la tabla 3.1 se resumen los principales resultados petrográficos obtenidos.

Litología	Texturas principales	Tamaño de grano	Minerales máficos/accesorios	Minerales de alteración
<b>Monzogranitos</b>	Fanerítica inequigranular; equigranular, textura pertítica frecuente	Fino a grueso, predominio medio	Biotita, opacos, apatito, circón	Sericita, clorita, epidota, muscovita secundaria
<b>Granodioritas</b>	Fanerítica inequigranular, localmente pertítica	Medio a grueso	Biotita, titanita, opacos	Sericita, clorita, epidota, carbonatos
<b>Tonalita</b>	Fanerítica inequigranular, con orientación de plagioclasas	Medio	Biotita, opacos	Sericita, clorita, epidota
<b>Sienogranito</b>	Fanerítica inequigranular, textura pertítica	Medio	Biotita, apatito y circón	Sericita, clorita, muscovita secundaria
<b>Sienita Cuarcífera</b>	Fanerítica inequigranular; textura pertítica frecuente	Medio a grueso	Biotita, opacos	Clorita, epidota, sericita

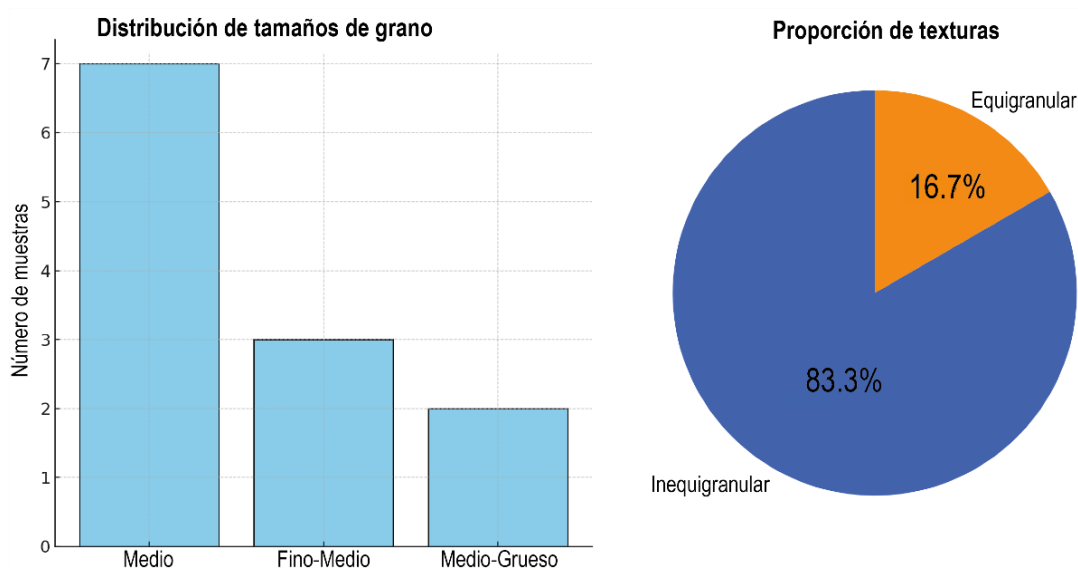
**Tabla 3.1. Características petrográficas de las principales litologías del CPP**, considerando texturas, tamaño de grano, minerales máficos y minerales de alteración.

### 3.1.1. Monzogranito

Monzogranito constituye la litología predominante del Complejo Plutónico Piuquenes (CPP). De las dieciocho muestras analizadas en esta unidad, doce corresponden a monzogranitos (GUM-19, GUR-141t, GUR-142t, GUR-143t, PFC-069t, PFC-136t, PIM-43t, PRV-043t, PRV-044t, PRV-049t, PRV-050t y PRV-079t), y solo tres de ellas (GUR-142t, PRV-043t y PRV-079t) presentan biotita como principal mineral máfico, lo que permite clasificarlas específicamente como monzogranitos de biotita.

#### 3.1.1.1. Textura y Microestructuras:

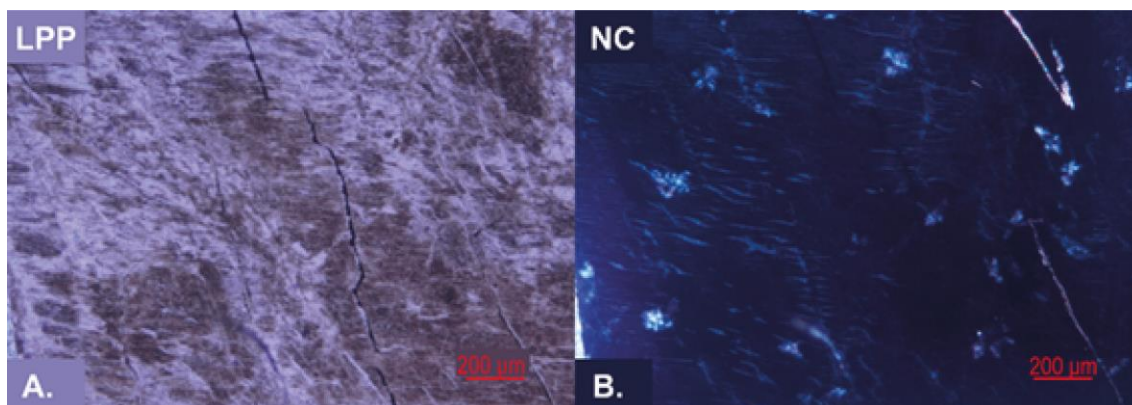
Las muestras analizadas presentan predominantemente una textura fanerítica inequigranular, con variaciones en el tamaño de grano desde fino hasta grueso, según la muestra (Figura 3.1.4). Las muestras PFC-136t y GUM-19 muestran un grano medio a grueso, mientras que PRV-079t, PRV-050t, PRV-049t, PRV-044t, PRV-043t, GUR-143t y PIM-43t presentan grano medio. En contraste, GUR-142t y GUR-141t son equigranulares, con grano fino a medio, mientras que PFC-069t exhibe una textura inequigranular de grano fino a medio.



**Figura 3.1.4. Distribución de texturas y tamaños de grano en monzogranitos del CPP.** A la izquierda se muestra la frecuencia relativa de los distintos rangos de tamaño de grano (fino–medio, medio y medio–grueso), mientras que a la derecha se presenta la proporción de texturas equigranulares e inequigranulares.

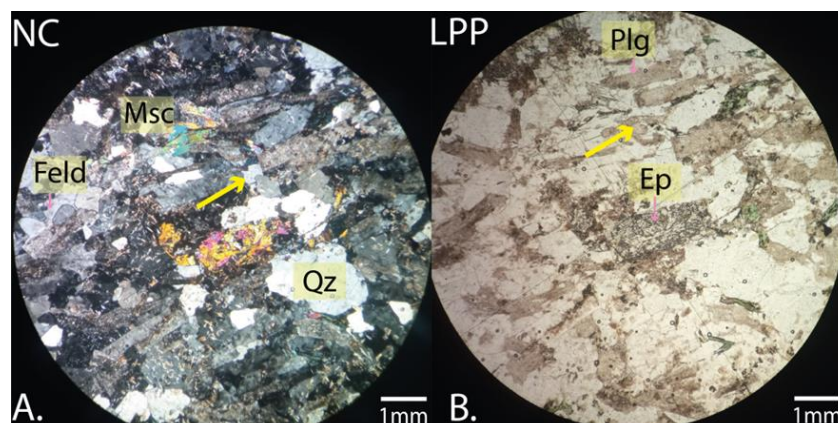
Además, se reconocen texturas y estructuras locales como:

- **Textura pertítica:** Esta textura se reconoce de manera recurrente en todas las muestras y es característica de los feldespatos potásicos, manifestándose como exsoluciones en forma de venas o laminillas de albita dentro de la matriz de feldespato potásico. En las muestras PRV-079t, PRV-049t (figura 3.1.5), PRV-050t, PRV-043t y GUR-143t, la textura pertítica se observa en feldespatos potásicos anhedrales, donde las exsoluciones se encuentran localizadas y presentan signos de alteración a arcilla, lo cual podría estar relacionado con procesos hidrotermales tardíos. Por otro lado, en la muestra GUM-19, la textura pertítica es prominente en cristales de feldespato potásico de grano grueso de hasta 5 mm.



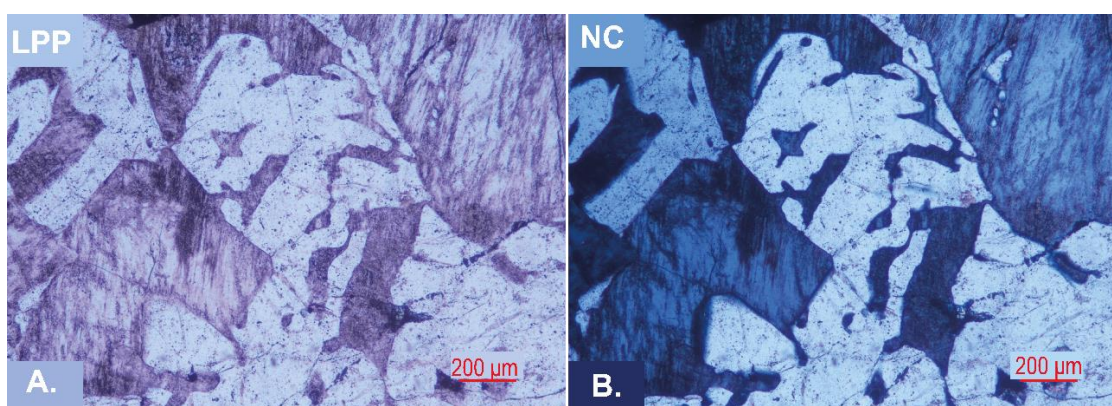
**Figura 3.1.5. Textura pertítica en feldespato potásico de la muestra PRV-049t.** (A) Luz polarizada plana (LPP), donde se distinguen exsoluciones de albita con disposición irregular. (B) Nícoles cruzados (NC), resaltando el contraste óptico de la textura pertítica. Escala 200 µm.

- **Plagioclasas zonadas:** Reconocida de manera local en todas las muestras de monzogranitos de la unidad, es visible en forma de bandas concéntricas. Esta característica constituye una evidencia clara de cambio en las condiciones fisicoquímicas del magma durante el crecimiento del cristal.
- **Texturas orientadas:** Reconocidos únicamente en la muestra GUR-142t (Figura 3.1.6), en forma de plagioclasas de grano fino y de hábito tabular con una orientación preferencial, desarrollando una textura de flujo interpretada como resultado del movimiento del fundido durante su cristalización.



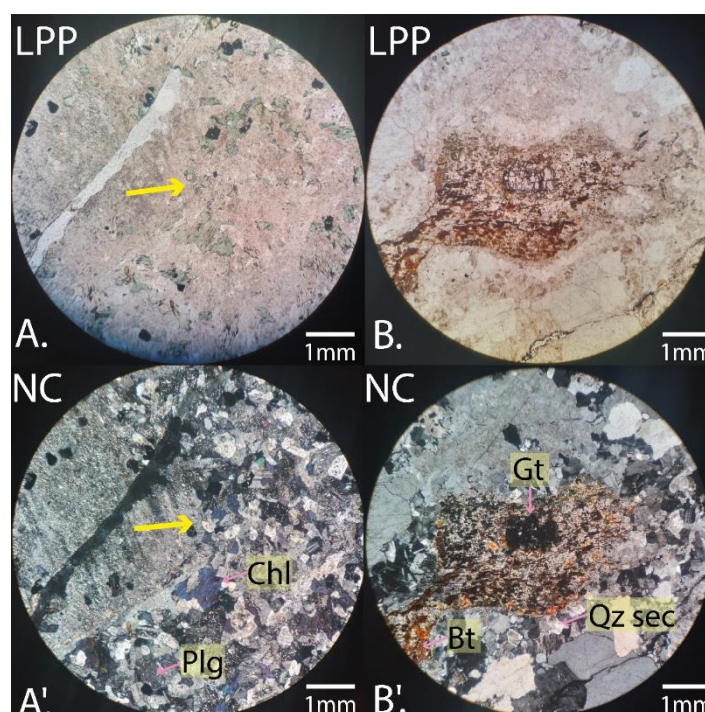
**Figura 3.1.6. Textura orientada en la muestra GUR-142t.** (A) Nicols cruzados (NC), donde se reconocen feldespato (Feld), cuarzo (Qz) y muscovita (Msc) con marcada orientación indicada por la flecha amarilla. (B) Luz polarizada plana (LPP), mostrando plagioclasa (Plg) y epidota (Ep) asociados a la orientación de los minerales. Escala 1 mm.

- Textura de desequilibrio en el cuarzo: Esta textura ha sido identificada específicamente en las muestras PRV-043t, PRV-044t, PRV-049t y PRV-079t. Se reconoce por la presencia de bordes irregulares y la cristalización de cuarzo dentro de feldespato, lo cual es indicativo de cambios abruptos en las condiciones de temperatura o presión durante el proceso de cristalización magmática. Estos bordes irregulares reflejan un crecimiento mineral desestabilizado, posiblemente vinculado a episodios de enfriamiento rápido o fluctuaciones en el régimen tectónico. En la muestra PRV-079t (Figura 3.1.7), además, se observa cuarzo con inclusiones de ortoclasa, lo cual se podría interpretar con eventos de reequilibrio químico y fluctuaciones térmicas posteriores a la formación inicial de los cristales.



**Figura 3.1.7. Texturas de desequilibrio en la muestra PRV-079t.** (A) Luz polarizada plana (LPP), mostrando cristales de feldespato con bordes irregulares y recristalización. (B) Nicols cruzados (NC), donde se resaltan las irregularidades y el contraste óptico asociado a la desestabilización mineral. Escala 200 µm.

- Enclaves y xenolitos: En la muestra PFC-069t (Figura 3.1.8) se reconocen dos xenolitos con bordes irregulares, asociados a recristalización de cuarzo secundario. Estos están conformados por cristales fracturados de granate, biotita de aspecto masivo en abundancia, además de sericita y arcillas. No fueron considerados en la descripción mineralógica de la roca huésped, ya que corresponden a fragmentos de roca ajena incorporados al magma durante su emplazamiento. Por otra parte, en la muestra PIM-43t (Figura 3.1.8) se observan enclaves de grano fino y composición diorítica, que presentan contacto neto con la matriz y se interpretan como fragmentos ígneos resultantes de procesos de mezcla de magmas.



**Figura 3.1.8. Enclaves y xenolitos en la muestra PIM-43t y PFC-069t respectivamente.** (A, A') Luz polarizada plana (LPP) y nicoles cruzados (NC) de un enclave (flecha amarilla) compuesto por plagioclasa (Plg) y clorita (Chl), con contactos irregulares respecto a la matriz. (B, B') LPP y NC de un xenolito con granate (Gt), biotita (Bt) y cuarzo secundario (Qz sec), que evidencia procesos de incorporación y alteración durante el emplazamiento del magma. Escala 1 mm.

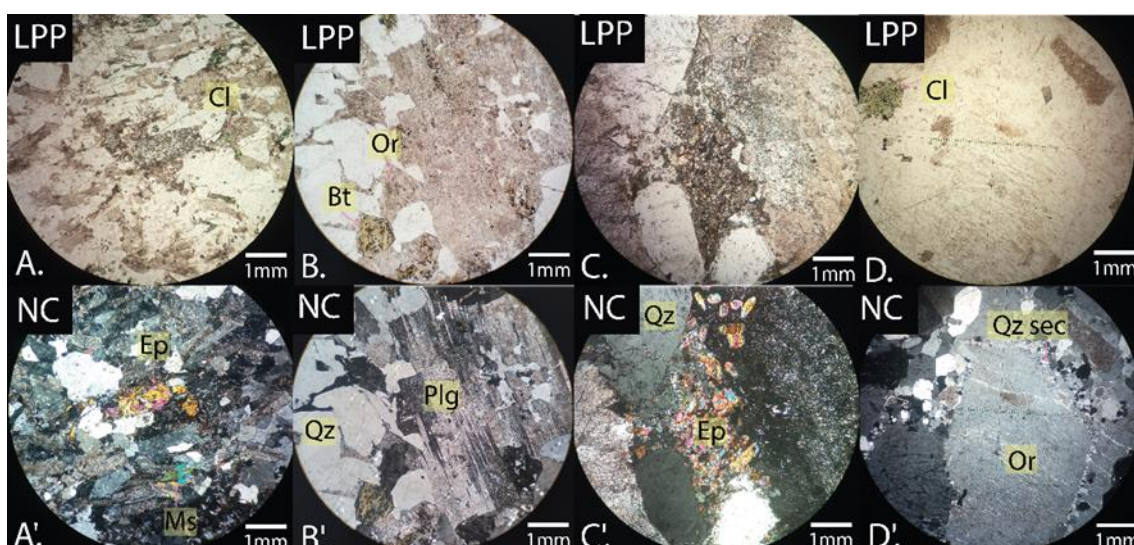
### 3.1.1.2. Mineralogía Principal

Los monzogranitos (Figura 3.1.9) están compuestos principalmente por:

- Plagioclasa (19-37%): Cristales tabulares de tamaño entre 0,1 mm y 3,5 mm. Se observan signos de alteración a sericita y arcillas, especialmente en las muestras PRV-049t y PRV-050t. Además, algunos cristales

presentan zonación oscilatoria, indicativas de fluctuaciones en la composición magmática durante su cristalización.

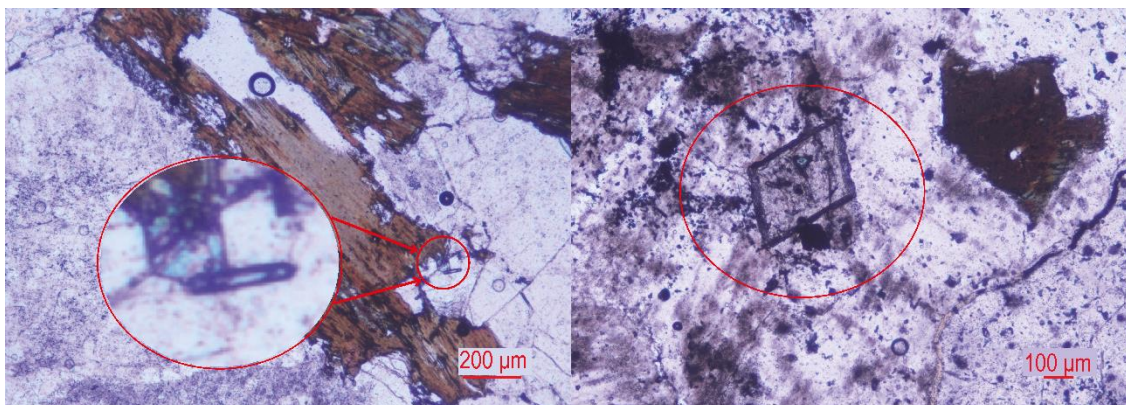
- Cuarzo (28-54%): Granos anhedrales de 0,05 mm a 6,0 mm, ubicados en posiciones intersticiales. En la muestra GUM-19 se observan microfracturas rellenas de cuarzo secundario, posiblemente asociadas a eventos tectónicos post-cristalización.
- Feldespato potásico (18-42%): Cristales anhedrales de tamaño variable de 0,1 mm a 5,0 mm, con textura perítica bien desarrollada. En PRV-079t y GUM-19, esta textura es particularmente marcada, con exsoluciones de albita visibles en el microscopio.
- Biotita (1-8%): Cristales subhedrales tabulares con un leve pleocroísmo y tamaño de entre 0,05 mm a 1,75 mm.
- Minerales opacos (<1%): Cristales anhedrales, disseminados en la matriz, con dimensiones que varían entre 0,005 y 0,5 mm. Se presentan generalmente asociados a biotita.



**Figura 3.1.9. Minerales primarios y de alteración en monzogranitos del Complejo Plutónico Piuquenes (CPP).** (A–A') Muestra GUR-142t: clorita (Cl), epidota (Ep) y muscovita secundaria (Ms) asociadas a procesos hidrotermales. (B–B') Muestra PRV-043t: ortoclasa (Or) y plagioclasa (Plg) con biotita (Bt), mostrando evidencias de alteración. (C–C') Muestra PRV-079t: asociación de epidota (Ep) y cuarzo (Qz) vinculada a recristalización. (D–D') Muestra PFC-136: ortoclasa (Or) con cuarzo secundario (Qz sec) en microfracturas. Escala 1 mm.

### 3.1.1.3. Minerales Accesorios:

- Apatito, titanita y circón se identifican como fases accesorias (Figura 3.2.1).



**Figura 3.2.1. Fotomicrografía de minerales accesorios de monzogranitos del CPP.** (A) Cristal acicular de apatito incluido en biotita (LPP, escala 200  $\mu\text{m}$ , detalle ampliado). (B) Cristal euhedral de esfeno (titanita) en la matriz (LPP, escala 100  $\mu\text{m}$ ).

### 3.1.1.4. Tipos de Alteración:

Las muestras presentan procesos de alteración en distintos grados:

- **Sericitización y argilización:** La Sericitización se observa principalmente en plagioclasa y ortoclasa, con intensidad variable a moderada en muestras como PRV-079t y PRV-050t. Se manifiesta como material microcristalino que reemplaza parcialmente la estructura original, y en feldespatos potásicos se presenta de manera leve a moderada. En varias muestras se distinguen agregados finos de muscovita asociados a este proceso, especialmente en GUR-141t. Por otro lado, la argilización es reconocida como la alteración de feldespatos potásicos a arcillas, presente en grado leve a moderado en la mayoría de las muestras. En particular, en la muestra GUR-141t se identifica la aparición de esmectita como mineral de alteración argílica.
- **Cloritización:** La biotita muestra grados variables de reemplazo por clorita. En las muestras PRV-079t y PIM-43t este proceso es evidente en los bordes de los cristales, donde la biotita aparece parcialmente transformada en agregados verdosos de clorita. Bajo nicoles cruzados, la clorita se distingue por sus bajos colores de interferencia característicos. Esta alteración se interpreta como un proceso hidrotermal tardío, asociado al enfriamiento y circulación de fluidos en el plutón.

- Cuarzo secundario: Presente en microfracturas dentro de cristales de cuarzo preexistentes, particularmente en la muestra GUM-19, lo cual podría estar relacionado con eventos de circulación hidrotermal posteriores al enfriamiento.
- Epidotización: La epidota se presenta en cristales anhedrales a subhedrales de grano fino, comúnmente formando agregados granulares en bordes de plagioclasa y feldespato potásico, o asociada a clorita en reemplazo de biotita. En la muestra PRV-079t, la epidota se observa en forma de agregados granulares bien desarrollados. Bajo nicoles cruzados exhibe colores de interferencia elevados, lo que facilita su identificación además de su alto relieve reconocido en LPP. Esta alteración se interpreta como resultado de procesos hidrotermales tardíos, vinculados a la circulación de fluidos ricos en calcio durante el enfriamiento y fracturamiento de la roca huésped.

### **3.1.2. Tonalita**

En el conjunto de fichas petrográficas del Complejo Plutónico Piuquenes (CPP), se identificó una única muestra correspondiente a una tonalita. Esta muestra, denominada PRV-046t (Figura 3.2.2), fue clasificada según el diagrama de Streckeisen (1976) como una Tonalita de Biotita.

#### **3.1.2.1. Textura y Microestructuras**

Esta muestra presenta textura fanerítica inequigranular de grano fino a medio (0,5 mm a 2,5 mm). Además, se reconoce la siguiente textura local:

- Textura intergranular: Esta textura se observa de forma localizada, caracterizada por la disposición de cristales anhedrales de cuarzo en los espacios intersticiales entre los cristales subhedrales de plagioclasa.

#### **3.1.2.2. Mineralogía Principal**

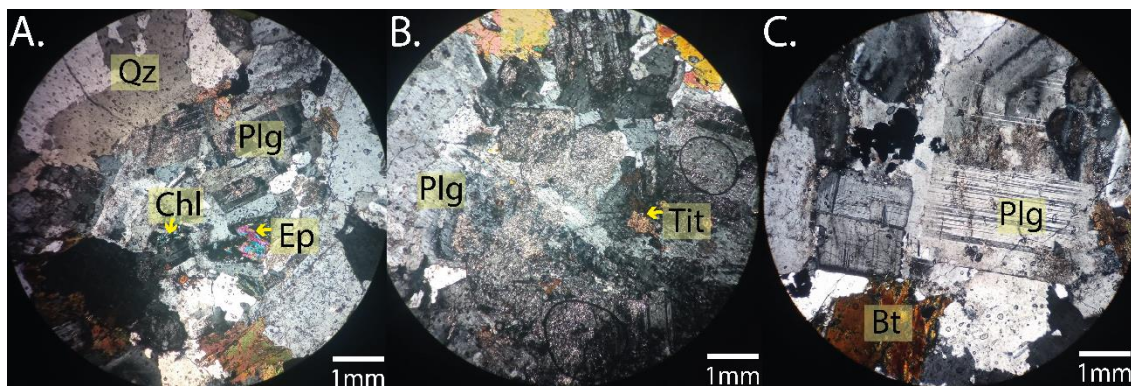
La tonalita está compuesta principalmente por:

- Plagioclasa (40-55%): Cristales subhedrales de hábito tabular de 0,5 mm a 2,5 mm. Localmente, estos cristales presentan zonación.

- Cuarzo (25-30%): Cristales anhedrales de 0,5 mm a 2,5 mm. Localmente estos cristales presentan disposición intergranular rellenando espacios con respecto a la plagioclasa.
- Feldespato Potásico (5-8%): Se reconocen en forma de cristales anhedrales de 0,5 mm.
- Biotita (10-12%): En forma de cristales subhedrales a anhedrales de 0,5 mm a 1,0 mm.
- Opacos (1-3 %): Cristales anhedrales de 0,1 a 0,3 mm. Localmente se encuentran asociados a biotita o diseminados.

### 3.1.2.3. Minerales Accesorios

Solamente se encontró un cristal de esfeno en las muestras.



**Figura 3.2.2. Fotomicrografía en lámina transparente de tonalitas del área de estudio, bajo luz polarizada. (A) Asociación de plagioclasa (Plg), cuarzo (Qz), clorita (Chl) y epidota (Ep). (B) Plagioclasa (Plg) con inclusión de titanita (Tit). (C) Plagioclasa (Plg) con maclas polisintéticas y biotita (Bt). Escala: 1 mm.**

### 3.1.2.4. Tipos de Alteración:

Al igual que las muestras de monzogranito, la tonalita descrita presenta las siguientes alteraciones:

- Sericitización y argilización: Las plagioclasas presentan un grado de sericitización y zonas localizadas de alteración argílica. Los feldespatos potásicos también muestran un leve grado de argilización, indicando interacción con fluidos ricos en agua y elementos móviles.

- Cloritización de biotita: Reconocida como alteración leve en algunas biotitas. La clorita suele desarrollarse en los bordes y a lo largo de planos de exfoliación en la biotita.
- Epidotización: En algunas microfracturas se observa la presencia de biotita.

### **3.1.3. Sienita Cuarcífera de Biotita**

La muestra que se ajusta dentro de esta clasificación corresponde a PFC-125t. Clasificada como sienita según el diagrama de Streckeisen (1976).

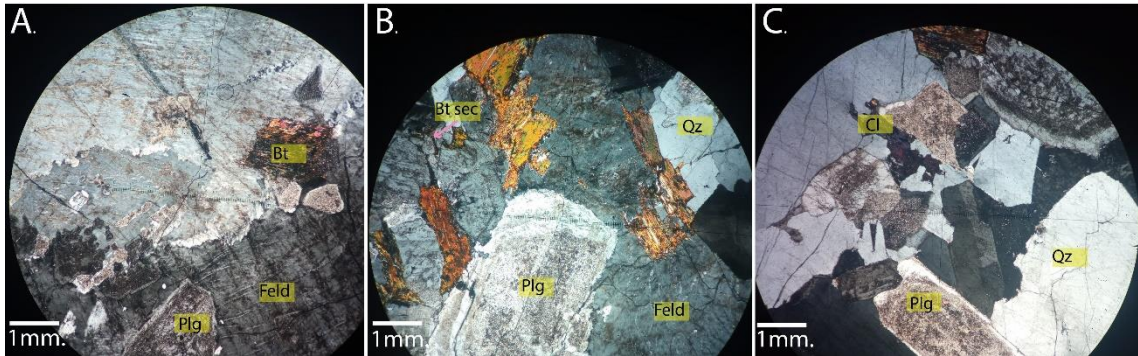
#### **3.1.3.1. Textura y Microestructuras**

Esta muestra exhibe una textura fanerítica inequigranular de grano medio a grueso. Localmente se reconoce una textura perítica presente de manera prominente en los feldespatos potásicos. Además, se observa que algunos de los feldespatos potásicos presentan textura enmallada (Figura 3.2.2).

#### **3.1.3.2. Mineralogía Principal**

La muestra PFC-125t está compuesta principalmente por:

- Feldespato Potásico (54%): Compuesto por ortoclasa y microclina, con su característico enmallado. Estos cristales son anhedrales de 1,0 mm a 3,0 mm (Figura 3.2.2; A, B y C).
- Plagioclasa (23%): Cristales subhedrales de hábito tabular que presentan zonación en algunos casos. Su tamaño varía de 1,0 a 2,5 mm.
- Cuarzo (18%): Cristales anhedrales de tamaño entre 1,0 y 3,0 mm, distribuidos de manera dispersa en la matriz. Se reconoce su disposición intersticial ocupando espacios residuales entre los cristales de feldespato potásico y plagioclasa.
- Biotita (5%): Cristales subhedrales de tamaño entre 0,2 mm y 1,0 mm. Presentan un leve pleocroísmo de marrón oscuro a verde oliva.
- Opacos (<1%): Cristales anhedrales de entre 0,1 mm y 0,3 mm que se encuentran diseminados o asociados a la biotita.

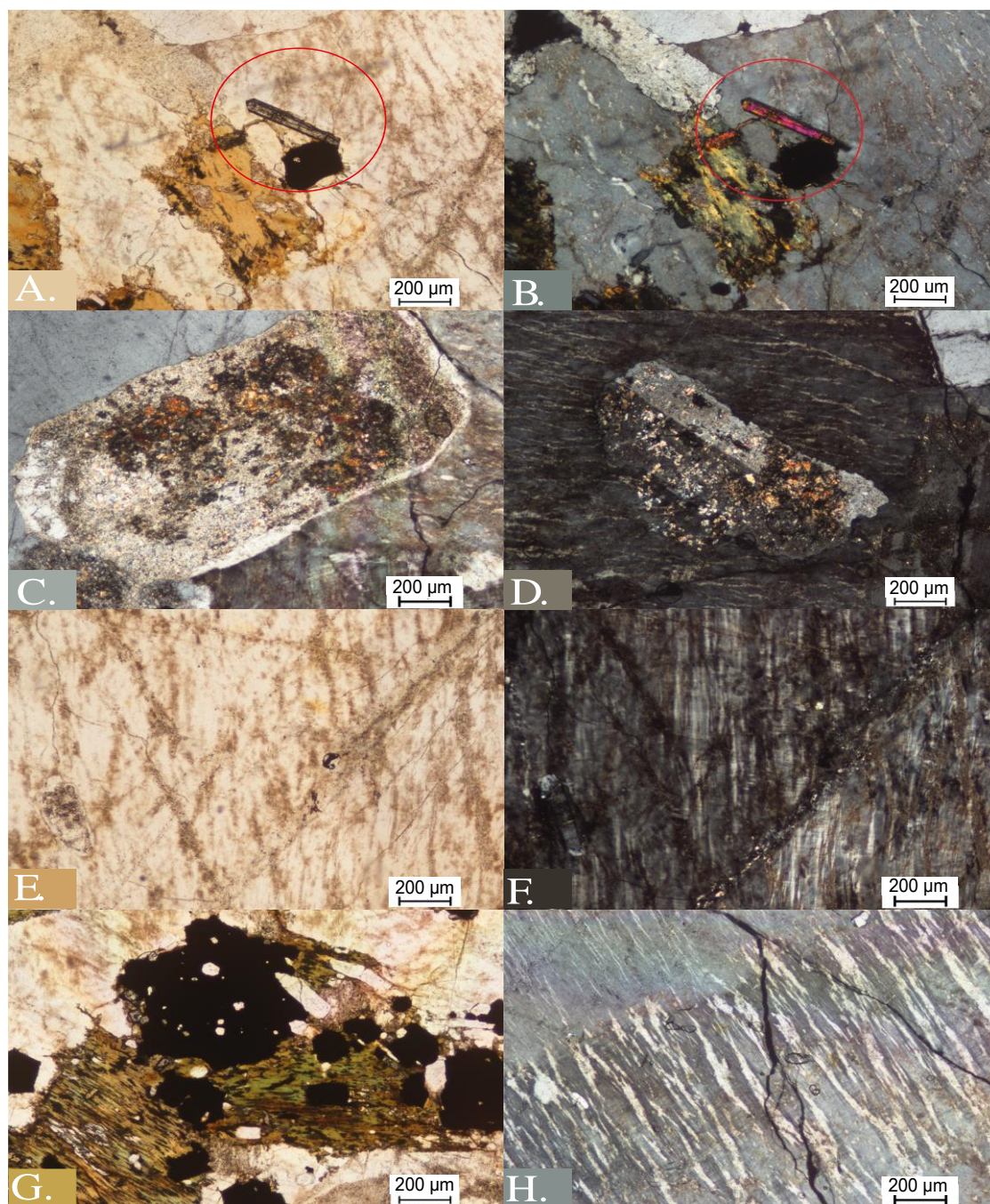


**Figura 3.2.3. Fotomicrografía de los minerales principales de la sienita cuarcífera del Complejo CPP.** (A) Asociación de plagioclasa (Plg), feldespato potásico (Feld) y biotita (Bt). (B) Asociación de plagioclasa (Plg), feldespato potásico (Feld), cuarzo (Qz) y biotita (Bt sec). (C) Asociación de cuarzo (Qz), plagioclasa (Plg) y clorita (Cl). Escala: 1 mm.

### 3.1.3.3. Minerales de Alteración

La muestra PFC-125t evidencia un grado moderado de alteración hidrotermal, identificándose las siguientes fases secundarias:

- Arcillas (5%): Desarrollo criptocristalino que afecta levemente a plagioclasas y ortoclasas, evidenciando procesos de alteración en condiciones de baja temperatura (Figura 3.2.3; C y D).
- Sericita (2%): Aparece como material fibroso reemplazando parcialmente a las plagioclasas, reflejando circulación de fluidos hidrotermales (Figura 3.2.3; C y D).
- Clorita (<2%): Cristales anhedrales masivos que se encuentran asociados a la biotita y muestran un grado de reemplazo de leve a moderado (Figura 3.2.3; A y B).



**Figura 3.2.4. Microfotografías en lámina transparente de Sienita Cuarcífera del CPP.** (A-B) Muestra de biotita alterada a clorita y cristal de epidota; (C-D) Cristal de plagioclasa alterado a sericita y arcilla en una matriz de feldespato potásico con textura perítica. (E-F) Feldespato potásico con textura enmallada; (G) Biotita con minerales opacos subhedrales a euhedrales. (H) Feldespato con textura perítica y microfracturas.

### 3.1.4. Sienogranito

Las muestras que se ajustan dentro de esta clasificación corresponden solamente a PRV-085t. Clasificada como sienogranito según el diagrama de Streckeisen (1976).

#### 3.1.4.1. Textura y Microestructuras

Esta muestra exhibe una textura porfídica, caracterizada por fenocristales de cuarzo y feldespato en una masa fundamental alotriomórfica granular de grano fino. Localmente presenta textura mirmequítica observable como intercrecimientos irregulares de cuarzo y feldespato potásico. Finalmente, se reconoce una textura perítica en los feldespatos (Figura 3.2.5).

#### 3.1.4.2. Mineralogía Principal

La composición mineralógica está dada por los siguientes minerales:

- Plagioclasa (10%): Cristales anhedrales a subhedrales tabulares de aproximadamente 1,0 mm a 3,0 mm.
- Cuarzo (5%): Cristales anhedrales con bordes irregulares y tamaños que varían entre los 0,5 mm y 1,5 mm.
- Feldespato Potásico (5%): Cristales anhedrales de aproximadamente 0,5 mm a 1,0 mm.
- Biotita (1%): Cristales subhedrales a euhedrales tabulares de tamaño fino que presentan un leve pleocroísmo de tonalidades marrón oscuro a verde oliva. Tamaños varían de 0,5 mm a 1,0 mm.

#### 3.1.4.3. Masa Fundamental

La matriz alotriomórfica granular está compuesta principalmente por:

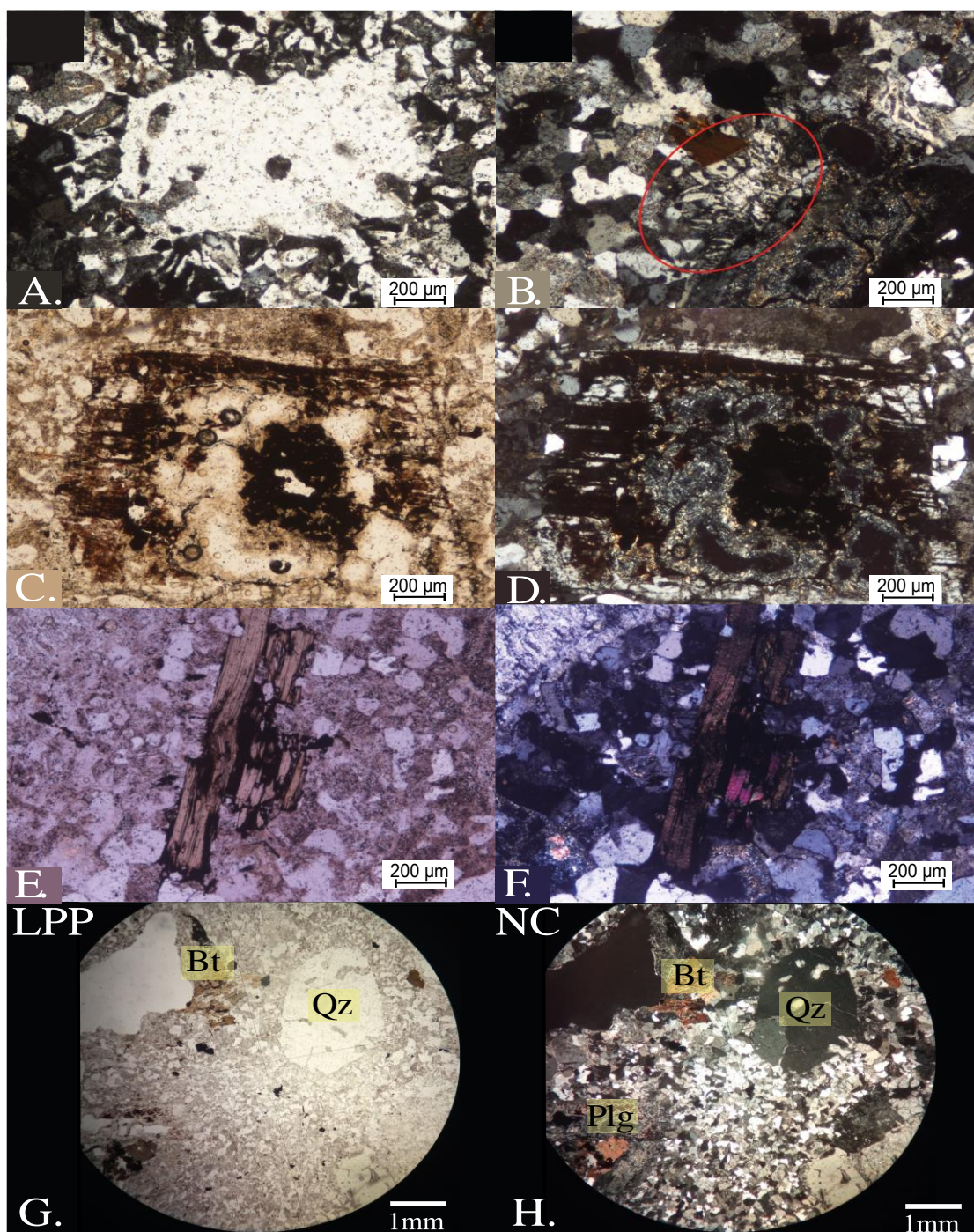
- Cuarzo (46%): Grano fino, distribuido de manera homogénea en la masa fundamental. Tamaños de 0,2 a 0,3 mm.
- Feldespato potásico (31%): Grano fino, con microfracturas rellenas de cuarzo secundario en algunos sectores. Tamaños de 0,2 a 0,3 mm.

- Plagioclasa (1%): Se presenta de manera dispersa en la matriz, con leves alteraciones a sericita. Tamaño aproximado de 0,2 mm.
- Biotita (<1%): En forma de pequeños agregados, posiblemente asociados a procesos de cristalización tardía. Tamaños de 0,2 a 0,3 mm.

#### 3.1.4.4. Minerales de Alteración

La muestra PRV-085t evidencia un grado moderado de alteración hidrotermal, identificándose las siguientes fases secundarias:

- Sericita: Se presenta en la plagioclasa y en menor medida en feldespato potásico. La alteración es leve, visible en los bordes de los cristales y en planos de fractura.
- Arcillas: Desarrollo criptocristalino que afecta de forma leve a las plagioclasas y ortoclasas. Esto indica interacción con fluidos hidrotermales en un contexto de baja temperatura.
- Clorita: Asociada a la biotita, presentando reemplazos parciales que evidencian un evento hidrotermal posterior al emplazamiento del magma. La cloritización se observa principalmente en los bordes y zonas fracturadas de los cristales de biotita.
- Cuarzo secundario: Identificado en microfracturas y espacios intersticiales, reflejando circulación de fluidos en etapas tardías del enfriamiento.



**Figura 3.2.5. Fotomicrografía en lámina transparente de un sienogranito del CPP.** (A-B) Textura Mirmequítica. (C-D) Biotita alterada con signos de oxidación por alteración hidrotermal. (E-F) Biotita euhedral asociado a un cristal de muscovita. (G-H) Vista general de la textura porfídica del sienogranito, fenocristales de biotita (Bt), cuarzo (Qz), y plagioclasa (Plg).

### 3.1.5. Granodiorita

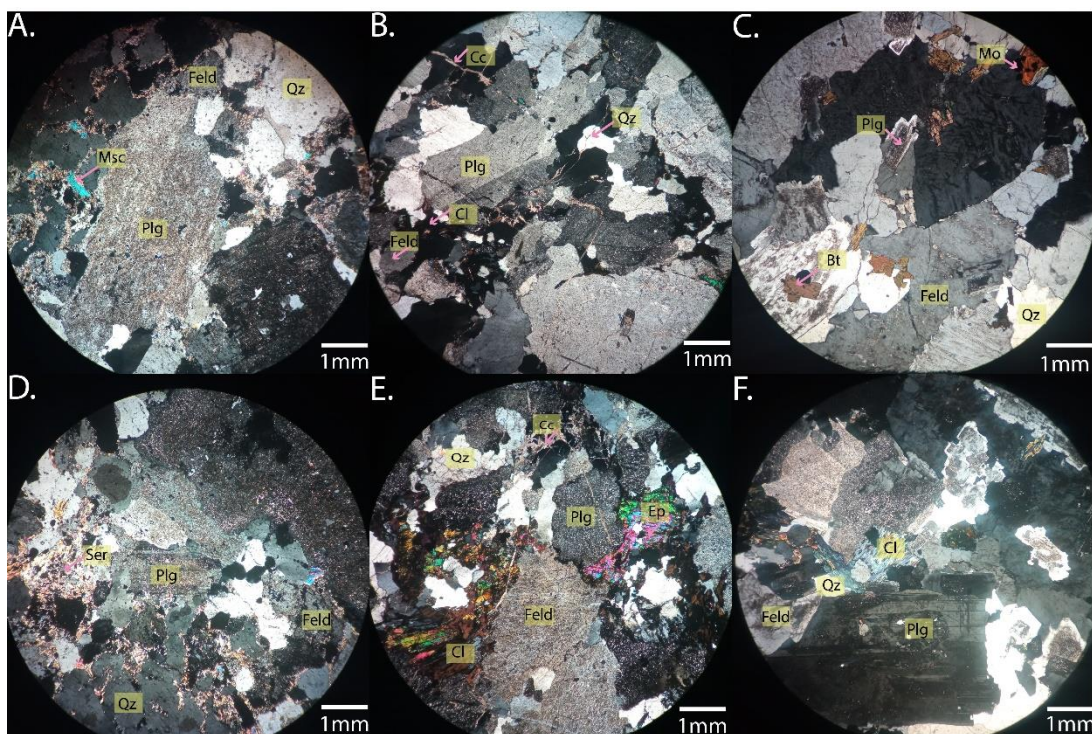
Se identificaron tres muestras, PFC-073t, PIM-54t y PRV-081t, clasificadas como granodiorita según el diagrama de Streckeisen (1976).

#### 3.1.5.1. Texturas y Microestructuras

Las muestras PIM-54t y PFC-073t presentan texturas faneríticas inequigranulares de grano medio, mientras que la muestra PRV-081t muestra una textura fanerítica inequigranular de grano fino a medio. Además, en las tres muestras se observa textura perítica (Figura 3.2.6).

#### 3.1.5.2. Mineralogía Principal

- Plagioclasa (42-46%): En las muestras se identifican cristales anhedrales y subhedrales de hábito tabular, con tamaños que varían entre 0,6 y 3,0 mm. Algunos muestran zonación, y en el caso de PIM-54t, también se observan fracturas.
- Cuarzo (32-41%): En general, el cuarzo se observa como cristales anhedrales, con extinción ondulosa y un tamaño de grano que varía entre 0,5 y 4,0 mm. En la muestra PIM-54t, se identifican cristales fracturados, localmente rellenos de calcita, con bordes irregulares o lobulados, y disposición intersticial. En PRV-081t, los cristales también se encuentran fracturados, algunos de tamaño fino (~0,6 mm), ubicados entre plagioclasas de grano medio. Por último, en PFC-073t, el cuarzo corresponde exclusivamente a cristales anhedrales.
- Feldespato Potásico (14-21%): Cristales anhedrales que exhiben textura perítica y cuyos tamaños varían desde 0,5-4,0 mm.
- Biotita (3%): Se encuentra exclusivamente en la muestra PFC-073t, como cristales subhedrales de aspecto tabular, con tamaños que varían entre 0,2 y 1,0 mm.
- Minerales Opacos (<1-2%): Diseminados en las muestras, asociados principalmente con la clorita o biotita.



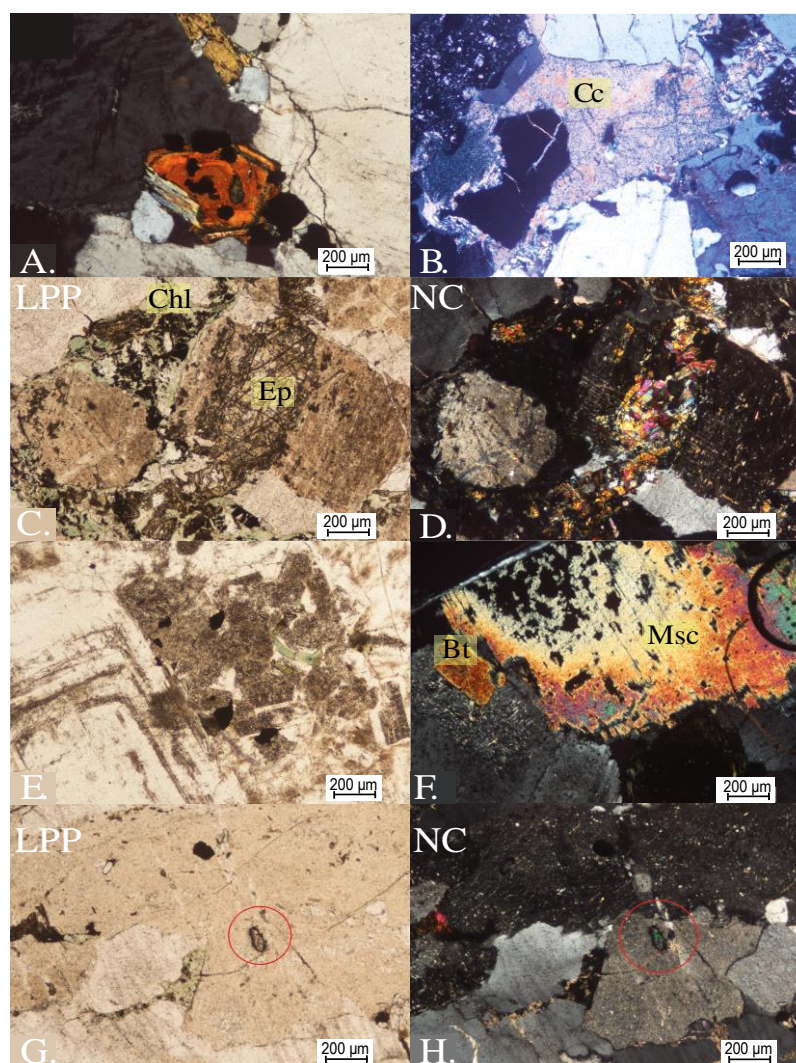
**Figura 3.2.6. Fotomicrografía de los minerales de alteración de granodioritas del CPP.** Los minerales observados son feldespato potásico (Feld), cuarzo (Qz), muscovita (Msc), plagioclasa (Plg), sericita (Ser), calcita (Cc), clorita (Cl), epidota (Ep) y biotita (Bt).

### 3.1.5.3. Minerales de Alteración

Las muestras presentan distintos grados de alteración. Las principales fases de alteración identificadas son:

- Arcillas (7-<12%): Agregado criptocristalino desarrollado como producto de alteración, principalmente en plagioclasa, con un grado que varía desde incipiente (PFC-073t) a moderado (PIM-54t, PRV-81t), y en menor medida en feldespato potásico, donde se presenta de forma incipiente (todas).
- Sericita (4-6%): Material microcristalino de aspecto fibroso que se desarrolla en las muestras producto de la alteración de incipiente en plagioclasas. Localmente es visible como un reemplazo fibroso en planos de fractura y bordes cristalinos (PRV-081t).
- Calcita (1%): Reconocida únicamente en la muestra PIM-54t, identificada en fracturas en el cuarzo, vetillas y espacios entre cristales.

- Clorita (3-5%): Corresponde a un agregado fibroso que rellena espacios intersticiales o se presenta como pseudomorfo de biotita (PFC-073t), manteniendo su hábito tabular. Su presencia se limita a las muestras PIM-54t y PFC-073t.
- Epidota (2%): Cristales anhedrales a subhedrales de hábito prismático, con aspecto masivo o cumular, que rellenan espacios en vetillas. Localmente se asocian con clorita y minerales opacos. Se identifica la variedad zoisita en baja proporción (PIM-54t), posiblemente como producto de la alteración de plagioclasa.



**Figura 3.2.7. Fotomicrografía de los minerales de alteración y accesorios de la granodiorita.** (A) biotita, clorita y opacos. (B) Calcita como relleno de espacios asociado a alteración. (C-D) Epidota como mineral de alteración en plagioclasas y clorita relleno de espacios. (E) Plagioclasa zonada y feldespato potásico alterado a arcilla. (F) Biotita euhedral y muscovita. (G-D) Cristal de circón.

## 4. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA

Para la caracterización geoquímica del Complejo Plutónico Piuquenes (CPP) se seleccionaron un total de 14 muestras, obtenidas de los trabajos de Murillo *et al.* (2017), Velásquez *et al.* (2021) y Molina (2022). De ellas, 9 muestras también fueron incluidas en el análisis petrográfico: PRV-049t, PRV-046t, PRV-044t, PRV-043t, GUR-142t, PFC-069t, PIM-43t, GUM-19 y PRV-81t.

En este capítulo se presentan y describen los diagramas generados mediante los programas IOGAS y GCDkit los cuales comprenden:

- Diagramas de clasificación y variación.
- Diagramas de tierras raras (REE).
- Diagramas multielemento.

Para su elaboración, los datos geoquímicos fueron organizados en planillas Excel, diferenciando entre elementos mayores (expresados en porcentaje, %) y elementos traza (expresados en partes por millón, ppm).

### 4.1. CÁLCULOS

La información geoquímica de las 14 muestras analizadas se presenta en una tabla de Excel, que incluye los porcentajes de abundancia de los elementos y sus valores de pérdida de masa por ignición (LOI, del inglés *loss on ignition*). El primer procedimiento realizado corresponde a la normalización de los elementos al 100 % en base anhidra, un proceso que se ejecuta de manera automática en los programas ioGAS y GCDkit. Este proceso considera la abundancia individual de cada óxido, la suma total de los óxidos medidos y la pérdida de masa por ignición (LOI), tal como se indica en la siguiente ecuación (Ecuación 4.1):

$$\text{Óxido Normalizado} = \frac{(\text{Óxido} \cdot 100)}{(\text{Total} - \text{LOI})} \quad (\text{Ecuación 4.1})$$

En la tabla de Excel se incorporaron valores adicionales destinados al cálculo del contenido de hierro total ( $\text{FeO}_{\text{Total}}$ ), expresado en la Ecuación 4.4. Estos valores corresponden a  $\text{FeO}_{\text{ajustado}}$  (Ecuación 4.2) y  $\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{ajustado}}$  (Ecuación 4.3), los cuales se obtuvieron según las siguientes expresiones:

$$\text{FeO}_{\text{ajustado}} = \left( \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{Total}}}{1+R} \right) \quad (\text{Ecuación 4.2})$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{ajustado}} = \text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{Total}} - \left( \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{Total}}}{1+R} \right) \quad (\text{Ecuación 4.3})$$

$$FeO_{Total} = (0.8998 \cdot Fe_2O_3_{Ajustado}) + FeO_{Ajustado} \quad (\text{Ecuación 4.4})$$

En estas ecuaciones,  $Fe_2O_3_{Total}$  corresponde al Fe determinado en el análisis químico, mientras que R representa la razón  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ , que suele estimarse entre 0.15 y 0.5, dependiendo del tipo de roca y del ambiente geoquímico. Sin embargo, al no disponerse de un valor exacto de R, se utiliza el factor 0.8998 como aproximación. Este factor corresponde a un valor de conversión estequiométrico basado en la relación de masa molar entre los óxidos de hierro.

En el caso de los elementos traza, particularmente los elementos del grupo de las tierras raras, la mayoría presenta un estado de oxidación +3. No obstante, existen excepciones como el cerio (Ce), que puede adoptar un estado de oxidación +4 bajo condiciones oxidantes, y el europio (Eu), que puede presentar un estado de oxidación +2 en ambientes reductores. Este último, el  $Eu^{2+}$ , tiene la particularidad de ser un ion de mayor tamaño, lo que le permite sustituir fácilmente al  $Ca^{2+}$  en la estructura de los feldespatos, especialmente en la plagioclasa. Este proceso genera un fraccionamiento conocido comúnmente como anomalía negativa del europio.

Para cuantificar el valor de esta anomalía, se compara el contenido real de Eu con el valor esperado, el cual se obtiene mediante la interpolación entre los elementos vecinos en la serie de las tierras raras: el samario (Sm) y el gadolinio (Gd). Este cálculo se realiza utilizando la siguiente expresión (Ecuación 4.5):

$$\frac{Eu}{Eu^*} = \frac{Eu_{medido}}{\sqrt{Sm \cdot Gd}} \quad (\text{Ecuación 4.5})$$

El valor de esta ecuación indicará el tipo de anomalía de europio. Si  $Eu/Eu^* < 1$ , se presenta una anomalía negativa de europio, lo cual indica un fraccionamiento de plagioclasa. Por el contrario, si  $Eu/Eu^* > 1$ , se observa una anomalía positiva de europio, que puede estar asociada a la acumulación de plagioclasa o a condiciones oxidantes donde predomina el  $Eu^{3+}$ .

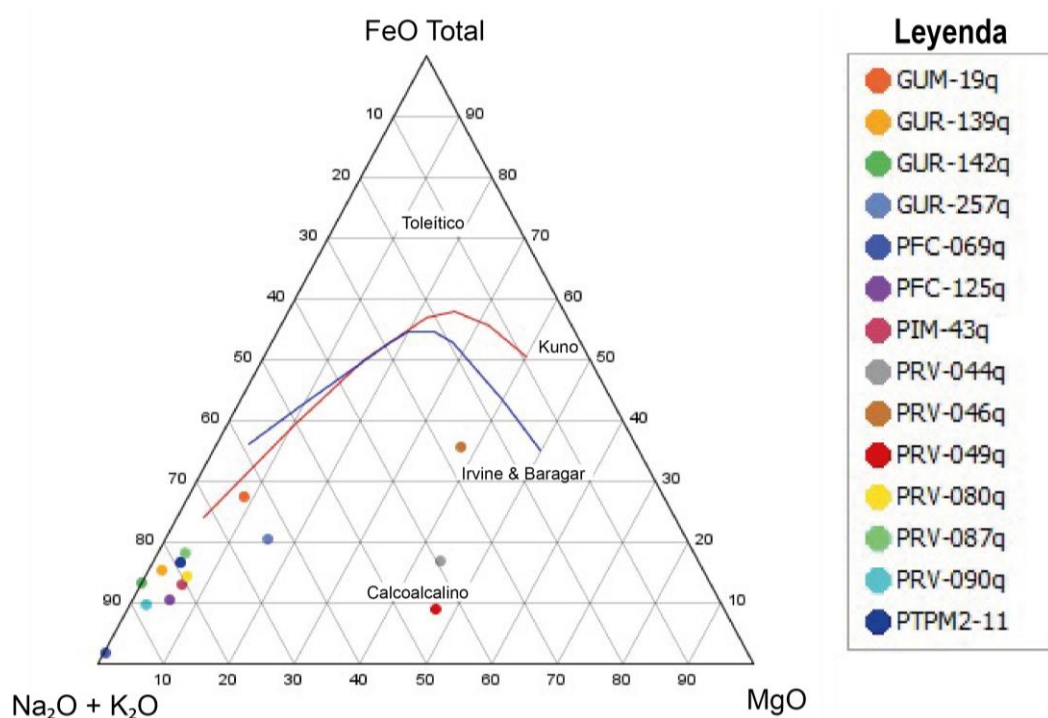
## 4.2. DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN

Los diagramas de clasificación tienen como objetivo asignar nombres y clasificar diferentes tipos de rocas, basándose en sus características químicas, mineralógicas o texturales. En este trabajo se emplearán los diagramas TAS para rocas plutónicas (Wilson, 1989), el diagrama R1-R2 (de la Roche *et al.*, 1980) y el diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971).

## 4.2.1. Elementos Mayores

### 4.2.1.1. Diagrama AFM

El diagrama AFM es una herramienta fundamental para la clasificación de rocas ígneas, la identificación de tendencias de evolución química y el análisis de series magmáticas. Este gráfico ternario representa los contenidos de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), hierro total ( $\text{FeO}_{\text{total}}$ ) y magnesio ( $\text{MgO}$ ). En él, las líneas propuestas por Kuno y por Irvine y Baragar delimitan las principales series magmáticas, como la calco-alcalina y la toleítica.



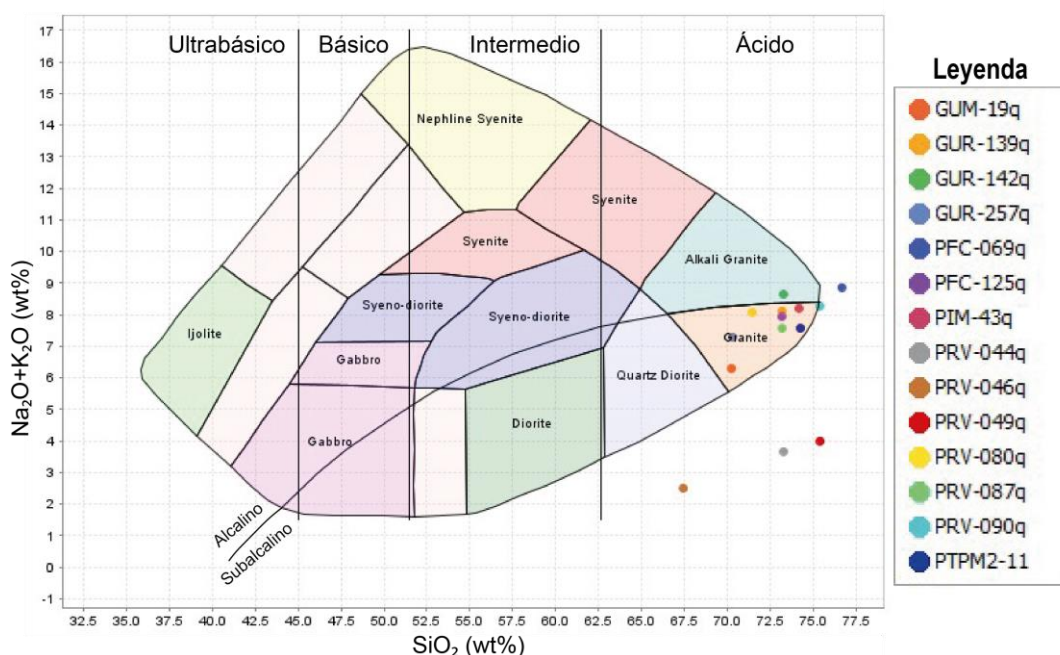
**Figura 4.1. Diagrama ternario AFM ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  –  $\text{FeO}_{\text{Total}}$  –  $\text{MgO}$ ) de las muestras del CPP.** Se muestran las tendencias toleítica y calcoalcalina definidas por Kuno (1968) e Irvine & Baragar (1971). Modificado de Irvine & Baragar (1971).

En la Figura 4.1, las muestras se concentran principalmente en la región inferior izquierda del diagrama, próxima al vértice de álcalis (p.ej., GUM-19q, GUR-142q, PFC-069q, PRV-087q, etc.). Este patrón permite definir una notoria tendencia calcoalcalina, lo que indica una afinidad magmática típica de ambientes de subducción, como arcos continentales o insulares.

Sin embargo, aunque la mayoría de las muestras se sitúa cerca del vértice de álcalis, tres de ellas (PRV-44q, PRV-46q y PRV-49q) se ubican ligeramente hacia el centro del diagrama, lo que indica variaciones en el contenido relativo de hierro y magnesio. Es importante destacar que estas muestras fueron descritas en el capítulo de resultados petrográficos, clasificándose según el diagrama de clasificación QAP (Streckeisen, 1976) como monzogranito (PRV- 44q, PRV-49q) y tonalita de biotita (PRV-46q). Estas muestras presentan grados variables de alteración, por lo que estas variaciones podrían estar asociadas a factores como a la alteración hidrotermal.

#### 4.2.1.2. Diagrama TAS

El diagrama TAS para rocas plutónicas (Cox *et al.*, 1979, adaptado por Wilson, 1989) clasifica las rocas plutónicas según su contenido de álcalis totales ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) y sílice ( $\text{SiO}_2$ ), distribuyéndolas en distintos campos delimitados por líneas basadas en su composición química.



**Figura 4.2. Diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979, adaptado por Wilson, 1989), que muestra la distribución de las muestras del CPP en los campos composicionales ultrabásico, básico, intermedio y ácido.**

En los resultados obtenidos en el diagrama TAS (Figura 4.2) se observa que la mayoría de las muestras se concentran en el sector derecho del gráfico, dentro del campo ácido, particularmente en la zona correspondiente a granito, y una muestra se proyecta hacia el campo de granito alcalino, cercano al límite con granito. Esta distribución indica una composición predominantemente félsica,

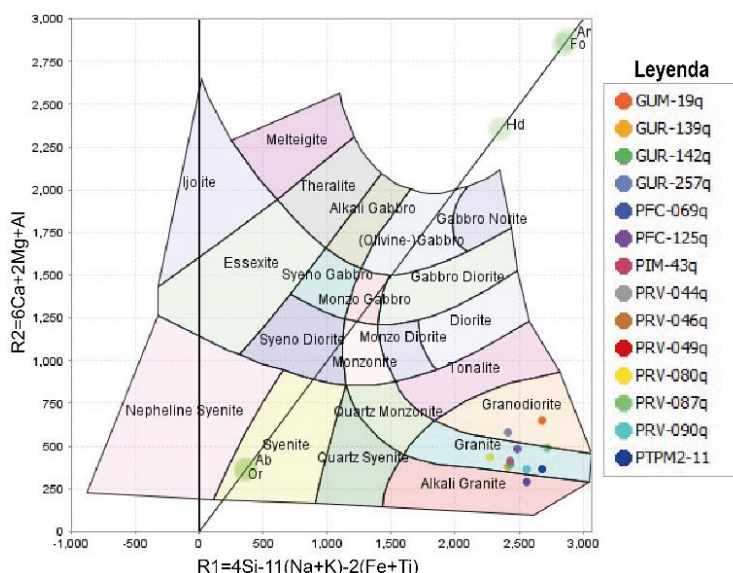
caracterizada por un alto contenido de sílice y niveles moderados a elevados de álcalis. Sin embargo, algunas muestras se ubican fuera de los campos de clasificación del diagrama, lo cual puede atribuirse principalmente a los procesos de alteración hidrotermal presentes en una parte importante del conjunto analizado.

Al igual que en el diagrama anterior, las muestras que se ubican fuera del campo principal corresponden a PRV-044q, PRV-049q y PRV-046q. En esta ocasión, Además, se incorpora la muestra PFC-069t, la cual se sitúa cercana al límite del campo de los granitos y se clasifica petrográficamente como monzogranito, de acuerdo con el diagrama de clasificación QAP (Streckeisen, 1976). Cabe destacar que en esta muestra se reconocieron enclaves dioríticos, así como evidencias de alteración hidrotermal.

#### 4.2.1.3. Diagrama R1-R2

El diagrama de clasificación propuesto por De La Roche *et al.* (1980) que se presenta en la Figura 4.3, utiliza dos variables geoquímicas derivadas de combinaciones de óxidos mayores para caracterizar rocas plutónicas y analizar su evolución magmática. Dichas variables se definen como:

- $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$
- $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$



**Figura 4.3. Diagrama R1–R2 (De La Roche *et al.*, 1980)** que muestra la clasificación química de las muestras del Complejo Plutónico Piuquenes en campos correspondientes a granito, granito alcalino y granodiorita.

Al igual que el diagrama descrito anteriormente, el diagrama R1-R2 de De la Roche *et al.* (1980) muestra que la mayoría de las muestras se distribuyen dentro del campo correspondiente al granito, lo que indica una composición rica en sílice (Si) y álcalis (Na + K). Algunas muestras también se encuentran distribuidas en los campos de granodiorita y granito alcalino.

Al igual que en los diagramas descritos anteriormente, las muestras PRV-044q, PRV-046q y PRV-049q se sitúan fuera del campo principal, con valores en torno a  $R1 = 3500-4000$  y  $R2 = 500-1000$ .

Los resultados se resumen en la Tabla 4.1. La comparación entre los distintos métodos de clasificación evidencia algunas discrepancias, principalmente respecto a la clasificación modal, la cual revela una mayor diversidad litológica. Estas diferencias se explican porque los diagramas geoquímicos (TAS y R1-R2) tienden a englobar las composiciones en categorías más amplias, mientras que la clasificación modal, basada en proporciones minerales, permite distinguir variaciones más específicas. Adicionalmente, parte de las diferencias podría estar asociada a variaciones geoquímicas inducidas por procesos de alteración hidrotermal.

Muestra	TAS para rocas intrusivas	R1-R2	Clasificación modal
GUR-139q	Granito	Granito	----
GUR-142q	Granito Alcalino	Granito	Monzogranito de biotita
GUR-257q	Granito	Granito	----
GUM-19q	Granito	Granodiorita	Monzogranito
PFC-125q	Granito	Granito Alcalino	Sienita cuarcífera de biotita
PIM-43q	Granito	Granito	Monzogranito
PRV-044q	----	----	Monzogranito
PRV-049q	----	----	Monzogranito
PRV-080q	Granito	Granito	----
PRV-090q	Granito	Granito	----
PRV-087q	Granito	Granito	----
PRV-046q	----	----	Tonalita de biotita
PFC-069q	----	Granito	Monzogranito
PTPM2-11	Granito	Granito	----

Tabla 4.1. Comparación de la clasificación de rocas intrusivas del CPP. Basado en los diagramas TAS, R1-R2 y clasificación modal.

### 4.3. DIAGRAMAS DE VARIACIÓN

Los diagramas de variación constituyen herramientas visuales empleadas para analizar las relaciones químicas entre elementos o compuestos, facilitando la comprensión de la evolución geoquímica y de los procesos que controlan la formación de una roca. Estos diagramas permiten visualizar de manera sencilla

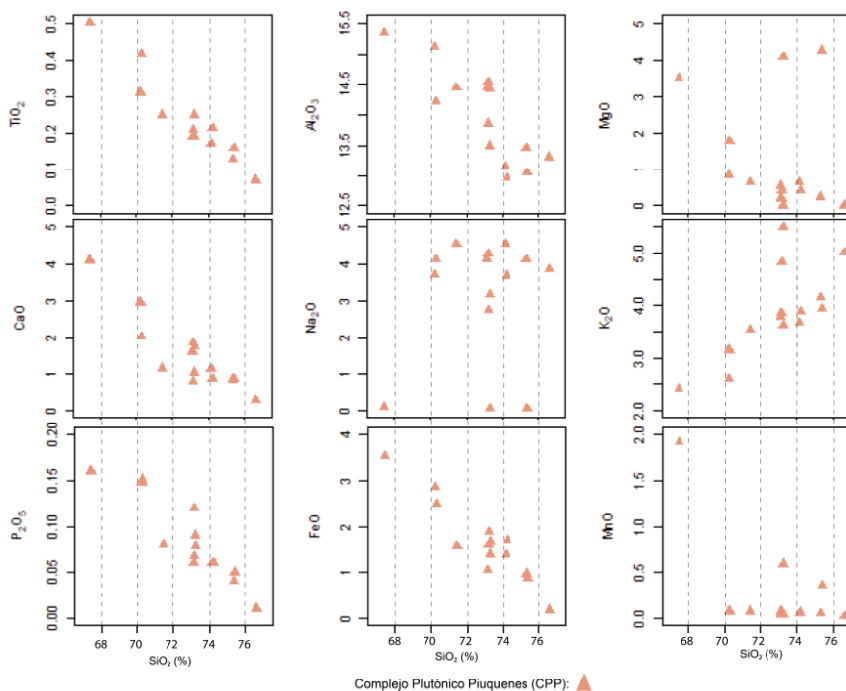
las diferencias y características de un grupo de muestras con relaciones cogenéticas. En la mayoría de los casos, el eje x corresponde al contenido de  $\text{SiO}_2$ , ya que este óxido se utiliza como un índice de diferenciación magmática; mientras que el eje y, representa la concentración de elementos mayores, menores o traza.

### 4.3.1. Elementos Mayores

Los elementos mayores han sido normalizados al 100% sobre una base anhidra (acción realizada automáticamente por el *software* loGAS y GCDkit), como se detalló anteriormente en la metodología.

#### 4.3.1.1 Diagramas Harker

En los diagramas de Harker se busca reconocer tendencias de diferenciación magmática e inferir procesos petrogenéticos, tales como la cristalización fraccionada. En estos gráficos (Figura 4.4), el eje horizontal representa el contenido de  $\text{SiO}_2$ , utilizado como índice de diferenciación, mientras que el eje vertical corresponde a las concentraciones de distintos óxidos mayores ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{FeO}$  y  $\text{MnO}$ ).



**Figura 4.4. Diagramas de variación de Harker para el CPP**, mostrando la relación entre  $\text{SiO}_2$  (%) y los principales óxidos mayores ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MnO}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ ).

Como se observa en los diagramas, la mayoría de las rocas del CPP presentan una correlación negativa entre el  $\text{SiO}_2$  y los óxidos  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{FeO}$ , lo cual es consistente con una evolución magmática hacia composiciones más diferenciadas.

En el caso del  $\text{MgO}$ , la mayoría de las muestras presenta una correlación negativa con el aumento de  $\text{SiO}_2$ ; sin embargo, dos muestras presentan una tendencia anómala. Esta anomalía podría atribuirse a procesos como contaminación o asimilación cortical, heterogeneidad en la fuente magmática u otros factores.

El  $\text{Na}_2\text{O}$  exhibe una mayor concentración en muestras con contenidos de  $\text{SiO}_2$  superiores al 70 %, con excepción de tres muestras que no siguen esta tendencia. Por otro lado, el  $\text{K}_2\text{O}$  muestra una correlación positiva con el  $\text{SiO}_2$ , contraria a la observada en los óxidos máficos. El incremento de ambos elementos sugiere la cristalización de feldespatos alcalinos en etapas avanzadas del enfriamiento magmático.

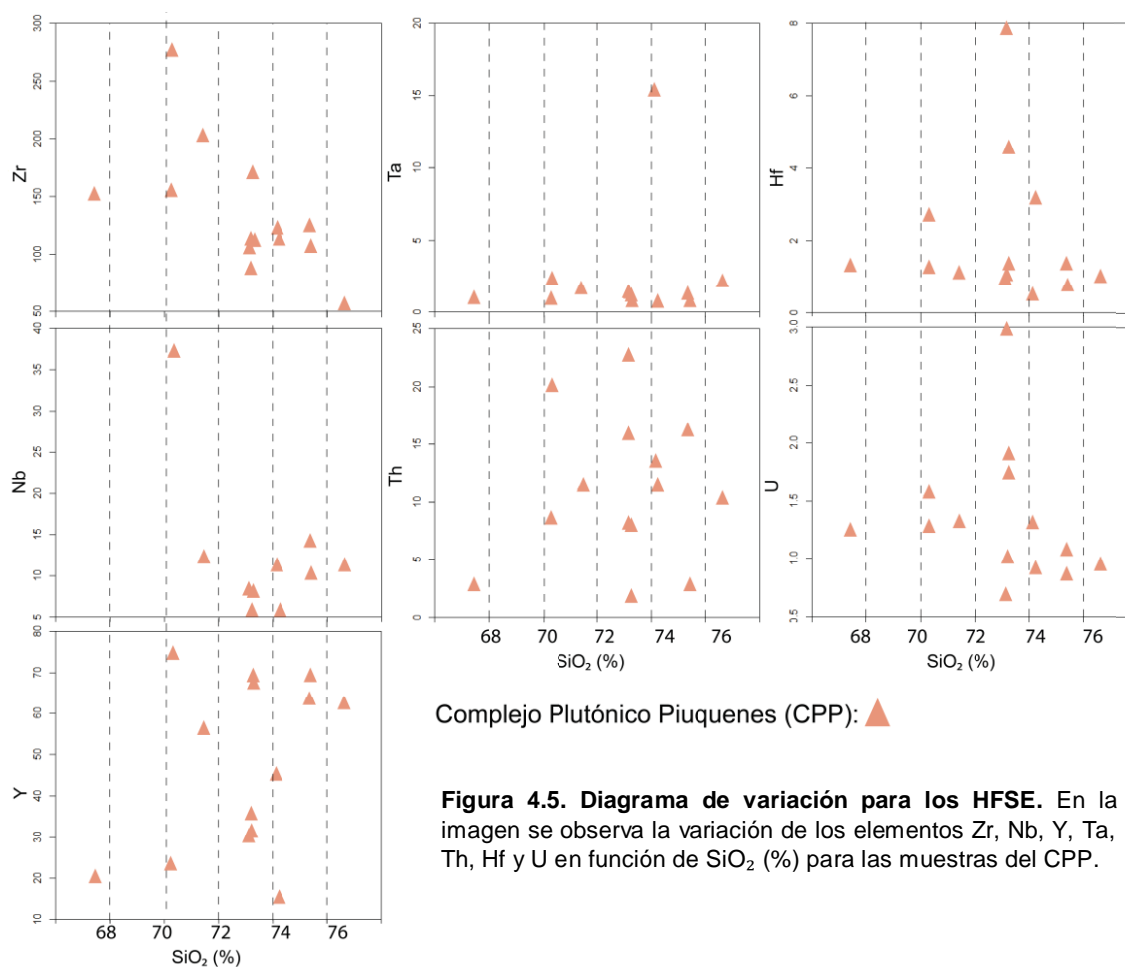
Finalmente, el  $\text{MnO}$  presenta una tendencia general negativa, lo cual es coherente con el proceso de diferenciación del magma, y la cristalización temprana de minerales máficos que lo incorporan en su estructura. Es importante considerar que este elemento, además de ser un metal de transición, es un elemento compatible en sistemas máficos, lo que puede explicar su disminución debido a la separación temprana de fases minerales como piroxenos, anfíboles o magnetita, entre otras causas.

### **4.3.2. Elementos Traza**

#### **4.3.2.1. Elementos de Alto Potencial Iónico**

Los elementos de alto potencial iónico son aquellos que presentan una alta relación entre su carga y su radio iónico, lo que se conoce comúnmente como potencial iónico (generalmente  $>2,0$ ). Esta propiedad los hace ser incompatibles en sistemas magmáticos, es decir, tienden a concentrarse en el fundido en lugar de incorporarse en minerales máficos durante los procesos de cristalización. Dentro de este grupo se encuentran los elementos de alto campo (HFSE, por sus siglas en inglés: *High Field Strength Elements*), los lantánidos y otros elementos como el itrio ( $\text{Y}^{3+}$ ), el torio ( $\text{Th}^{4+}$ ), el uranio ( $\text{U}^{4+}$  y  $\text{U}^{6+}$ ) y el fósforo ( $\text{P}^{5+}$ ) (Rollinson, 1993) (Figura 4.5).

En este análisis, se excluirán los lantánidos (que serán estudiados posteriormente), los elementos con más de una valencia, y aquellos elementos que presenten valores negativos en las muestras, con el fin de mejorar la representatividad y confiabilidad de los resultados.



En estos gráficos se observan distintos resultados. En algunos casos, hay tendencias claramente negativas, como el circonio (Zr), lo que sugiere un fraccionamiento de minerales en etapas avanzadas de cristalización fraccionada. Además, existen elementos como el tántalo (Ta), cuyos valores son bajos y relativamente constantes, lo cual puede indicar un bajo control asociado a procesos magmáticos. El caso del hafnio (Hf) es similar al del tántalo (Ta), aunque en este caso, algunos valores sugieren una leve correlación negativa.

El resto de los elementos, en general, presentan una tendencia dispersa, en la que no se puede definir claramente su relación con respecto al  $\text{SiO}_2$ .

#### 4.3.2.2. Elementos Litófilos de Gran Radio Iónico

Los elementos LILE (por sus siglas en inglés: *Large Ion Lithophile Elements*), también conocidos como elementos litófilos de gran radio iónico, son un grupo de elementos químicos que se caracterizan por tener un radio iónico grande ( $\sim 1.2$  a  $1.8 \text{ \AA}$ ) y una baja carga iónica (+1.0 o +2). Estas propiedades les confieren una alta afinidad por las fases fundidas (magma) y los fluidos hidrotermales, lo que los hace incompatibles con las estructuras cristalinas de los minerales del manto terrestre. Como resultado, tienden a concentrarse en la corteza terrestre durante los procesos de diferenciación magmática.

Entre los elementos LILE más comunes se incluyen: potasio (K), rubidio (Rb), cesio (Cs), bario (Ba), estroncio (Sr), lantano (La), torio (Th) y uranio (U) (Figura 4.6).

A continuación, se consideran únicamente los elementos que presentan una sola valencia, ya que, en el caso de aquellos con múltiples estados de oxidación, no es posible determinar con precisión el contenido exacto del catión en los minerales o rocas.

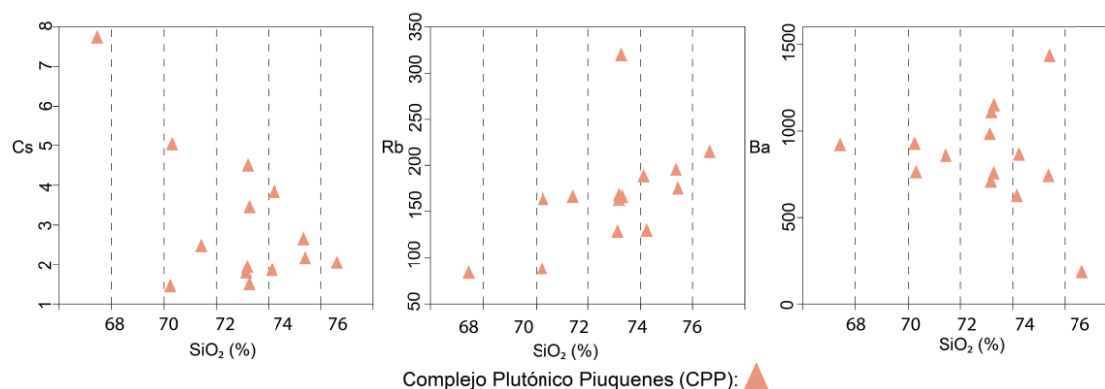


Figura 4.6. Diagrama de variación para elementos LILE del CPP.

Los diagramas de variación de LILE muestran un aumento sostenido de rubidio (Rb) ( $\approx 80$ – $210$  ppm) con el contenido de  $\text{SiO}_2$ , lo que refleja su carácter incompatible y su tendencia a concentrarse en el fundido durante la cristalización fraccionada. El bario (Ba) presenta concentraciones altas, pero más dispersas ( $\approx 500$ – $1450$  ppm), lo que podría asociarse a un fraccionamiento limitado de

feldespato potásico o a variaciones ligadas a procesos de alteración hidrotermal. Por su parte, el cesio (Cs) exhibe concentraciones bajas ( $\approx 1,5\text{--}7,8$  ppm), consistentes con su alta incompatibilidad y posible movilidad en condiciones tardi- o posmagmáticas.

#### 4.3.2.1. Diagramas Spider

Las tierras raras constituyen un grupo de diecisiete elementos que incluyen los quince lantánidos (desde el lantano hasta el lutecio), junto con el escandio (Sc) y el itrio (Y). Este grupo se divide en tierras raras ligeras (LREE, por sus siglas en inglés), que corresponden a los elementos de menor número atómico, y tierras raras pesadas (HREE), con números atómicos más altos. Generalmente presentan un estado de oxidación +3, aunque algunos elementos pueden adoptar otros estados; un caso particular es el europio (Eu), que en condiciones reductoras puede encontrarse en estado +2.

Para representar la distribución de las tierras raras se emplean diagramas de normalización (o diagramas de patrón de REE), en los cuales la concentración de cada elemento se grafica en función de su número atómico. Estos diagramas utilizan una escala logarítmica en el eje Y para mostrar concentraciones normalizadas respecto a un estándar de referencia, mientras que en el eje X se disponen los elementos de tierras raras en orden creciente de número atómico.

De manera más general, los diagramas Spider representan la distribución de elementos traza o tierras raras en rocas ígneas, permitiendo reconocer patrones de enriquecimiento o empobrecimiento, identificar anomalías geoquímicas y, en muchos casos, inferir ambientes tectónicos vinculados a la generación y evolución de magmas. En la Figura 4.7 se presentan dos tipos de diagramas Spider:

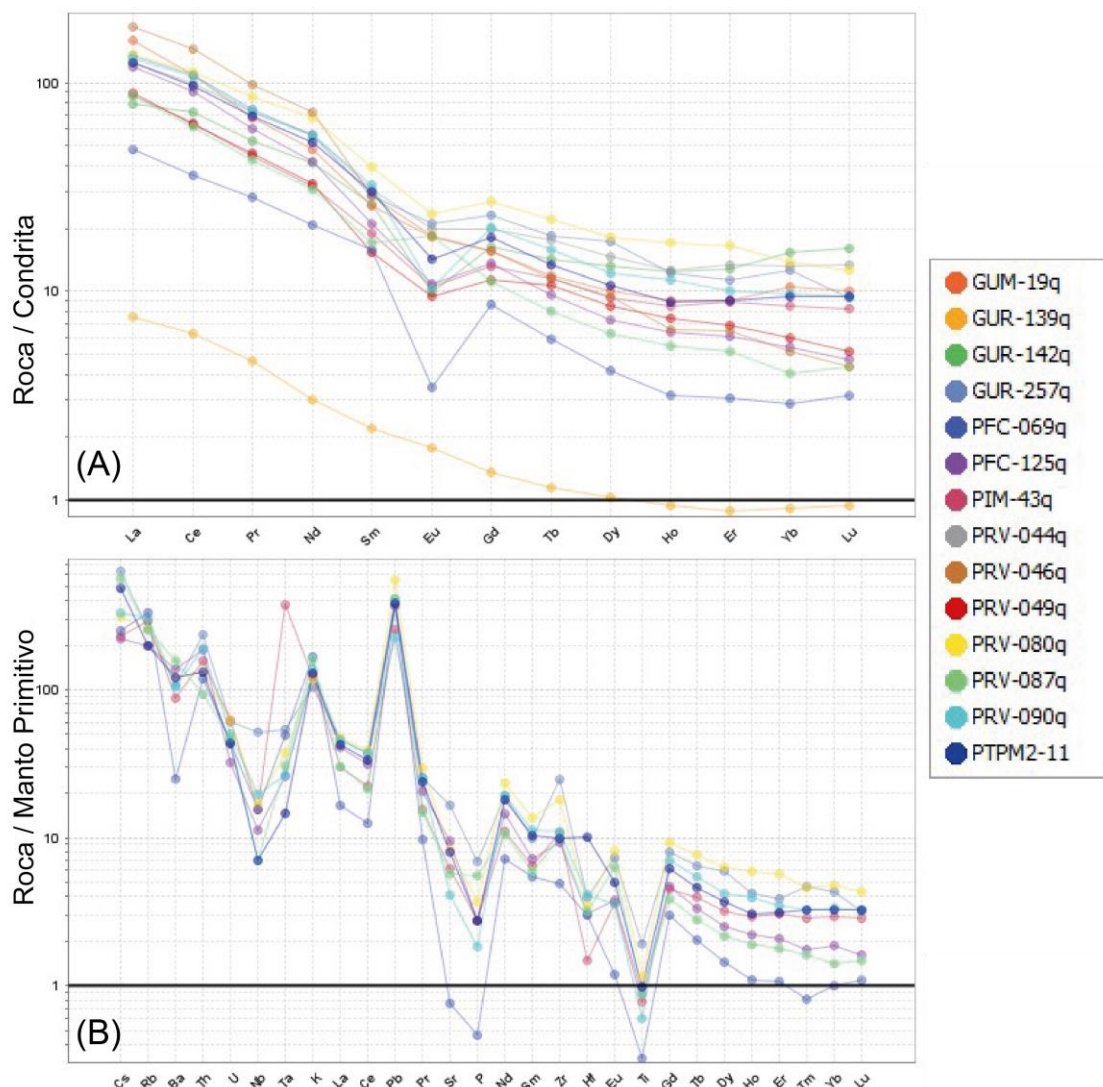


Figura 4.7. Diagramas tipo spider de elementos de tierras raras y elementos traza del CPP. (A) Tierras raras normalizadas a condrita C1 (San & McDonough, 1989). (B) Elementos traza normalizados al manto primitivo (San & McDonough, 1989).

- a) Tierras raras (REE) normalizadas a condrita C1 (Sun & McDonough, 1989): En este diagrama se observa un marcado enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE: La–Sm) en comparación con las tierras raras pesadas (HREE: Gd–Lu). El patrón general es decreciente, aunque tiende a estabilizarse hacia las HREE. Asimismo, se distingue una anomalía negativa del europio (Eu) al contrastarlo con los elementos adyacentes, lo que podría indicar fraccionamiento de plagioclasa durante el proceso de diferenciación magmática. Un aspecto relevante es la variabilidad registrada en algunas muestras; en particular, la muestra GUR-139q presenta valores relativamente bajos

en todo el espectro, lo que refleja una composición más primitiva o menos enriquecida. La dispersión observada entre las distintas curvas sugiere grados variables de fraccionamiento magmático o de aporte cortical. En conjunto, el enriquecimiento en LREE respecto de HREE, sumado a la anomalía negativa de Eu, constituye un rasgo característico de magmas generados en ambientes de subducción continental.

- b)** Elementos traza normalizados al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989): En este diagrama se observa un marcado enriquecimiento en elementos de gran radio iónico (LILE), como Cs, Rb, Th, K y Pb, en comparación con los elementos de alta carga iónica (HFSE). Asimismo, se identifican anomalías negativas muy pronunciadas en Nb-Ta, las cuales, junto con los picos positivos en Pb y otros LILE, constituyen un rasgo típico de magmas generados en ambientes de subducción. A diferencia de lo observado en el diagrama de tierras raras, las muestras aquí presentan menor variabilidad en sus patrones. No obstante, en el caso de elementos traza, fue necesario reducir el número de muestras a ocho, debido a la presencia de múltiples valores negativos en las mediciones, incluyendo a la muestra GUR-139q previamente mencionada.

Utilizando las concentraciones de referencia propuesta por Sun & McDonough (1989) a partir del análisis de condrita C1 (Tabla 4.2), se normalizaron las concentraciones de elementos de tierras raras (REE) obtenidas en las muestras de roca (Tabla 4.3). Este procedimiento permite evitar las fuentes de variación asociadas a las diferencias entre números pares e impares (efecto “*odd-even*”). La razón de europio (Eu) se calcula de manera distinta (Ecuación 4.5), ya que el europio puede encontrarse en su estado de oxidación 2+ (Eu<sup>2+</sup>) y sustituir al Ca<sup>2+</sup> en la plagioclasa, luego se normaliza con respecto al valor de condrita C1.

Elemento	Concentración en el condrito (ppm)	Elemento	Concentración en el condrito (ppm)
La	0,237	Pm	----
Ce	0,612	Sm	0,153
Pr	0,095	Eu	0,058
Nd	0,467	Gd	0,2055
Tb	0,0374	Tm	0,0255
Dy	0,254	Yb	0,17
Ho	0,0566	Lu	0,0254
Er	0,1655		

Tabla 4.2. Concentraciones de elementos de tierras raras (REE) en condrita C1 (ppm) según Sun & McDonough (1989).

La razón  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  varía entre 0,29 y 1,32, con la mayoría de las muestras presentando valores menores a 1, lo que indica anomalías negativas de europio asociadas al fraccionamiento de plagioclasa durante la evolución magmática. La anomalía más marcada corresponde a PFC-069q (0,295), mientras que PRV-087q (1,326) presenta una anomalía positiva.

Por su parte, la razón  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  oscila entre 5,12 y 36,18, reflejando diferencias en el fraccionamiento de tierras raras livianas frente a pesadas. Los valores más elevados (PRV-046q, PFC-125q y PRV-087q) sugieren un control magmático ligado a fuentes enriquecidas o a procesos de fraccionamiento bajo condiciones de presión moderada a alta, mientras que los valores bajos (GUR-142q, PIM-43q) apuntan a un menor grado de diferenciación o a fuentes menos fraccionadas.

Muestra	Eu/Eu*	La/Yb(N)	La/Sm(N)	Gd/Yb (N)	SiO <sub>2</sub> %
GUR-139q	1,022	8,351	3,424	1,504	73,17
GUR-142q	0,479	5,126	3,027	1,055	73,27
GUR-257q	0,818	10,727	4,708	1,850	70,30
GUM-19q	0,912	15,196	6,252	1,492	70,25
PFC-125q	0,642	21,909	5,651	2,518	73,14
PIM-43q	0,669	10,141	4,579	1,535	74,15
PRV-044q	0,807	9,478	4,049	1,496	73,27
PRV-049q	0,722	14,921	5,796	1,900	75,41
PRV-080q	0,716	9,893	3,453	1,957	71,44
PRV-090q	0,403	13,403	4,013	2,091	75,35
PFC-069q	0,295	16,527	3,012	3,005	76,63
PRV-087q	1,326	21,457	5,086	2,734	73,19
PRV-046q	0,870	36,187	6,440	3,052	67,44
PTPM2-11	0,615	13,180	4,126	1,913	74,23

**Tabla 4.3. Cocientes normalizados de tierras raras (REE) respecto a condrita C1 (Sun & McDonough, 1989) y contenido de SiO<sub>2</sub> (%) en muestras representativas del Complejo Plutónico Piuquenes (CPP). Razones de interés:  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ ,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$ ,  $(\text{La}/\text{Sm})_N$  y  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ .**

Al relacionar los valores de europio con respecto al contenido de SiO<sub>2</sub> (Figura 4.8) se observa un aumento en la anomalía negativa de Eu hacia composiciones más diferenciadas, concentrándose la mayoría de las muestras en el rango de ~72–74% de SiO<sub>2</sub>. Por su parte, los valores de  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  presentan una menor dispersión y no muestran variaciones significativas en función del SiO<sub>2</sub>.

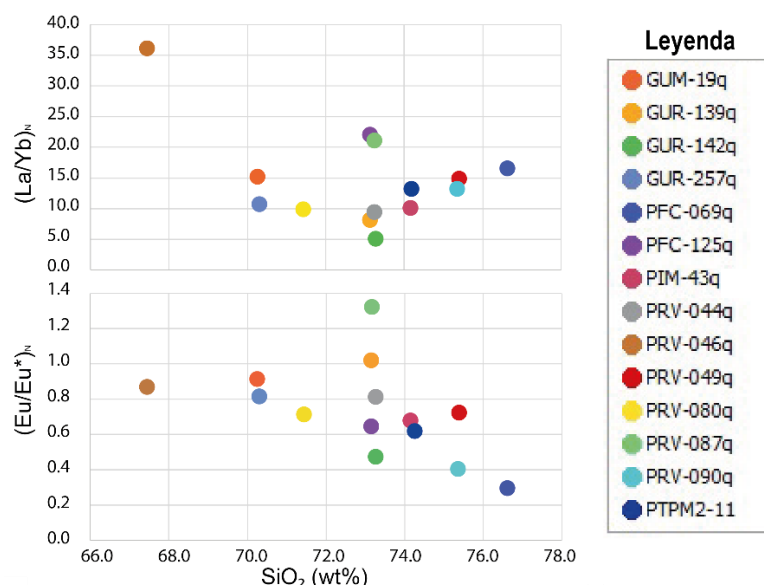
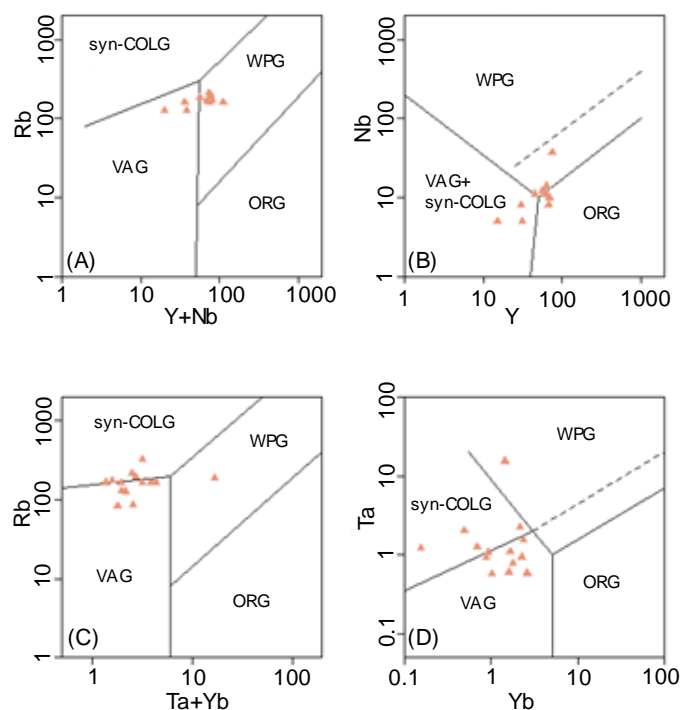


Figura 4.8. Diagramas de variación de  $(La/Yb)_n$  y  $(Eu/Eu)_n$  en función de  $SiO_2$  (wt%) en rocas del CPP.

#### 4.3.2.2. Diagramas de Discriminación Tectónica

Los diagramas de discriminación tectónica propuestos por Pearce et al. (1984) permiten clasificar los granitoides de acuerdo con su contexto de emplazamiento. Estos se basan en elementos traza relativamente inmóviles (e.g., Rb, Y, Nb, Ta), cuyo comportamiento se ve poco afectado por procesos de alteración o diferenciación magmática, lo que los convierte en indicadores confiables del ambiente tectónico. En dichos diagramas (Figura 4.9) se distinguen cuatro campos principales:

- VAG (*Volcanic Arc Granites*): Granitos de arco volcánico, ligados a subducción.
- syn-COLG (*Syn-Collision Granites*): Granitos asociados a colisión continental.
- WPG (*Within-Plate Granites*): Granitos intraplaca, vinculados a extensión.
- ORG (*Ocean Ridge Granites*): Granitos formados en dorsales oceánicas o ambientes relacionados.



**Figura 4.9. Diagramas de discriminación tectónica para granitoides (Pearce et al., 1984)**, basados en elementos traza inmóviles (Rb, Y, Nb, Ta). Las muestras corresponden al Complejo Plutónico Piuquenes (CPP).

- Rb vs (Y+Nb): Las muestras se distribuyen principalmente entre los campos VAG e WPG, con varios puntos cercanos al límite entre ambos. La leve tendencia ascendente (mayor Rb con mayor Y+Nb) sugiere enriquecimiento conjunto de incompatibles y/o aporte cortical.
- Nb vs Y: La nube se concentra en la transición entre VAG y syn-COLG, con algunos puntos próximos a WPG. Al no involucrar Rb, este gráfico es más robusto frente a movilidad hidrotermal y respalda una firma baja en Nb típica de arco, más que un escenario intraplaca.
- Rb vs (Ta+Yb): La mayor parte de las muestras cae en syn-COLG, con valores cercanos a VAG. Esto apunta a participación cortical junto a una señal de arco.
- Ta vs Yb: Predominan posiciones en syn-COLG y VAG, consistentes con una baja en los niveles de Ta respecto de Yb, y sin evidencia de ORG.

En conjunto, el patrón de los cuatro diagramas muestra un predominio de afinidades sin-colisionales con señales de arco y escasa participación de ambientes intraplaca u oceánicos.

## 5. DISCUSIÓN

En este capítulo se abordan tres ejes principales. En primer lugar, se analizan e interpretan los resultados petrográficos del Complejo Plutónico Piuquenes (CPP), contrastándolos con los antecedentes descritos por otros autores. En segundo lugar, se evalúan los datos geoquímicos obtenidos en este estudio y se comparan con la información disponible para el Complejo Plutónico Chollay (CPC), con el objetivo de identificar similitudes y diferencias en sus procesos evolutivos. Finalmente, se discute el contexto geotectónico del CPP en relación con el CPC, integrando los resultados petrográficos y geoquímicos en un marco regional del magmatismo Triásico Inferior-Triásico Medio en la Cordillera Frontal Chilena. La distribución de las muestras se presenta en la Figura 5.1.

### 5.1. PETROGRAFÍA DEL COMPLEJO PLUTÓNICO PIUQUENES (CPP)

A partir de la caracterización petrográfica realizada en los 18 cortes transparentes analizados, se determinó que la litología predominante corresponde a monzogranito (12 muestras), seguido por granodiorita (3 muestras), mientras que el sienogranito, la sienita cuarcífera y la tonalita están representadas por una muestra cada una.

Estos resultados obtenidos confirman la dominancia de monzogranitos (66,7%), pero también evidencian una mayor diversidad litológica, en concordancia parcial con lo propuesto por Velásquez *et al.* (2021). La presencia de litologías tanto intermedias (tonalitas y granodioritas) como más evolucionadas (sienitas cuarcíferas) respalda parcialmente la diferenciación de litofacies planteada por dichos autores, aportando además nuevas observaciones microscópicas no documentadas previamente. La Tabla 5.1 resume la comparación entre este estudio y los antecedentes publicados por Murillo *et al.* (2017) y Velásquez *et al.* (2021).

Categoría	Murillo <i>et al.</i> (2017)	Velásquez <i>et al.</i> (2021)	Este estudio (CPP)
<b>Litologías</b>	Monzogranito (principal), granodiorita, sienogranito	1. Monzogranito (85%) 2. Granodiorita/Tonalita 3. Sienogranito porfírico 4. Diorita	1. Monzogranito (66,7%) 2. Granodiorita (16,7%) 3. Tonalita, Sienita, Sienogranito (5,6% c/u)
<b>Textura</b>	Equigranular, grano medio a grueso, fábrica isótropa	Fanerítica; textura gráfica en sienogranito porfírico	Fanerítica inequigranular, grano medio; textura porfídica en muestra PRV-085t
<b>Mineralogía dominante</b>	Ortoclasa (perfítica), plagioclasa, cuarzo, biotita	Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita; anfíbola y clinopiroxeno en dioritas	Cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico,

	alterada; muscovita escasa; sin anfíbola		biotita; anfíbola local, muscovita secundaria
<b>Alteraciones</b>	Cloritización de biotita, sericitización de plagioclasa	Sericita, clorita, epidota, vetillas K-feldespatos	Sericitización, cloritización, cuarzo secundario, epidota, calcita
<b>Evidencia estructural / tectónica</b>	Diques máficos del Elqui; contactos con fallas	Contactos intrusivos y tectónicos; fallas activas (Baños del Toro, Ingaguás)	Fracturas con vetillas de cuarzo; posible reactivación tectónica local

**Tabla 5.1. Comparación de las principales características petrográficas y estructurales del Complejo Plutónico Piuquenes** según Murillo *et al.* (2017), Velásquez *et al.* (2022) y este estudio.

Si bien Murillo *et al.* (2017) mencionan variaciones locales hacia granodioritas y sienogranitos, no proponen una subdivisión formal de la unidad, manteniéndola bajo la denominación de Monzogranito Piuquenes. En contraste, Velásquez *et al.* (2021) elevan esta unidad a la categoría de complejo plutónico, reconociendo cuatro litofacies diferenciadas y cartografiables, lo que evidencia una mayor diversidad litológica, composicional y espacial en concordancia con lo observado en este estudio. Esta interpretación se alinea con la definición de complejo plutónico propuesta por Salazar *et al.* (2013), quienes lo describen como un conjunto de cuerpos intrusivos que comparten un mismo sitio estructural de emplazamiento y un rango temporal acotado para su construcción, y en el que cada plutón presenta un rango composicional propio e independiente.

Además de confirmar la litología dominante, el análisis petrográfico realizado en este estudio permitió identificar variaciones texturales no reportadas con anterioridad. Mientras Murillo *et al.* (2017) caracterizan al “Monzogranito Piuquenes” como una unidad de fábrica isótropa y textura fanerítica equigranular de grano medio a grueso, Velásquez *et al.* (2021) reconocen texturas faneríticas hipidiomórficas de grano medio a grueso en los monzogranitos, así como texturas porfíricas y micrográficas en sienogranitos.

En concordancia parcial, las observaciones microscópicas de este estudio revelan una predominancia de texturas faneríticas inequigranulares de grano medio, con variaciones locales hacia grano fino o grueso, además de algunas muestras con texturas equigranulares. Un caso particular corresponde a la muestra PRV-085t (sienogranito), que presenta una textura porfídica distintiva, con fenocristales de cuarzo y feldespatos potásico en una matriz alotriomórfica de grano fino. Esta muestra resulta análoga a la litofacies de sienogranitos porfíricos [Trmp(sg)] descrita por Velásquez *et al.* (2021), lo que sugiere una correspondencia directa entre esta y dicha unidad, respaldando así la subdivisión litológica propuesta.

La presencia generalizada de cristales visibles a simple vista sugiere una cristalización bajo condiciones de enfriamiento lento. No obstante, la bimodalidad

textural observada en PRV-085t podría reflejar un proceso de enfriamiento en dos etapas: una nucleación temprana de los fenocristales a mayor profundidad, seguida por un enfriamiento más rápido del fundido remanente que generó la matriz fina.

En este estudio, se identificó de manera recurrente la presencia de textura perítica en ortoclasa, atribuible a procesos de exsolución durante el enfriamiento lento del feldespato potásico. Si bien Murillo *et al.* (2017) no mencionan explícitamente esta textura, Velásquez *et al.* (2021) sí la documentan en los monzogranitos del CPP, en concordancia con lo observado en este trabajo. Asimismo, la zonación composicional evidenciada en casi todas las muestras sugiere que el fundido no se mantuvo en equilibrio químico constante durante la cristalización. La presencia de cristales orientados, como los observados en el monzogranito GUR-142t, refuerza la interpretación de un sistema magmático activo con constante movimiento del magma durante la cristalización.

Desde el punto de vista mineralógico, las muestras del CPP analizadas en este estudio muestran coincidencias generales con lo reportado por Murillo *et al.* (2017) y Velásquez *et al.* (2021), aunque también revelan diferencias importantes. En los monzogranitos, se identificaron como minerales principales cuarzo, ortoclasa (frecuentemente con textura perítica) y plagioclasa, acompañados por biotita como principal fase ferromagnésica. Esta asociación coincide con lo descrito por ambos estudios. La anfíbola, por su parte, no fue observada en ninguna muestra, lo que concuerda con Murillo *et al.* (2017), pero contrasta con Velásquez *et al.* (2021), quienes la reportan como componente en algunas granodioritas.

Como minerales accesorios frecuentes se identificaron titanita, apatita y circón, también en concordancia con los trabajos previos. Una diferencia relevante es la presencia de muscovita, reconocida en este estudio como mineral accesorio en sienogranitos y como alteración de plagioclasa en algunos monzogranitos. Esta fase no fue mencionada por Murillo *et al.* (2017), mientras que Velásquez *et al.* (2021) la citan como componente ocasional en granodioritas, aunque sin mayor detalle.

Respecto a los sienogranitos, todas las fuentes coinciden en una mineralogía dominada por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, acompañados por escasa biotita, con proporciones relativamente equilibradas entre los tres primeros minerales.

En cuanto a los procesos de alteración, las muestras estudiadas presentan evidencias claras de sericitización de plagioclasas, cloritización parcial a moderada de biotita, cuarzo secundario, epidota y calcita, afectando

principalmente a feldespatos y minerales máficos. La sericitización se observa de forma generalizada, mientras que la cloritización afecta especialmente los bordes de los cristales de biotita, sin llegar a una transformación completa. Estas características sugieren la circulación de fluidos hidrotermales en condiciones de baja a moderada temperatura, en un ambiente hidrotermal posiblemente asociado a reactivación tectónica local. Esta interpretación se ve reforzada por la presencia de fracturas selladas por vetillas de cuarzo secundario en diversas muestras.

En algunas muestras, especialmente de tonalita y granodiorita, se reconocieron también clorita y calcita secundarias, lo que refuerza la idea de una alteración tardía de baja temperatura. En conjunto, estas observaciones coinciden con las descritas por Velásquez *et al.* (2021), quienes reportan sericita en plagioclasas, argilización en ortoclasa y cloritización constante de biotita. No obstante, este estudio no identificó sistemáticamente muscovita secundaria, mencionada como fase ocasional por dichos autores.

La presencia de enclaves y xenolitos en algunas muestras del CPP constituye un elemento clave para interpretar la dinámica del sistema magmático durante su evolución. En particular, la muestra PIM-43t contiene enclaves dioríticos con bordes netos a difusos, formados fundamentalmente por plagioclasa. Estos enclaves podrían corresponder a pulsos magmáticos menos evolucionados que fueron incorporados de manera incompleta al cuerpo principal más diferenciado. La existencia de contactos netos entre los enclaves y la matriz, junto con una mineralogía menos evolucionada con respecto al magma hospedante, respalda la hipótesis de una mezcla magmática incompleta entre fundidos de distinto grado de evolución. En conjunto, esta evidencia sugiere que el CPP se construyó mediante múltiples eventos de inyección magmática en un ambiente activo.

Por otra parte, la muestra PFC-069t presenta xenolitos compuestos por granate, biotita orientada y sericita, los cuales sugieren la incorporación de material durante el ascenso o emplazamiento del CPP. Estos xenolitos, que exhiben bordes irregulares y zonas de relleno de cuarzo secundario, indican una posible interacción térmica y mecánica con las rocas de caja, lo que sugiere procesos de contaminación cortical y/o ruptura tectónica de la roca encajante durante la intrusión. A diferencia de Murillo *et al.* (2017), quienes no reportan enclaves ni xenolitos, y en concordancia parcial con Velásquez *et al.* (2021), quienes mencionan enclaves máficos en granodioritas, este estudio documenta con mayor detalle petrográfico la presencia de enclaves y xenolitos, lo que permite interpretar con mayor profundidad procesos de mezcla magmática e incorporación de material cortical no discutidos previamente.

En el área de estudio, Murillo et al. (2017) señalan que únicamente las Metadioritas de Estero Los Tilos presentan granate, mientras que Mpodozis y Kay (1990) documentan la existencia de fuentes ricas en este mineral en la Unidad Los Carricitos. Sin embargo, la muestra con el xenolito fue hallada en el sector correspondiente a la hoja Pisco Elqui, específicamente en las cercanías de la Falla Los Caserones y la Formación Laguna Chica (sur del área de estudio). En este lugar no se han descrito contactos con las Metadioritas de Estero Los Tilos ni con la Unidad Los Carricitos, las cuales afloran principalmente hacia el norte del área de estudio, casi exclusivamente en la hoja Guanta.

## **5.2. COMPLEJO PLUTÓNICO PIUQUENES (CPC) Y COMPLEJO PLUTÓNICO CHOLLAY (CPC)**

Este apartado se enfoca en la comparación entre el Complejo Plutónico Piuquenes (CPP) y el Complejo Plutónico Chollay (CPC), ambos emplazados durante el Triásico Inferior–Medio. Estas unidades, expuestas en la Cordillera Frontal entre los 28°30'S y 30°30'S, forman parte de un extenso cinturón magmático de más de 200 km de longitud, que constituye uno de los registros más significativos del magmatismo pre-andino en el norte de Chile (González *et al.*, 2025).

### **5.2.1. Complejo Plutónico Chollay (CPC).**

El Complejo Plutónico Chollay (CPC) corresponde a un conjunto de plutones emplazados de manera incremental durante el Triásico Inferior–Medio. Se encuentra fuera del área de estudio, en la Región de Atacama (entre los 28° y 29°S), y constituye la unidad magmática pre-andina más extensa expuesta en el norte de Chile y Argentina, con afloramientos que cubren una superficie aproximada de 2.100 km<sup>2</sup> (González *et al.*, 2023). Presenta una disposición elongada con orientación norte-sur, aflorando en los sectores correspondientes a las cartas geológicas El Tránsito–Lagunillas, Río Chollay–Matancilla, Cajón del Encierro y Cerros de Cantaritos–Laguna Chica (Salazar *et al.*, 2013; Ortiz y Merino, 2015; Salazar y Coloma, 2016; Coloma *et al.*, 2017).

Litológicamente, el CPC ha sido definido como un complejo plutónico multicomposicional, inicialmente constituido por cuatro litofacies principales: dioritas y gabros de piroxeno [Trch(gb)], monzogranitos de biotita y anfíbola [Trch(mg)], tonalitas de biotita y anfíbola [Trch(t)] y granodioritas de biotita, anfíbola y muscovita [Trch(gd)]. Posteriormente, Ortiz y Merino (2015) propusieron la inclusión de cuerpos sienograníticos [Trsch(sg)] al complejo,

basándose en relaciones de intrusión y edades U-Pb concordantes con las del resto de las unidades.

El CPC intruye unidades plutónicas y metasedimentarias de edad Paleozoica y presenta una notable variedad litológica, que abarca desde gabros hasta granitos. Sin embargo, los monzogranitos y granodioritas son las litologías predominantes (Salazar *et al.*, 2013; Ortiz y Merino, 2015; Salazar y Coloma, 2016; Coloma *et al.*, 2017).

Desde el punto de vista estructural y composicional, el CPC ha sido dividido en cuatro franjas principales de orientación NNE–SSW, diferenciadas por sus características de campo, litologías predominantes y edades radiométricas (González *et al.*, 2025):

- Primera franja (242–238 Ma): Se reconocen xenolitos alargados correspondientes a gneises pérmicos ricos en micas (Gneis La Pampa), en contacto neto o gradual con tonalitas y granodioritas del CPC. Esta franja incluye monzogranitos, granodioritas, tonalitas y dioritas cuarcíferas. Localmente, se observan tonalitas foliadas con enclaves dioríticos.
- Segunda franja (249–244 Ma): Compuesta por dioritas, granodioritas, tonalitas y monzogranitos, dispuestos en contactos subverticales. Se identifican enclaves dioríticos alojados dentro de cuerpos monzograníticos, así como diques máficos de composición diorítica.
- Tercera franja (241–233 Ma): Dominada por monzogranitos, con presencia subordinada de granodioritas, tonalitas y monzodioritas cuarcíferas. Se observan diques máficos que cortan los cuerpos monzograníticos.
- Cuarta franja (245–241 Ma): Integrada principalmente por monzogranitos y tonalitas.

### **5.2.2. Comparación con el Complejo Plutónico Piuquenes (CPP)**

Desde el punto de vista petrográfico, tanto el Complejo Plutónico Piuquenes (CPP) como el Complejo Plutónico Chollay (CPC) presentan una composición predominantemente félsica, dominada por monzogranitos. No obstante, se observan diferencias relevantes en cuanto a la diversidad litológica, texturas, mineralogía y grado de alteración hidrotermal, que permiten matizar y contrastar la evolución magmática de ambas unidades (Ver tabla 5.2).

En términos litológicos, ambos complejos presentan una composición relativamente similar, dominada por monzogranitos, granodioritas, sienogranitos y dioritas. No obstante, los gabros han sido reconocidos únicamente en el CPC, mientras que la sienita cuarcífera, representada por la muestra PFC-125t, ha sido identificada exclusivamente en el CPP, en este estudio. Aunque Salazar *et al.* (2013) definen al CPC como una serie de granitoides de grano grueso, también constatan la presencia de rocas de grano fino a medio e inequigranulares, observación que es respaldada por otros autores (Salazar *et al.*, 2016; Ortiz y Merino, 2015). Asimismo, se documenta la presencia de texturas porfídicas en los sienogranitos en ambas unidades (Ortiz y Merino, 2015; Salazar *et al.*, 2016).

Las principales diferencias se hacen evidentes al analizar aspectos mineralógicos. En el CPC, las asociaciones litológicas incluyen minerales máficos como piroxenos (ortopiroxeno y clinopiroxeno) y anfíbol parcialmente cloritizadas, además de biotita, la cual ha sido reconocida principalmente en granodioritas y tonalitas. En contraste, en el CPP, el único mineral máfico identificado corresponde a la biotita, presente de manera consistente en todas las litologías reconocidas tanto en esta investigación como por otros autores (por ejemplo, Velásquez *et al.*, 2021), mientras que el anfíbol solamente se ha reconocido en las litofacies de dioritas (Trmp(d)).

En cuanto a la alteración hidrotermal, ambas unidades evidencian procesos similares, como sericitización, alteración a arcillas y cloritización, además de la presencia de epidota y calcita. No obstante, el CPP presenta un patrón de alteración menos intenso, generalmente restringido a los bordes de cristales o a zonas fracturadas. En contraste, en el CPC, la alteración de biotita a clorita suele ser completa (Salazar y Coloma, 2016), lo que podría reflejar diferencias en las condiciones fisicoquímicas postmagmáticas, o bien en la mayor susceptibilidad litológica del CPC a la circulación de fluidos hidrotermales.

A partir de lo observado por González *et al.* (2025), una diferencia clave entre el Complejo Plutónico Chollay (CPC) y el Complejo Plutónico Piuquenes (CPP) radica en la organización de sus cuerpos intrusivos y en la presencia de enclaves y xenolitos. El CPC exhibe una zonación bien definida en cuatro franjas intrusivas (249–233 Ma), dispuestas con orientación NNE–SSO, que representan distintos pulsos magmáticos. Estas franjas se caracterizan por la abundancia de enclaves máficos, diques de composición diorítica y zonas de *mingling* entre en las tonalitas y monzogranitos. Asimismo, en su franja occidental se reconocen grandes xenolitos subverticales de gneis pérmico (Gneis La Pampa), que evidencian procesos de migmatización por metamorfismo térmico de alto grado.

En contraste, el CPP se estructura en dos dominios diferenciados por la Falla Ingaguás. El dominio occidental está compuesto por monzogranitos de grano grueso que contienen abundantes megaxenolitos de rocas paleozoicas, incluyendo intrusivos carboníferos y metasedimentitas del Complejo Metamórfico El Cepo. En este trabajo, también se documenta la presencia de xenolitos y enclaves en algunas muestras del CPP, lo que sugiere que, si bien menos frecuentes que en el CPC, los procesos de incorporación de material cortical también estuvieron presentes durante su evolución.

Tanto el CPP como el CPC han sido interpretados originalmente como productos de un magmatismo anorogénico, post-colisional, generado a partir de anatexis cortical durante una fase de aparente cese de subducción (Etapa Preandina, Pérmico Medio – Triásico Superior). Sin embargo, la caracterización petrográfica y geoquímica del CPP realizada en este estudio, junto con datos previos de literatura (por ejemplo, Coloma *et al.*, 2017; Espinoza *et al.*, 2019; González *et al.*, 2018; Oliveros *et al.*, 2020), permiten reforzar la nueva interpretación que sugiere un contexto de subducción activa en retroceso durante el Triásico Medio.

criterio	Complejo Plutónico Chollay (CPC)	Complejo Plutónico Piuquenes (CPP)
<b>Ubicación</b>	Región de Atacama, entre 28°–29°S	Región de Coquimbo, entre 29°50'–30°30'S
<b>Litologías</b>	Dioritas, gabros de piroxeno, tonalitas, granodioritas, monzogranitos, sienogranitos	Monzogranitos, granodioritas, tonalitas, sienogranitos, sienitas, dioritas subordinadas
<b>Mineralogía principal (monzogranitos)</b>	Cz + Fk + Pl + Bt ± Hbl ± Ms	Cz, Fk (con textura peritítica), Pl, Bt ± Ms, sin Hbl
<b>Minerales accesorios frecuentes</b>	Titanita, apatita, circón, allanita	Titanita, apatita, circón
<b>Texturas</b>	Faneríticas equigranulares a hipidiomórficas, porfídicas (sienogranitos)	Faneríticas inequigranulares predominantes; porfídica en PRV-085t (sienogranito)
<b>Alteración hidrotermal</b>	Cloritización de biotita, sericitización de plagioclasa, epidota, argilización de Kfs	Sericitización (omnipresente), cloritización parcial a moderada de biotita, epidota, calcita, cuarzo secundario
<b>Enclaves y xenolitos</b>	Enclaves máficos en granodioritas (Velásquez <i>et al.</i> , 2022)	Enclaves parcialmente cristalizados (PIM-43t); xenolitos metamórficos con granate y sericita (PFC-069t)
<b>Edad U-Pb</b>	248–238 Ma (Salazar <i>et al.</i> , 2013; Ortiz y Merino, 2015; Salazar y Coloma, 2016)	247–239 Ma (Murillo <i>et al.</i> , 2017; Velásquez <i>et al.</i> , 2021)
<b>Unidad encajante</b>	Unidades metasedimentarias y plutónicas paleozoicas	Unidades metamórficas y plutónicas paleozoicas

**Tabla 5.2. Cuadro comparativo de las principales características litológicas, mineralógicas y estructurales del CPC y el CPP.** Las abreviaciones Cz, Fk, Pl, Bt, Hb y Ms corresponden a cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, hornblenda y muscovita respectivamente.

### **5.3. GEOQUÍMICA DEL COMPLEJO PLUTÓNICO PIUQUENES (CPP) Y SU RELACIÓN CON EL COMPLEJO PLUTÓNICO CHOLLAY (CPC)**

Según los análisis geoquímicos realizados sobre 14 muestras representativas, las rocas del Complejo Plutónico Piuquenes (CPP) corresponden a composiciones predominantemente ácidas, con contenidos de SiO<sub>2</sub> entre 67,44% y 76,63% ( $\bar{x} = 72,95\%$ ). Estos resultados son coherentes con las descripciones petrográficas obtenidas a partir del análisis de cortes transparentes, donde se identificaron principalmente monzogranitos, y en menor proporción sienogranitos, granodioritas, tonalitas y sienitas cuarcíferas. Esta composición concuerda además con la litología reportada por Murillo *et al.* (2017) y Velásquez *et al.* (2021), quienes definieron la unidad. La ubicación de las muestras analizadas se presenta en la figura 5.1.

Los datos utilizados fueron recopilados a partir de Arriagada (2023), la cual integra análisis geoquímicos previamente publicados para ambos complejos plutónicos (Murillo *et al.*, 2017; Ortiz y Merino, 2015; Salazar *et al.*, 2013; Salazar y Coloma, 2016; Velásquez *et al.*, 2021). Los detalles correspondientes a los análisis químicos se presentan en el Anexo 2.

Con el objetivo de evaluar comparativamente la geoquímica del CPP en relación con el Complejo Plutónico Chollay (CPC), se utilizaron 69 muestras correspondientes a esta última unidad, las cuales incluyen datos de elementos mayores y traza. Para asegurar una comparación más homogénea entre ambos conjuntos de datos, se filtraron las muestras considerando únicamente aquellas con contenidos de sílice superiores al 63%, excluyendo así composiciones máficas, presentes exclusivamente en el CPC y ausentes en el CPP.

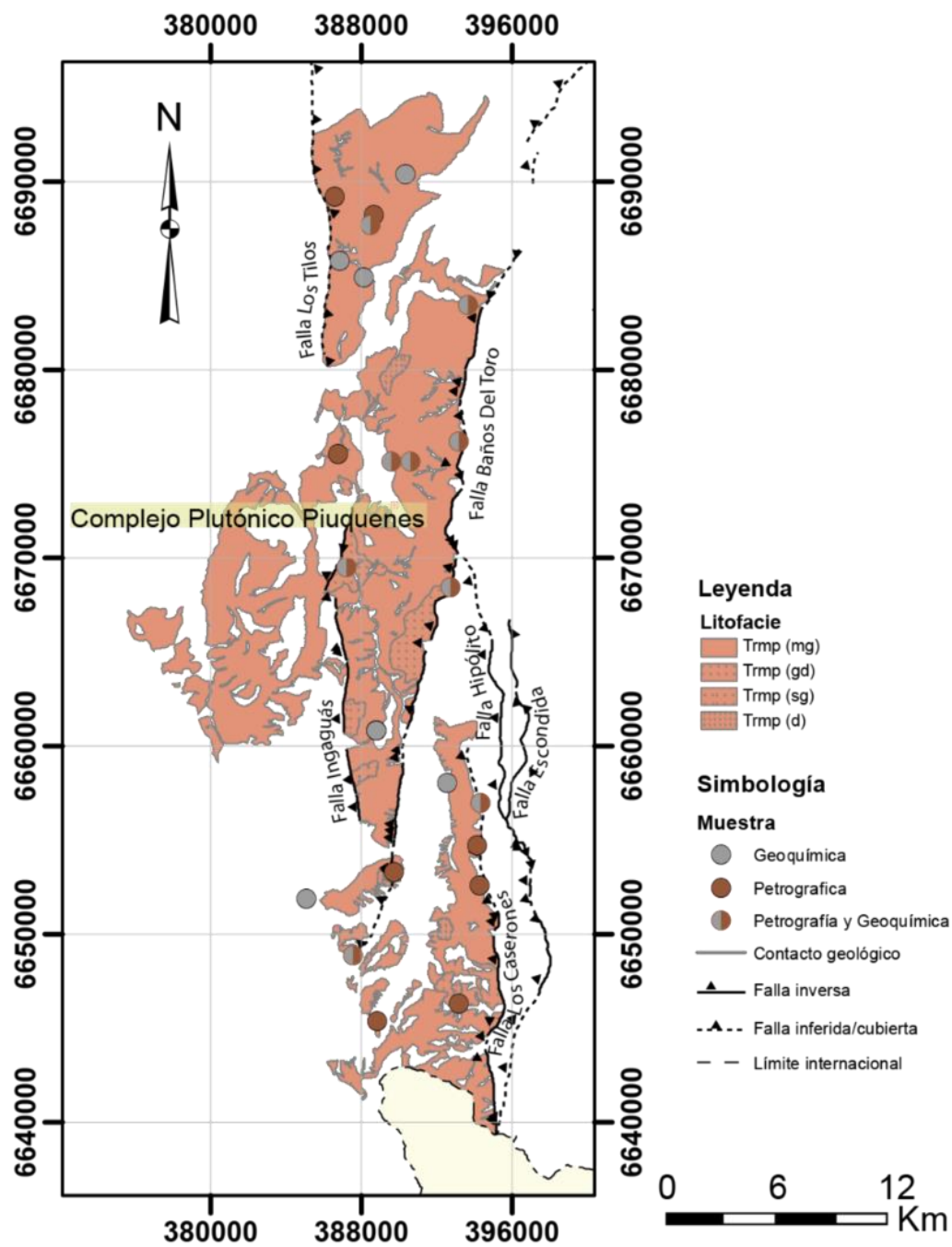


Figura 5.1. Ubicación de las muestras utilizadas para análisis petrográfico y geoquímico en el CPP, con superposición de unidades litológicas y estructuras principales.

### 5.3.1. Elementos Mayores

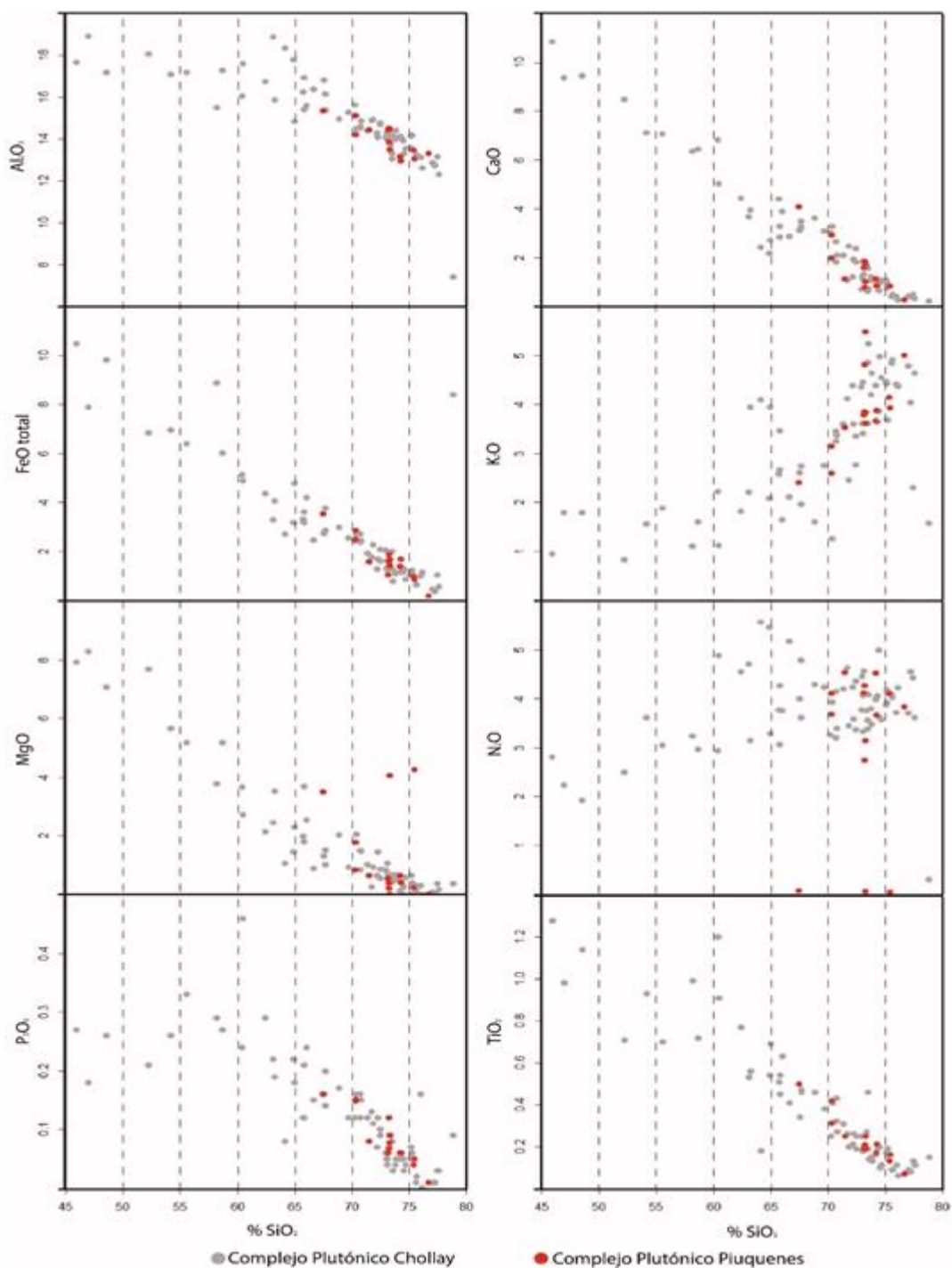
Las muestras analizadas presentan valores bajos de pérdida por calcinación (PPC), que oscilan entre 0,001% y 0,46% en peso. Las concentraciones de óxidos correspondientes a elementos mayores fueron recalculadas al 100%, y las abundancias de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{FeO}$  se expresan como  $\text{FeO(T)}$ , según el procedimiento descrito en el capítulo 4 de caracterización geoquímica.

En cuanto al contenido de sílice, las muestras del Complejo Plutónico Chollay (CPC) presentan un amplio rango composicional, con valores entre 45,86% y 78,81% de  $\text{SiO}_2$ . En contraste, el Complejo Plutónico Piuquenes (CPP) muestra un intervalo más acotado, entre 67,44% y 75,41%, lo cual sugiere composiciones más ricas en sílice y estadios magmáticos más evolucionados.

Los contenidos de  $\text{TiO}_2$  (0,06–1,28%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (7,43–18,91%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$  (0,18–11,02%),  $\text{MgO}$  (0,001–8,28%) y  $\text{CaO}$  (0,24–10,84%) muestran una tendencia general decreciente con el aumento de  $\text{SiO}_2$ , atribuida a la cristalización progresiva de minerales ferromagnesianos (Figura 5.2). A partir de contenidos de  $\text{SiO}_2$  cercanos al 65%, es común que comience la cristalización de apatita, lo que explicaría la disminución de  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,001–0,46%) en las composiciones más diferenciadas.

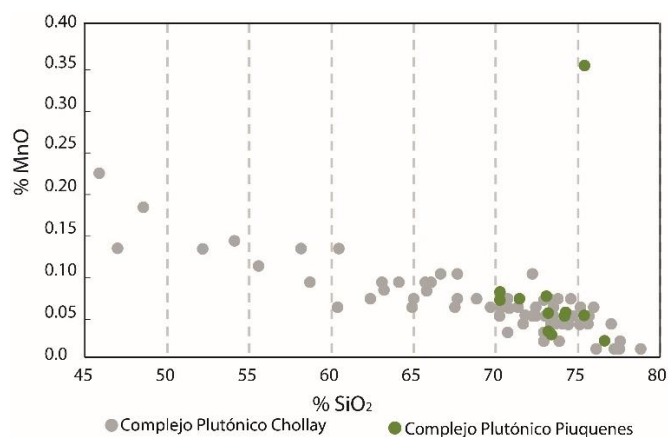
Por otra parte, los contenidos de  $\text{K}_2\text{O}$  (0,82–5,49%) y  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,05–5,58%) tienden a incrementarse con el  $\text{SiO}_2$ , lo que concuerda con su concentración progresiva en el magma residual durante la diferenciación magmática. En el caso del  $\text{Na}_2\text{O}$ , sin embargo, se observa una mayor dispersión o un incremento más moderado en composiciones intermedias, lo cual podría estar vinculado a variaciones en la composición de la plagioclasa o a la influencia de procesos de alteración hidrotermal.

Finalmente, el caso de  $\text{MnO}$  (Figura 5.3), el CPC presenta una mayor dispersión en términos de contenido de  $\text{SiO}_2$  (desde ~45% hasta ~77%), en contraste con el CPP, que se restringe al rango félsico (67–76%  $\text{SiO}_2$ ). En este último, la mayoría de los puntos se concentran en valores bajos de  $\text{MnO}$  (<0,10%), lo cual es consistente con su carácter ácido. Ambos complejos exhiben una tendencia decreciente de  $\text{MnO}$  a medida que aumenta el  $\text{SiO}_2$ ; sin embargo, en el CPP dicha tendencia es más homogénea y con valores reducidos, mientras que el CPC refleja con mayor claridad la trayectoria completa de diferenciación magmática, desde composiciones máficas con altos contenidos de  $\text{MnO}$  hasta las más evolucionadas. Cabe destacar que en el CPP se observa una muestra anómala con enriquecimiento en  $\text{MnO}$  (>0,30%), cuya presencia podría vincularse a procesos de alteración.



**Figura 5.2. Diagramas de Harker del CPP y CPC,** que muestran la variación de óxidos mayores ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}_t$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ) en función del contenido de sílice ( $\text{SiO}_2$ ) para muestras del Complejo Plutónico Chollay (CPC, gris) y del Complejo Plutónico Piuquenes (CPP, verde).

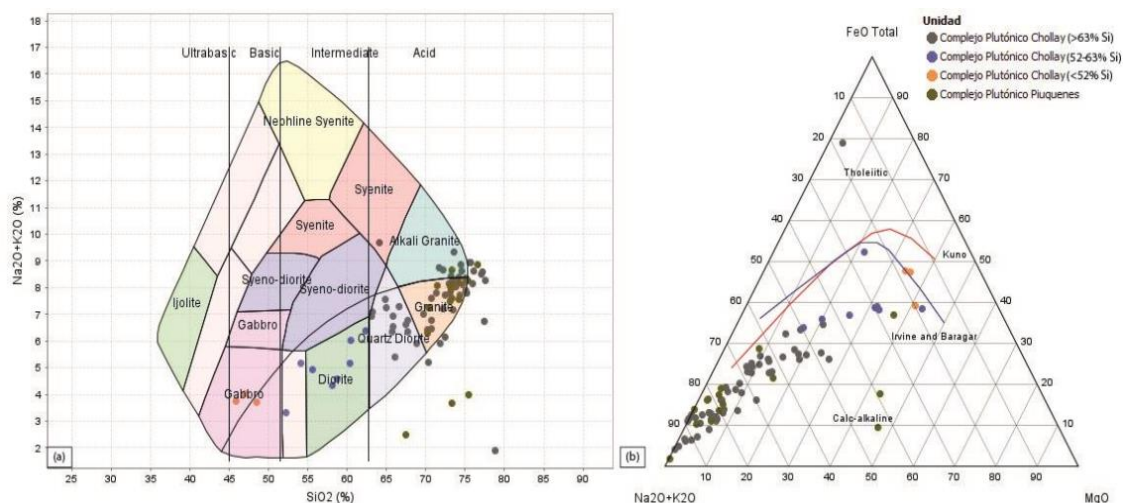
Al comparar ambas unidades, se pueden establecer diferencias y similitudes relevantes. Por un lado, ambos complejos exhiben tendencias geoquímicas coherentes con un proceso de diferenciación magmática, caracterizado por la cristalización fraccionada progresiva. No obstante, el CPC abarca un rango composicional más amplio, lo que respalda su carácter multicomposicional y poligénico. Además, presenta una mayor dispersión geoquímica en comparación con el CPP, especialmente en muestras con contenidos de  $\text{SiO}_2$  inferiores a ~65%, lo cual podría deberse a la coexistencia de magmas de distinta naturaleza o a eventos de mezcla magmática. En contraste, el CPP muestra una tendencia más continua y menos dispersa, lo que sugiere una evolución más homogénea. La única excepción es el comportamiento relativamente disperso del  $\text{Na}_2\text{O}$  dentro del CPP, posiblemente asociado a diferencias en la composición de plagioclasa o a la influencia de alteración hidrotermal en ciertas muestras.



**Figura 5.3. Diagrama Harker de MnO vs  $\text{SiO}_2$  en CPP y CPC.**

El contenido total de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) en las muestras analizadas varía entre 1,88% y 9,68%. En el diagrama de clasificación TAS ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$ ) (Figura 5.4a), las muestras del Complejo Plutónico Chollay (CPC) abarcan un espectro composicional amplio, en contraste con las del Complejo Plutónico Piuquenes (CPP), que se agrupan dentro del campo de los granitos. No obstante, ambas unidades siguen una tendencia calcoalcalina, con algunas muestras del CPC situadas en el límite con el campo de granito alcalino o incluso sobrepasando la curva que lo separa. En el diagrama AFM ( $\text{FeO total} - \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) (Figura 5.4b), ambas unidades se alinean predominantemente dentro del campo calcoalcalino, con baja dispersión. La mayoría de las muestras se concentran en la base del triángulo, caracterizadas por altos contenidos de álcalis y bajos contenidos de  $\text{MgO}$ , lo que es consistente con composiciones más diferenciadas. En contraste, las muestras más máficas del CPC (<52%, 52–63%)

exhiben mayores concentraciones de FeO total y MgO, alcanzando parcialmente la transición hacia la serie toleítica.

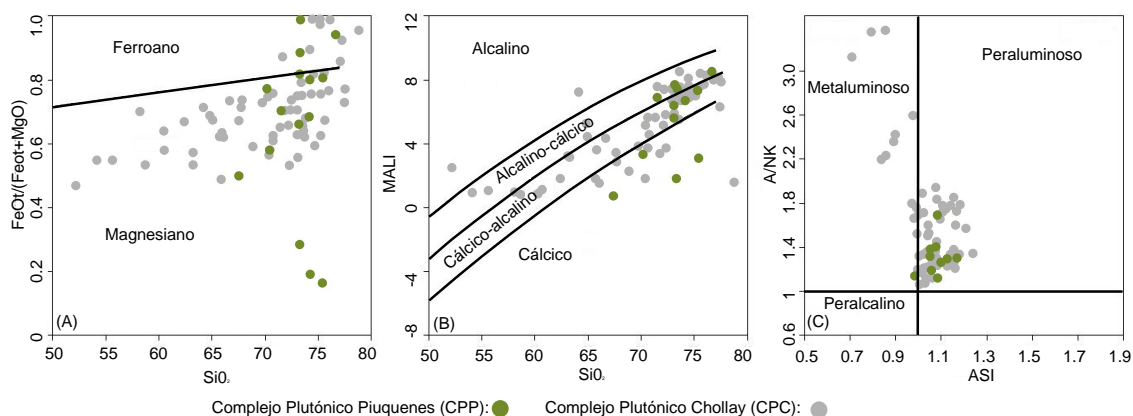


**Figura 5.4. Diagrama TAS y AFM para rocas del CPC y CPP.** (a) Diagrama TAS (Total Alkalies vs Silica; Le Maitre *et al.*, 1989) para la clasificación de rocas ígneas, mostrando que el Complejo Plutónico Piuquenes (CPP) se agrupa en el campo de los granitos y granitos alcalinos, mientras que el Complejo Plutónico Chollay (CPC) abarca desde gabros hasta granitos, evidenciando su naturaleza multicomposicional. (b) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) que indica que ambas unidades corresponden principalmente a la serie calco-alcalina, típica de ambientes de subducción continental, sin evidencia de afinidad toleítica significativa para el CPP

En el diagrama  $FeO^t / (FeO^t + MgO)$  vs  $SiO_2$  (Figura 5.5, a), ambas unidades muestran una tendencia creciente con el aumento de sílice, coherente con la diferenciación magmática. En general, las muestras presentan valores bajos a intermedios del índice férrico, lo que indica afinidades predominantemente magnesianas. El CPP muestra una distribución más amplia que el CPC, aunque en ambos casos, la mayoría de las muestras se ubican por debajo del límite indicando un aporte magnesiano más importante, compatible con un magmatismo de arco.

En el diagrama MALI ( $Na_2O + K_2O - CaO$  vs  $SiO_2$ ) (Figura 5.5, b), se observa que la mayoría de las muestras del Complejo Plutónico Chollay (CPC) y del Complejo Plutónico Piuquenes (CPP) se ubican preferentemente en los campos alcalino-cálcico y calco-alcalino. Las muestras del CPP tienen MALI positivos ( $\approx 4-8$ ) y se concentran en los campos alcalino-cálcico y alcalino, lo que indica magmas evolucionados con abundancia de  $Na_2O + K_2O$ . Las del CPC abarcan un rango mayor: algunas muestras de baja  $SiO_2$  muestran MALI negativos (campo cálcico), mientras que la mayoría se reparte entre los campos

cálcico-alcálico y alcálico-cálcico. Esta dispersión sugiere que el CPC incluye tanto magmas de arco calco-alcálicos como intrusiones más ricas en álcalis.



**Figura 5.5. Diagramas discriminantes de Frost & Frost (2008) aplicados a las muestras del CPP y del CPC.** (a) Índice férrico  $\text{FeO}^t/(\text{FeO}^t + \text{MgO})$  vs  $\text{SiO}_2$ ; (b) Índice MALI ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ ) vs  $\text{SiO}_2$ ; (c) Índice de saturación de aluminio (ASI) vs A/NK.

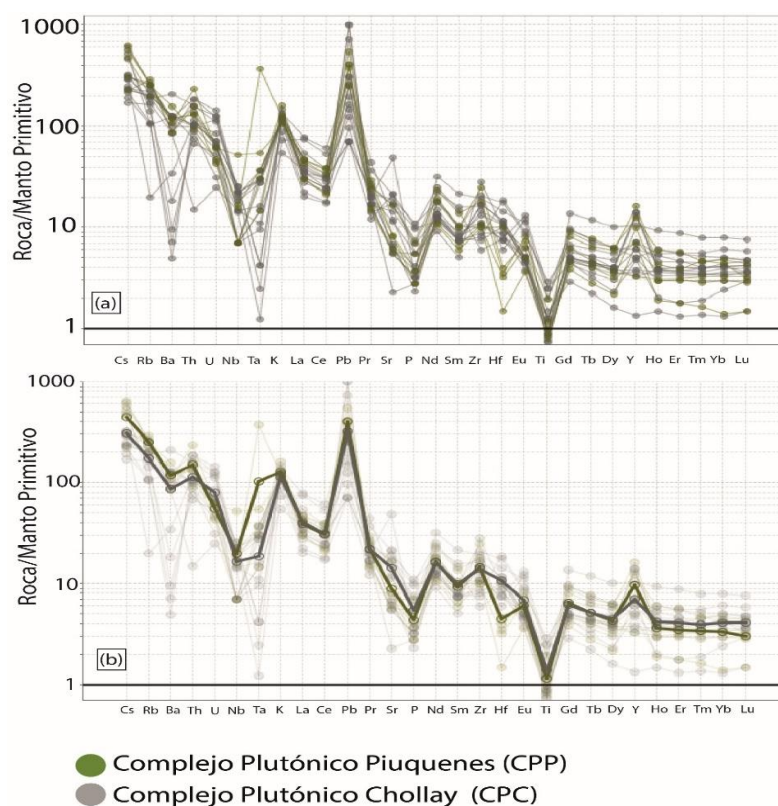
En los diagramas de saturación de aluminio (Figura 5.5, c), la mayoría de las muestras se ubican en el campo peraluminoso, con valores de ASI apenas superiores a 1.0, lo que indica un carácter débilmente peraluminoso. Algunas composiciones se aproximan al límite con el campo metaluminoso ( $\text{ASI} \approx 1,0-1,05$ ), lo que sugiere ligeras variaciones en función del contenido de sílice. En conjunto, tanto el Complejo Plutónico Chollay (CPC) como el Complejo Plutónico Piuquenes (CPP) presentan afinidades calcoalcálicas y débiles excesos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , rasgo característico de magmas derivados de corteza continental en ambientes de arco, sin evidencia de fuentes peralcalinas anorogénicas.

### 5.3.2. Elementos Traza

Los diagramas normalizados al manto primitivo muestran que tanto el Complejo Plutónico Chollay (CPC) como el Complejo Plutónico Piuquenes (CPP) están fuertemente enriquecidos en elementos litófilos de gran radio iónico (Cs, Rb, Ba, Th, U, K, Pb) (Figura 5.6).

Este enriquecimiento, junto con las pronunciadas anomalías negativas de Nb, Ta y Ti, es característico de magmas vinculados a zonas de subducción: los fluidos de la placa que subducta introducen grandes cantidades de LILE al manto, mientras que los elementos de alto campo (HFSE) como Nb, Ta y Ti quedan retenidos en fases residuales y en granate.

Las muestras del CPC presentan una mayor dispersión composicional y variabilidad en sus patrones multielemento, lo que sugiere una naturaleza multicomposicional y una historia magmática más compleja, probablemente vinculada a la participación de múltiples pulsos o fuentes magmáticas. En contraste, las muestras del CPP exhiben patrones más homogéneos y suavizados, con menor dispersión entre muestras, lo que indica una evolución magmática más continua, diferenciada y posiblemente más controlada por cristalización fraccionada. La presencia de anomalías negativas en Eu, Nb y Ti, y un enriquecimiento en Pb, en ambas unidades refuerza la interpretación de una génesis común asociada a un régimen tectónico de subducción continental.



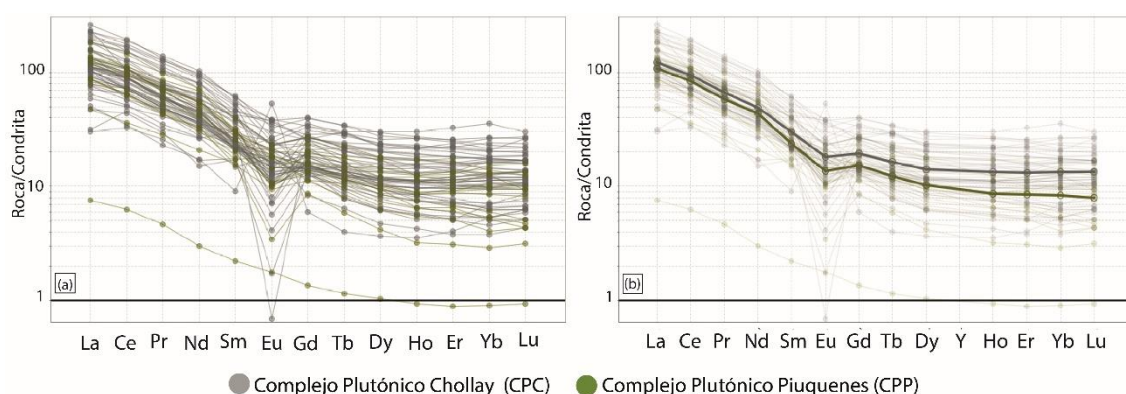
**Figura 5.6. Diagramas multielementales normalizados a manto primitivo para el CPP y CPC.** (a) Patrones individuales de muestras; (b) Patrones promedio por unidad.

Estos patrones son iguales a los reconocidos en las muestras publicadas de ambos complejos y son típicos de magmas generados en zonas de subducción (Stern, 2002; Wilson, 1989).

La composición isotópica (Sr-Nd-Pb) muestra que la fuente de este magmatismo requiere la participación de un manto empobrecido y no únicamente de la corteza

continental, descartando la anatexia cortical como principal proceso generador del magma.

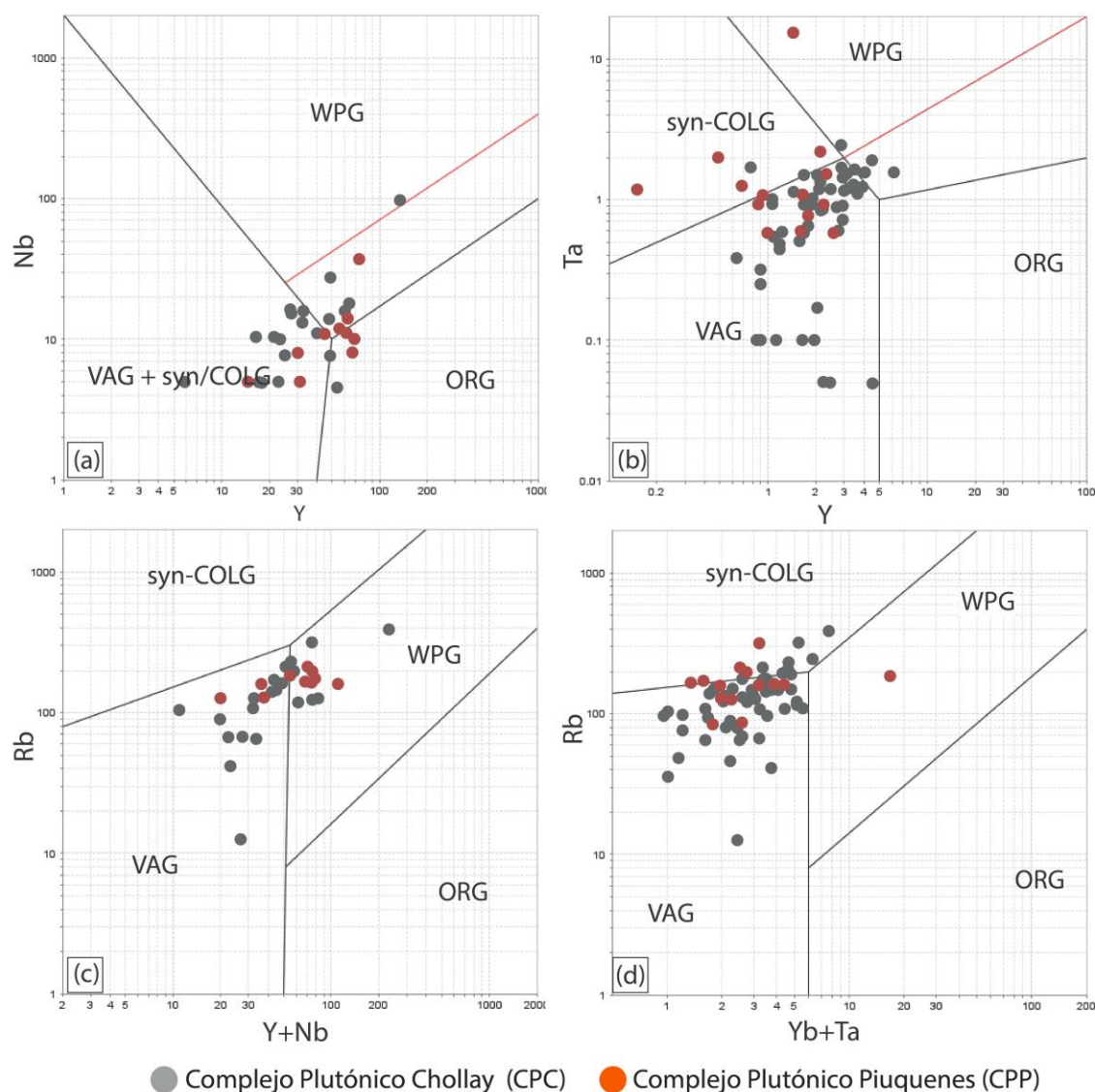
En la sección de tierras raras (REE) de los diagramas se observa un patrón enriquecido en LREE (La a Sm) con pendientes descendentes hacia las tierras raras pesadas (Gd a Lu). Ambas unidades muestran una anomalía negativa de Eu bien marcada; esto ocurre porque el europio divalente se incorpora preferentemente en plagioclasa y, al cristalizar o separarse esta fase, el fundido se empobrece en Eu. La combinación de fuerte enriquecimiento en LILE, anomalías negativas de Nb–Ta–Ti y un mínimo profundo en Eu es típica de magmas de arco asociados a subducción.



**Figura 5.7. Diagramas multielementales normalizados a condrita para el CPC y el CPP.** (a) Patrones individuales de muestras; (b) Patrones promedio por unidad.

#### 5.4. AMBIENTE GEOTECTÓNICO

Con el objetivo de discutir el ambiente geotectónico que permitió el emplazamiento del Complejo Plutónico Piuquenes (CPP), e incorporar su posible relación o semejanza con el Complejo Plutónico Chollay (CPC), se emplean los diagramas de discriminación tectónica propuestos por Pearce *et al.* (1984) (Figura 5.8). Estos diagramas se basan en relaciones entre elementos traza como Rb, Y, Nb, Ta y Yb, los cuales son sensibles a los procesos tectónicos y a la naturaleza de la fuente magmática, dado que son altamente incompatibles y relativamente inmóviles durante los procesos de fusión parcial y cristalización fraccionada.



**Figura 5.8. Diagramas discriminantes tectónicos para el CPP y CPC**, según Pearce *et al.* (1984), aplicados a muestras del CPP (verde) y del CPC (gris oscuro). (a) Diagrama Nb vs Y, (b) Ta vs Yb, (c) Rb vs Y+Nb y (d) Rb vs Yb+Ta. Los campos tectónicos representados corresponden a granitoides de arco orogénico (ORG), sincolisionales (syn-COLG), de arco volcánico (VAG) y dentro de placa (WPG).

En el diagrama Nb vs Y (Figura 5.8.a), la mayoría de los datos de ambos complejos se agrupan en un rango de Y entre 20 y 60 ppm, y Nb entre 5 y 20 ppm, posicionándose en las proximidades del vértice donde confluyen los campos VAG + syn-COLG (*Volcanic Arc Granites* + *syn-Collisional Granites*, por sus siglas en inglés), WPG (*Within-Plate Granites*, por sus siglas en inglés) y ORG (*Orogenic Granites*, por sus siglas en inglés). Se observa que la mayoría de las muestras de ambos complejos se ubican dentro del campo VAG + syn-COLG, lo que sugiere un escenario tectónico híbrido o en evolución,

posiblemente vinculado a la transición desde un régimen de subducción activa hacia condiciones sincolisionales o incluso extensionales.

No obstante, también se reconoce cierta dispersión de las muestras — especialmente del Complejo Plutónico Piuquenes (CPP)— hacia los campos correspondientes a granitoides de arco orogénico (ORG) y hacia el límite con el campo WPG. Incluso, una muestra del Complejo Plutónico Chollay (CPC) traspasa la línea roja que marca el límite empírico entre granitoides tipo I y tipo A, lo que podría indicar un mayor grado de diferenciación o una influencia puntual de magmatismo anorogénico.

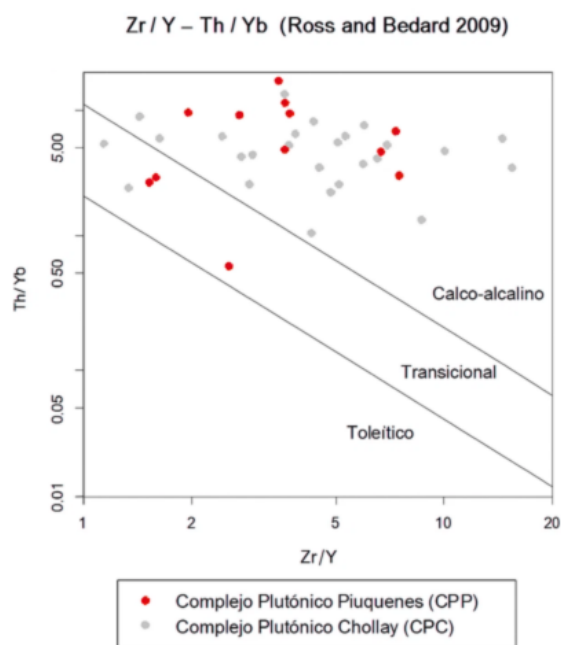
Es importante señalar que los diagramas Ta vs Yb y Rb vs Yb+Ta (Figuras 5.8.b y 5.8.d) presentan valores de Ta anormalmente elevados en relación al Nb, lo que sugiere un posible error analítico en la determinación de este elemento. Por esta razón, estos diagramas se presentan solo de forma referencial y no se consideran para la interpretación tectónica.

En el diagrama Rb vs Y+Nb (Figura 5.8.c), consistente con lo observado en el diagrama Nb vs Y, tanto el CPP como el CPC muestran una tendencia general hacia el campo VAG, reforzando la interpretación de un magmatismo desarrollado en un entorno convergente asociado a subducción activa. Algunas muestras se aproximan a los límites con los campos syn-COLG y WPG, lo cual podría deberse a variaciones en la fuente, a un mayor grado de evolución magmática, o a la intervención de componentes corticales en etapas más avanzadas del sistema.

Cabe destacar que el CPC presenta una distribución más homogénea y concentrada que el CPP, lo cual es consistente con un magmatismo más acotado y posiblemente vinculado a una fuente más estable o a pulsos más similares entre sí. En contraste, la mayor dispersión composicional observada en el CPP podría reflejar la superposición de pulsos magmáticos más diferenciados, con mayor participación cortical, lo que es coherente con una evolución magmática más compleja y una mayor influencia de procesos post-magmáticos o de fusión cortical.

Otro diagrama analizado corresponde al diagrama Zr/Y – Th/Yb (Ross & Bédard, 2009) (Figura 5.9). Este diagrama clasifica las rocas ígneas según su afinidad magmática: toleítica, transicional o calcoalcalina, utilizando razones de elementos traza inmóviles (Zr/Y y Th/Yb). Las muestras del Complejo Plutónico Piuquenes (CPP) (en verde) se ubican mayoritariamente dentro del campo calcoalcalino, lo cual es consistente con una génesis en un ambiente de arco magmático relacionado a subducción. La distribución es relativamente

homogénea, sugiriendo una fuente magmática común y posiblemente estable durante su evolución.



**Figura 5.9. Discriminación de afinidades magmáticas en los complejos Piuquenes y Chollay mediante el diagrama Zr/Y – Th/Yb (Ross & Bédard, 2009).**

## 6. CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS

### 6.1. CONCLUSIÓN

- El análisis petrográfico de 18 muestras representativas revela que el CPP en el área de estudio está compuesto mayoritariamente por monzogranitos (66,7%), además de granodioritas, sienogranitos, tonalitas y una sienita cuarcífera no documentada en trabajos previos.
- Las texturas, principalmente faneríticas inequigranulares de grano medio, junto con una muestra que presenta textura porfídica, sugieren condiciones de cristalización lenta, con evidencias locales que indican un enfriamiento en dos etapas.
- La presencia de enclaves parcialmente cristalizados y xenolitos metamórficos confirma procesos de mezcla magmática e incorporación de material cortical, aportando nueva evidencia sobre los procesos de contaminación y mezcla de magmas en el CPP.
- Comparado con el Complejo Plutónico Chollay (CPC), el CPP muestra menor diversidad litológica y una composición geoquímica más homogénea, lo que sugiere un emplazamiento menos prolongado o más controlado, aunque ambos comparten afinidad calcoalcalina y patrones geoquímicos típicos de arcos magmáticos.
- Los diagramas de discriminación tectónica sitúan a ambas unidades (CPP y CPC) principalmente en el campo de granitoides de arco volcánico y sin-colisionales, reforzando la hipótesis de un magmatismo triásico vinculado a subducción activa en retroceso, más que a un escenario estrictamente post-colisional.
- Los resultados petrográficos y geoquímicos del CPP muestran afinidades con el magmatismo del CPC, lo que permite explorar la posibilidad de que ambas unidades compartan un origen profundo relacionado con la evolución tectonomagmática del margen proto-andino.

## 6.2. SUGERENCIAS

- Incorporar nuevas dataciones U-Pb y Ar-Ar de alta resolución en litologías representativas del CPP para precisar la duración y secuencia de los pulsos magmáticos.
- Ampliar el estudio con datos isotópicos Sr-Nd-Hf-Pb que permitan evaluar de forma cuantitativa el grado de participación de la corteza continental y del manto en la génesis de los magmas.
- Integrar mapeo estructural a escala de detalle para caracterizar el control tectónico en el emplazamiento de los plutones, especialmente en relación con la Falla Ingaguás.
- Aplicar análisis de elementos traza en minerales (LA-ICP-MS) para rastrear procesos magmáticos a escala mineral, como cristalización fraccionada, mezcla de magmas y contaminación cortical.
- Extender la comparación a otros cuerpos triásicos de la Cordillera Frontal (ej. Los Carricitos) para evaluar la variabilidad composicional y tectónica en un marco regional más amplio.

## 7. REFERENCIAS

- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Fernandez, R., 2006. Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert (25-28°S), northern Chile. *Tectonics* 25, 1–26. doi:10.1029/2005TC001923
- Arriagada Salamanca, H. F. N. (2023). *Petrogénesis de unidades intrusivas del Noriano en la Cordillera Frontal entre las latitudes 29°30' y 30°30' S, Región de Coquimbo, Chile* (Memoria de título, Universidad de Concepción).
- Bahlburg, H. & Hervé, F. (1997). *Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile*. Bulletin of the Geological Society of America, 109(7), 869-884. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109)
- Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., Sanhueza, A., 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca – South America – Antarctica triple junction. *Tectonophysics* 354, 289–314. doi:10.1016/S0040-1951(02)00388-8
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In T. Moreno & W. Gibbons (Eds.), *The Geology of Chile* (pp. 21–114). The Geological Society. <https://doi.org/10.1144/GOCH.3>
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., & Sagripanti, L. (2014). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37°S (Chile and Western Argentina). *Special Publications Geological Society*, 399, 13–61. <https://doi.org/10.1144/SP399.20>
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., & Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews*, 18, 303–332. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(82\)90042-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(82)90042-3)
- Coloma, F.; Creixell, C.; Salazar, E. 2013. Arc development during continuous subduction from Carboniferous to Triassic: Evidence from geochemistry of intrusive rocks in the Vallenar Cordillera (El Tránsito valley), andes of Northern Chile. In International Geological Congress on the Southern Hemisphere GEOSUR, Actas electrónicas. Viña del Mar.
- Coloma F.; Ortiz M.; Creixell C.; Salazar E.; Merino R. 2015. Nuevos antecedentes geológicos de las rocas volcánicas e intrusivas del Triásico

Inferior-Medio en la alta cordillera de Vallenar (28°30'-29°30' S). In *Congreso Geológico Chileno*, No. 14, Actas Electrónicas. La Serena.

- Coloma, F., Valin, X., Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Salazar, E., Ducea, M.N., 2017. Geochemistry of permian to triassic igneous rocks from northern Chile (28°-30°15'S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean Geology*, 44, 147–148. doi:10.5027/andgeoV44n2-a03
- Cox, K. G., Bell, J. D., & Pankhurst, R. J. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. Allen & Unwin.
- Deckart, K., Hervé, F., Fanning, C. M., Ramírez, V., Calderón, M., & Godoy, E. (2014b). Geocronología U-Pb e isótopos de Hf-O en circones del batolito de la Costa Pensilvaniana, Chile. *Andean Geology*, 41(1), 49–82. <https://doi.org/10.5027/andgeoV41n1-a03>
- Dediós, P. 1967. *Cuadrángulo Vicuña*, Provincia de Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 16: 65 p.
- Del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C., Martínez, F., 2016. Resolving the paradigm of the late Paleozoic-Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*, 37, 172–181. doi:10.1016/j.gr.2016.06.008
- Del Rey, A., Deckart, K., Planavsky, N., Arriagada, C., Martínez, F., 2019. Tectonic evolution of the southwestern margin of Pangea and its global implications: Evidence from the mid Permian–Triassic magmatism along the Chilean-Argentine border. *Gondwana Research*, 76, 303–321. doi: 10.1016/j.gr.2019.05.007
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagrams and major-element analyses. *Chemical Geology*, 29(1–4), 183–210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
- Espinoza, M., Montecino, D., Oliveros, V., Astudillo, N., Vásquez, P., Reyes, R., Celis, C., González, R., Contreras, J., Creixell, C., Martínez, A. 2019. The synrift phase of the early Domeyko Basin (Triassic, northern Chile): Sedimentary, volcanic and tectonic interplay in the evolution of an ancient subduction-related rift basin. *Basin Research*, 31, 4-32. DOI: 10.1111/bre.12305

- Fosdick, J.C., Carrapa, B., Ortíz, G., 2015. Faulting and erosion in the Argentine Precordillera during changes in subduction regime: Reconciling bedrock cooling and detrital records. *Earth Planet. Sci. Lett.* 432, 73–83. doi: 10.1016/j.epsl.2015.09.041
- González, J., Oliveros, V., Creixell, C., Velásquez, R., Vásquez, P., Lucassen, F., 2018. The Triassic magmatism and its relation with the Pre-Andean tectonic evolution: Geochemical and petrographic constrains from the High Andes of north central Chile (29°30' - 30°S). *J. South Am. Earth Sci.* 87, 95–112. doi: 10.1016/j.jsames.2017.12.009
- González, J., Oliveros, V., Lucassen, F., Creixell, C., Coloma, F., Velásquez, R., Hernández, L., & Kasemann, S. (2025). *The Triassic magmatism in southwestern Gondwana: An example of arc batholith construction in a retreating margin.* Universidad de Concepción.
- Gorczyk, W., Willner, A.P., Gerya, T.V., Connolly, J.A.D., Burg, J.P., 2007. Physical controls of magmatic productivity at Pacific-type convergent margins: numerical modelling. *Phys. Earth Planet. Inter.* 163, 209e232. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2007.05.010>.
- Grocott, J., Taylor, G.K., 2002. Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25°30'S to 27°00'S). *J. Geol. Soc. London.* 159, 425–442. doi:10.1144/0016-764901-124
- Hervé, F., Fanning, C.M., Calderón, M., Mpodozis, C., 2014. Early Permian to Late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28°-31°S): SHRIMP U-Pb zircon ages and Lu-Hf and O isotope systematics. *Lithos* 184–187, 436–446. doi: 10.1016/j.lithos.2013.10.018
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Can J Earth Sci* 8, 523–548.
- Jensen, O. 1976. *Geología de las nacientes del río Copiapó, entre los 27°53' y 28°20' de latitud sur, Provincia de Atacama, Chile.* Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 299 p.
- Jones, R.E. 2014. *Subduction zone processes and continental crust formation in the southern Central Andes: insights from geochemistry and geochronology.* The University of Edinburgh, School of Geosciences: 503 p.

- 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*. doi:10.1130/0091-7613(1989)0172.3.CO;2
- Kleiman, L.E., Japas, M.S., 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473, 283–299. doi: 10.1016/j.tecto.2009.02.046
- Kramer, W., Siebel, W., Romer, R.L., Haase, G., Zimmer, M., Ehrlichmann, R., 2005. Geochemical and isotopic characteristics and evolution of the Jurassic Volcanic arc between Arica (18°30'S) and Tocopilla (22°S), North Chilean Coastal Cordillera. *Chemie der Erde* 65, 47–78. doi: 10.1016/j.chemer.2004.01.002
- Kuno, H. (1968). Differentiation of basaltic magmas. In H. H. Hess & A. Poldervaart (Eds.), *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition* (Vol. 2, pp. 623–688). Wiley Interscience.
- Lossada, A.C., Giambiagi, L., Hoke, G.D., Fitzgerald, P.G., Creixell, C., Murillo, I., Mardonez, D., Velásquez, R., Suriano, J., 2017. Thermochronologic Evidence for Late Eocene Andean Mountain Building at 30°S. *Tectonics* 36, 2693–2713. doi:10.1002/2017TC004674
- Lucassen, F., Kramer, W., Bartsch, V., Wilke, H.G., Franz, G., Romer, R.L., Dulski, P., 2006. Nd, Pb, and Sr isotope composition of juvenile magmatism in the Mesozoic large magmatic province of northern Chile (18-27°S): Indications for a uniform subarc mantle. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 152, 571–589. doi:10.1007/s00410-006-0119-y
- Maksaev, V.; Munizaga, F.; Tassinari, C. 2014. Timing of the magmatism of the paleoPacific border of Gondwana: U-Pb geochronology of Late Paleozoic to Early Mesozoic igneous rocks of the north Chilean Andes between 20° and 31°. *Andean Geology* 41 (3): 447-506. doi: 10.5027/andgeoV41n3-a01.
- Martin, M.; Clavero, J.; Mpodozis, C.; Cuitiño, L. 1995. *Estudio geológico regional de la franja El Indio, Cordillera de Coquimbo*. Servicio Nacional de Geología y Minería Compañía Minera San José, Informe Registrado 6: 238 p. 4 mapas escala 1:50.000. Santiago
- Martin, M.; Clavero, J.; Mpodozis, C. 1999. Late Paleozoic to Early Jurassic tectonic development of the high Andean Principal Cordillera, El Indio

- Region, Chile (29- 30°S). *Journal of South American Earth Sciences* 12 (1): 33-49.
- Merino, R. 2013. *Estratigrafía, sedimentología y proveniencia de las sucesiones continentales de tras-arco del Jurásico Superior, entre los 28o30'-30oS y 69o50'- 70o40'W*. Memoria de título (Inédito). Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra, 111 p.
- MOLINA, P. G. 2022. *Determination of crustal anatexis conditions from thermodynamic modelling and zircon data: the case of the late Triassic A- and S-Type granites in the high Andes of Central Chile (~ 30° S)* (Tesis doctoral). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
- Moscoso, R.; Mpodozis, C.; Nasi, C.; Ribba, L.; Arévalo, C. (compilador). 2010. *Geología de la Hoja El Tránsito, Región de Atacama*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Preliminar 7: 17 p., 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- Mpodozis, C., Kay, S.M., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28-31oS). *Rev. Geológica Chile* 17, 153–180.
- Mpodozis, C.; Cornejo, P. 1988. *Hoja Pisco Elqui*, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 68: 164 p. 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- Mpodozis, C., Kay, S.M., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geol. Soc. Am. Bull.* 104, 999–1014. doi:10.1130/0016-7606(1992)1042.3.CO;2
- Murillo, I., Velásquez, R., Creixell, C., 2017. *Geología de las áreas Guanta – Los Cuartitos y Paso de Vacas Heladas, Regiones de Atacama y Coquimbo*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica N°192-193. Escala 1:100.000.
- Nasi, C.; Mpodozis, C.; Moscoso, R.; Makshev, V.; Cornejo, P. 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico Superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile* 25-26: 77-111. doi: 10.5027/andgeoV12n2-3-a06.

- Nasi, C.; Moscoso, R.; Maksaev, V. 1990. *Hoja Guanta*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 67: 141 p. 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- Oliveros, V., Morata, D., Aguire, L., Féraud, G., Fornari, M., 2007. Jurassic to Early Cretaceous subduction-related magmatism in the Coastal Cordillera of northern Chile (18°30–24°S): Geochemistry and petrogenesis. *Rev. Geol. Chile*, 34.
- Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Lucassen, F., Ducea, M. N., Ciocca, I., González, J., Espinoza, M., Salazar, E., Coloma, F., & Kasemann, S. A. (2020). Lithospheric evolution of the Pre- and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*, 84, 214–236. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.11.002>
- Oliveros, V., González, J., Espinoza, M., Vásquez, P., Rossel, P., Creixell, C., Sepúlveda, F., Bastías, F., 2017. The early stages of the magmatic arc in the Southern Central Andes, in Folguera *et al.*, (eds.): *The Evolution of the Chilean Argentinean Andes*. Springer. Berlín, 185 – 212.
- Ortiz, M., Merino, R.N., 2015. *Geología de las áreas Río-Chollay y Matancillas y Cajón del Encierro, Regiones de Atacama y Coquimbo*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 175–176.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.
- Pereira, V. H. M. (2020). *Caracterização petrográfica e química mineral do Ortognaisse Estrela e dos litotipos associados, no distrito de Estrela do Norte*, Espírito Santo (Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Rio de Janeiro). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências.
- Ramos, V. 1988. Late Proterozoic – Early Paleozoic of South America – a Collisional History. *Episodes*. Vol. 11: 168 – 174.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortes, J.M., Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics* 5, 855–880.

- Ramos, V. A. (2008). Patagonia: a Paleozoic continent adrift?. *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 235–251.
- Rapalini, A.E., Astini, R.A., 2005. La remagnetización sanrafaélica de la Precordillera en el Pérmico: nuevas evidencias. *Rev. Asoc. Geol. Argen.* 60, 290–300.
- Reutter, K.-J. 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° südlicher Breite. *Neues Jahrbuch der Geologie und Paleontologie, Abhandlung* 146: 153-178.
- Rossel, P.; Oliveros, V.; Ducea, M.; Charrier, R.; Scaillef, S.; Retamal, L.; Figueroa, O. 2013. The Early Andean Subduction system as an analogue to island arcs: evidence from across-arc geochemical variations in northern Chile. *Lithos* 179: 211- 230.
- Rollinson, H. R. (1993). Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical.
- Salazar, E., Coloma, F., Creixell, C., 2013. *Geología del Área El Tránsito-Lagunillas*, Servicio Nacional de Geología y Minería-Gobierno Regional de Atacama. 1 Mapa escala 1:100.000. Santiago 1–113.
- Salazar, E., & Coloma, F., 2016. *Geología del área Cerros de Cantaritos-Laguna Chica, Región de Atacama*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 181. doi:10.13140/RG.2.2.30000.56327
- Sato, A.; Llambías, E. 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente del Batolito de Colangüil. In Congreso Geológico Argentino, No. 12, 4: 156-165. Mendoza.
- Sato, A.M., Llambias, E.J., Basei, M.A.S., Castro, C.E., 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *J. South Am. Earth Sci.* 63, 48–69. doi: 10.1016/j.jsames.2015.07.005
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci Rev* 12, 1–33.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In A. D. Saunders & M. J. Norry (Eds.), *Magmatism in the ocean basins* (Vol.

42, pp. 313–345). Geological Society of London.  
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>

- Thiele, R. 1964. *Reconocimiento geológico de la alta cordillera del Elqui*. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 69 p. Santiago.
- Tomlinson, A.J., Blanco, N., García, M., Baeza, L., Alcota, H., Ladino, M., Pérez de Arce, C., Fanning, C.M., Martin, M.W., 2012. Permian exhumation of metamorphic complexes in the Calama area: Evidence for flat-slab subduction in northern Chile during the San Rafael tectonic phase and origin of the Central Andean Gravity High. XIII *Congreso Geológico chileno*, Antofagasta, Abstracts, 1, 209-211.
- Velásquez, R., Coloma, F., Murillo, I., Merino, R., Ortiz, M., 2021. *Geología de las áreas Pisco Elqui y Paso del Agua Negra*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica N°211-212. Escala 1:100.000.
- Vilas, J.F.A., Valencio, D.A., 1978. Palaeomagnetism of South American and African rocks and the age of the South Atlantic. *Revista Brasileira de Geociências* 8, 3– 10.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis A global tectonic approach*. Springer, Dordrecht.

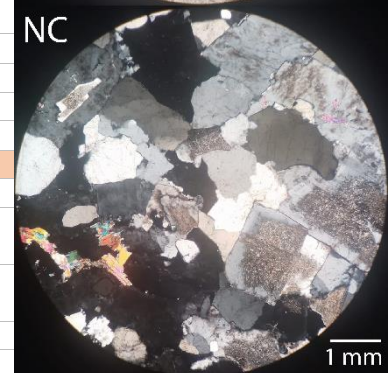
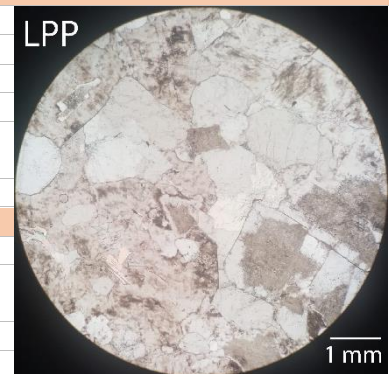
ANEXO 1:  
Descripción Petrográfica

## INDICE DE FICHAS

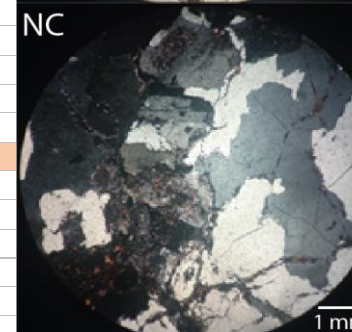
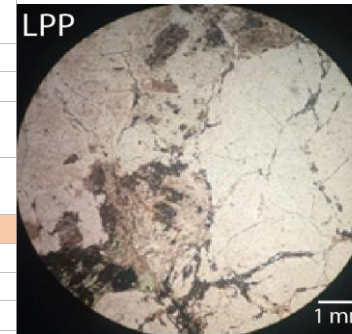
<b>Monzogranito .....</b>	<b>1</b>
Muestra GUR-141t.....	2
Muestra GUM-19 .....	3
Muestra GUR-142t.....	4
Muestra GUR-143t.....	5
Muestra PFC-069t .....	6
Muestra PFC-136t .....	7
Muestra PIM-43t .....	8
Muestra PRV-043t .....	9
Muestra PRV-044t .....	10
Muestra PRV-049t .....	11
Muestra PRV-050t .....	12
Muestra PRV-079t .....	13
<b>Sienogranito .....</b>	<b>14</b>
Muestra PRV-085t .....	15
<b>Granodiorita .....</b>	<b>16</b>
Muestra PFC-073t .....	17
Muestra PIM-54t .....	18
Muestra PRV-081t .....	19
<b>Tonalita.....</b>	<b>20</b>
Muestra PRV-046t .....	21
<b>Sienita Cuarcifera .....</b>	<b>22</b>
Muestra PFC-125t .....	23

Monzogranito

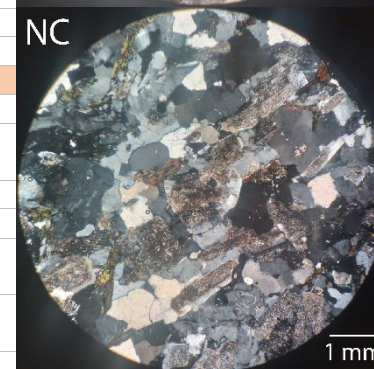
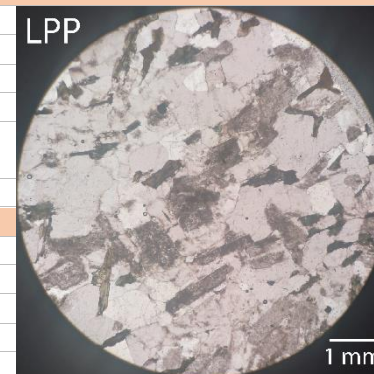
Muestra GUR-141t			
<b>Ubicación</b>	388.634 E/ 6.688.212 N		
<b>Localidad</b>	Quebrada Piuquenes		
<b>Unidad</b>	Complejo Plutónico Piuquenes		
<b>Clasificación</b>	Monzogranito (Streckeisen, 1976)		
<b>Textura</b>	Fanerítica equigranular de grano fino a medio Localmente perfitica		
<b>Observaciones</b>	Cristales de esmectita		
Composición			
Minerales Primarios	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	29	Subhedrales tabulares Localmente presentan zonación	0,5-3,0
Cuarzo	36	Anhedrales	0,4-1,0
Feldespato Potásico	31	Anhedrales Se observan perfitas	0,5-1,5
Biotita	2	Subhedrales de aspecto tabular	0,2-0,5
Opacos	<1	Anhedrales diseminados	0,05
Muscovita	2	Subhedral tabular	0,2-0,5
	100		
Minerales de alteración			
Mineral	(%)	Ocurrencia y observaciones	
Arcillas	6	Agregado criptocristalino que altera Incipientemente a plagioclasas y ortoclasas. Se reconoce localmente cristales de esmectita	
Clorita	1	Agregado cristalino que se observa como reemplazo en biotitas, alterando incipiente a moderadamente a estos cristales	
Muscovita	2	Cristales Subhedrales tabulares que se encuentran diseminados	
Sericita	4	Material microcristalino fibroso que altera incipientemente a plagioclasas	
	12		



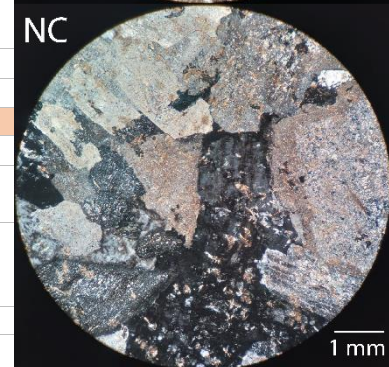
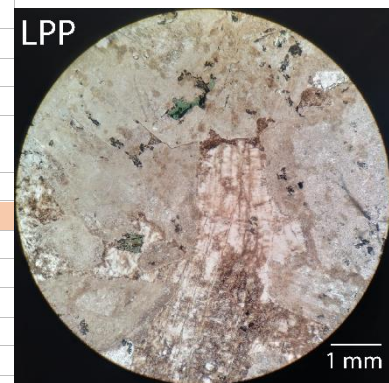
Muestra GUM-19			
<b>Ubicación</b>	393.633 E / 6.683.439 N		
<b>Localidad</b>	Ladera este de Río Turbio Cercano a la confluencia con Río La Laguna		
<b>Unidad</b>	Complejo Plutónico Piuquenes		
<b>Clasificación</b>	Monzogranito (Streckeisen, 1976)		
<b>Textura</b>	Fanerítica inequigranular de grano medio a grueso Localmente perfitica		
<b>Observaciones</b>	Minerales de alteración relleno de espacios Se observa titanita como mineral accesorio		
Composición			
Minerales Primarios	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	22	Subhedrales tabulares	1,0-2,5
Cuarzo	56	Anhedrales y localmente Fracturados	2,5-6,0
Feldespatos Potásicos	18	Anhedrales	2,0-5,0
Biotita	4	Subhedrales tabulares	0,5-1,0
Opacos	<1	Anhedrales	0,1-0,3
Titanita	<1	Subhedral tabular	0,1
	100		
Minerales de alteración			
Mineral	(%)	Ocurrencia y observaciones	
Arcillas	3	Agregado criptocristalino que altera incipientemente a plagioclasas y ortoclasas	
Clorita	6	Alteración moderada a biotita o diseminados	
Cuarzo secundario	13	Se encuentra relleno de espacios	
Epidota	3	Diseminados o asociados localmente a clorita y opacos	
Sericita	3	Material microcristalino de aspecto fibroso que altera incipientemente a plagioclasas	
	28		



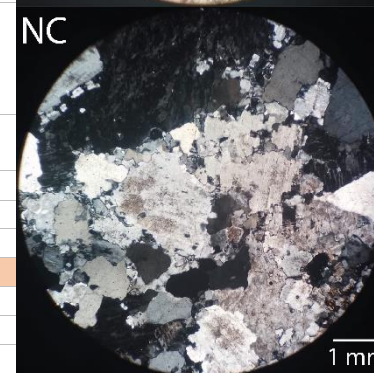
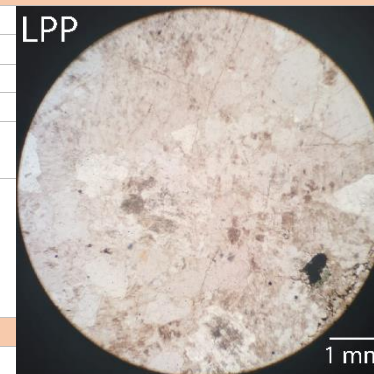
Muestra GUR-142t			
<b>Ubicación</b>	388.478 E/ 6.687.704 E		
<b>Localidad</b>	Quebrada Piuquenes		
<b>Unidad</b>	Complejo Plutónico Piuquenes		
<b>Clasificación</b>	Monzogranito de Biotita		
<b>Textura</b>	Fanerítica equigranular de grano fino Localmente pertítica		
<b>Observaciones</b>	Cristales tabulares de plagioclasa levemente orientados		
Composición			
Minerales Primarios	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	19	Subhedrales de aspecto tabular levemente orientados	0,1-1,2
Cuarzo	43	Anhedrales	0,1-1,4
Feldespato Potásico	29	Anhedrales	0,4-1,5
Biotita	8	Subhedrales tabulares	0,1-0,4
Opacos	1	Anhedrales diseminados o asociados a biotita	0,05
	100		
Minerales de alteración			
Mineral	(%)	Ocurrencia y observaciones	
Arcillas	7	Agregado criptocristalino que altera de forma leve a moderada a las plagioclasas, y de manera incipiente a las ortoclasas	
Clorita	3	Se observan alterando moderadamente a biotitas	
Muscovita	2	Cristales finos, anhedrales y de hábito tabular, diseminados a lo largo del corte	
Epidota	3	Cristales anhedrales que se desarrollan localmente formando texturas de cúmulo o como relleno de espacios	
Sericita	2	Material microcristalino de aspecto fibroso, desarrollado como producto de alteración incipiente en ortoclasas	
	17		



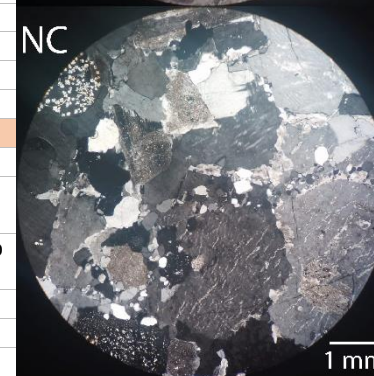
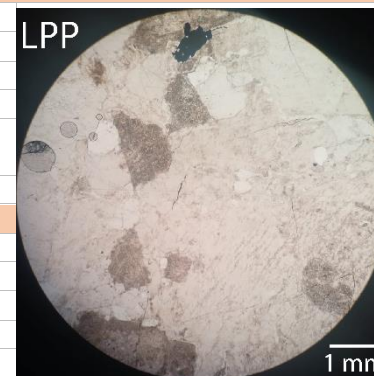
Muestra GUR-143t			
<b>Ubicación</b>	386.586 E / 6.689.225 N		
<b>Localidad</b>	Sector Quebrada El Calvario		
<b>Unidad</b>	Complejo Plutónico Piuquenes		
<b>Clasificación</b>	Monzogranito de biotita		
<b>Textura</b>	Fanerítica inequigranular de grano medio Localmente perfitica.		
<b>Observaciones</b>	Se observa circón como mineral accesorio		
Composición			
Minerales Primarios	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	28	Subhedrales tabulares	1,0-3,0
Cuarzo	27	Anhedrales	1,0-2,5
Feldespató Potásico	40	Anhedrales	1,0-3,0
Biotita	5	Subhedrales tabulares	1,0
Opacos	<1	Anhedrales que se observan asociados a clorita o diseminados	0,1-0,4
Circón	<1	Euhedral prismático, diseminado	0,1
	100		
Minerales de alteración			
Mineral	(%)	Ocurrencia y observaciones	
Arcillas	12	Agregado criptocristalino desarrollado como producto de alteración leve en plagioclasas y ortoclasas	
Clorita	5	Cristales anhedrales a Subhedrales, diseminados en la matriz, con un tamaño aproximado de 0,5-1 mm; algunos de ellos posiblemente reemplazaron a biotita durante la alteración	
Epidota	3	Cristales anhedrales diseminados o asociados localmente a clorita y opacos	
Sericita	3	Material microcristalino de aspecto fibroso desarrollado como producto de alteración incipiente en plagioclasas	
	23		



<b>Muestra PFC-069t</b>			
<b>Ubicación</b>	392.743 E/ 6.668.453 N		
<b>Localidad</b>	Sector Portezuelo del Pidén		
<b>Unidad</b>	Complejo Plutónico Piuquenes		
<b>Clasificación</b>	Monzogranito (Streckeisen, 1976)		
<b>Textura</b>	Fanerítica inequigranular de grano fino a medio Localmente pertítica		
<b>Observaciones</b>	Se reconocen dos xenolitos con bordes irregulares y con una zona de recristalización alrededor. Están conformados por cristales fracturados de granate, con abundante biotita orientada, junto a sericita. Estos xenolitos no han sido considerados en la descripción que se señala a continuación y representan un bajo porcentaje de la sección transparente (<1%).		
Composición			
Minerales Primarios	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	32	Cristales anhedrales a subhedrales tabulares, con zonación local. Algunos cristales de grano fino se disponen alrededor de los xenolitos, formando texturas de recristalización o rellenando espacios intersticiales	0,05-1,5
Cuarzo	47	Anhedrales. Algunos cristales anhedrales de grano fino se observan alrededor del enclave o rellenando espacios	0,05-2,5
Feldespato Potásico	21	Anhedrales	0,1-2,5
Opacos	<1	Anhedrales	0,1-0,2
	100		
Minerales de alteración			
Mineral	(%)	Ocurrencia y observaciones	
Arcillas	4	Agregado criptocristalino que altera incipiente en ortoclasas y plagioclasas	
Clorita	<1	Solamente se reconoce un cristal de aspecto masivo	
	4		

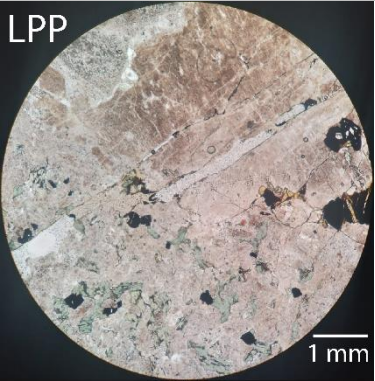


Muestra PFC-136t			
<b>Ubicación</b>	394.148 E/ 6.654.723 N		
<b>Localidad</b>	Sector norte del Cerro La Laguna		
<b>Unidad</b>	Complejo Plutónico Piuquenes		
<b>Clasificación</b>	Monzogranito (Streckeisen, 1976)		
<b>Textura</b>	Fanerítica inequigranular de grano medio a grueso Localmente perfitica.		
<b>Observaciones</b>	Titanita y circón como minerales accesorios		
Composición			
Minerales Primarios	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	25	Subhedrales tabulares, localmente zonados	1,0-3,0
Cuarzo	35	Anhedrales	0,2-3,0
Feldespato Potásico	37	Anhedrales a Subhedrales tabulares	1,0-6,0
Biotita	2	Subhedrales tabulares	1,0
Opacos	1	Anhedrales diseminados o asociados a clorita	0,05-0,1
Circón	<1	Euhedral prismático	0,1
Titanita	<1	Euhedral tabular	0,1
	100		
Minerales de alteración			
Mineral	(%)	Ocurrencia y observaciones	
Arcillas	6	Agregado criptocristalino que se desarrolla como alteración incipiente en ortoclasas y plagioclasas	
Clorita	2	Cristales anhedrales que se desarrollan como textura de relleno de espacios o de reemplazo de posible biotita. Alteración pervasiva de biotita	
Cuarzo secundario	5	Cristales anhedrales de tamaño fino, relleno de espacios o fracturas.	
Epidota	1	Cristales anhedrales que se encuentran diseminados	
Sericita	2	Material criptocristalino de aspecto fibroso que se desarrolla como alteración incipiente en plagioclasas	
	16		



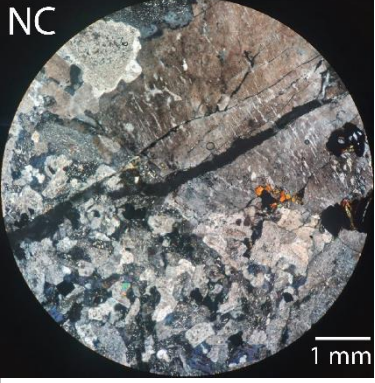
Muestra PIM-43t			
<b>Ubicación</b>	394.302 E/ 6.656.987 N		
<b>Localidad</b>	Al este de sector Vega Los Soberados		
<b>Unidad</b>	Complejo Plutónico Piuquenes		
<b>Clasificación</b>	Monzogranito (Streckeisen, 1976)		
<b>Textura</b>	Fanerítica inequigranular de grano medio, localmente perítica		
<b>Observaciones</b>	El corte se caracteriza por presentar un xenolito con textura de grano fino Se observa esfeno como mineral accesorio		
Composición			
Minerales Primarios	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	37	Subhedrales tabulares	1,75-3,0
Cuarzo	31	Anhedrales	1,0-3,5
Feldespato Potásico	28	Anhedrales	2,0-3,7
Biotita	4	Anhedrales a subhedrales tabulares	1,0-1,75
Opacos	<1	Diseminados o asociados preferentemente a biotita	1,0
Titanita	<1	Subhedral tabular	0,1
	100		
Minerales de alteración			
Mineral	(%)	Ocurrencia y observaciones	
Arcillas	13	Agregado criptocristalino que se desarrolla como una alteración incipiente a moderada en ortoclasas y plagioclasas	
Clorita	2	Se reconoce como una alteración incipiente en las biotitas	
Sericita	4	Material microcristalino de aspecto fibroso que se desarrolla como alteración incipiente de algunas plagioclasas	
	19		

**LPP**



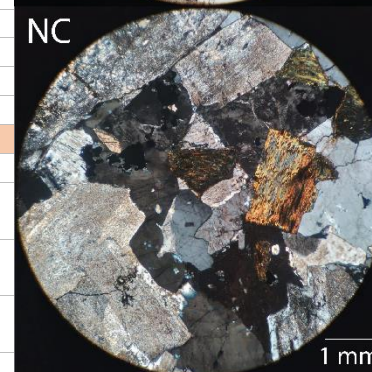
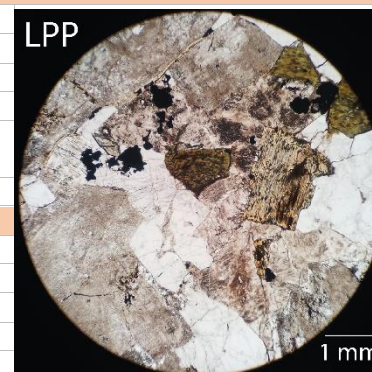
1 mm

**NC**

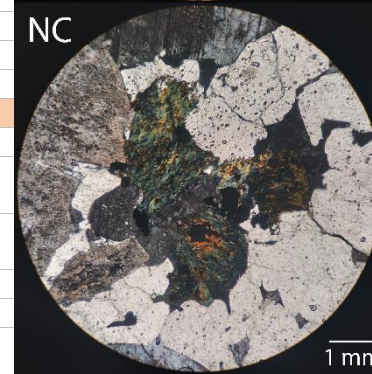
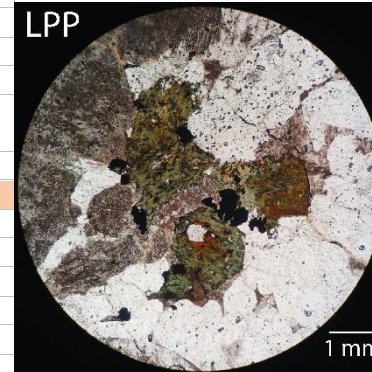


1 mm

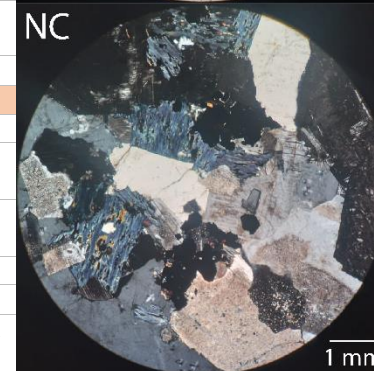
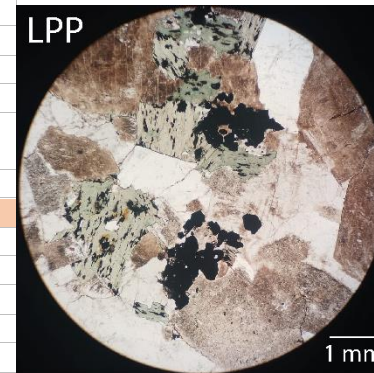
Muestra PRV-043t			
<b>Ubicación</b>	388.773 E / 6.660.831 N		
<b>Localidad</b>	Sector Vega La Laguna		
<b>Unidad</b>	Complejo Plutónico Piuquenes		
<b>Clasificación</b>	Monzogranito de biotita		
<b>Textura</b>	Fanerítica Inequigranular de grano medio Textura pertítica		
<b>Observaciones</b>	Se reconoce titanita y circón como mineral accesorio		
Composición			
Minerales Primarios	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	27	Subhedrales	1,5-3,5
Cuarzo	36	Anhedrales	1,0-4,0
Feldespato Potásico	31	Anhedrales	1,0-2,0
Biotita	5	Subhedrales de hábito tabular	0,5-1,5
Opacos	<1	Anhedrales, subhedrales a euhedrales diseminados	0,2-0,5
Circón	<1	Euهدral prismático	0,1
Titanita	<1	Euهدral tabular	0,1
	100		
Minerales de alteración			
Mineral	(%)	Ocurrencia y observaciones	
Arcillas	13	Agregado criptocristalino que se desarrolla como una alteración moderada en plagioclasas y leve en ortoclasas	
Clorita	3	Agregado cristalino que se observa como textura de reemplazo en biotitas, alterando de manera incipiente a moderada	
Epidota	1	Cristales anhedrales de aproximadamente 0,05 mm que se desarrollan asociado a la cloritización de la biotita	
Sericita	3	Material microcristalino de aspecto fibroso que se desarrolla como una alteración incipiente en plagioclasas	
	20		



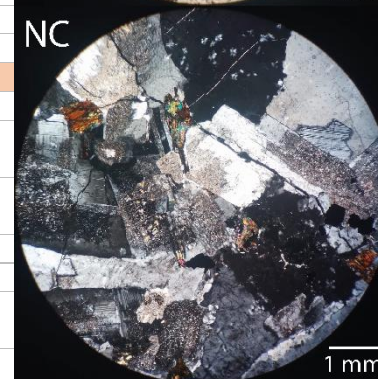
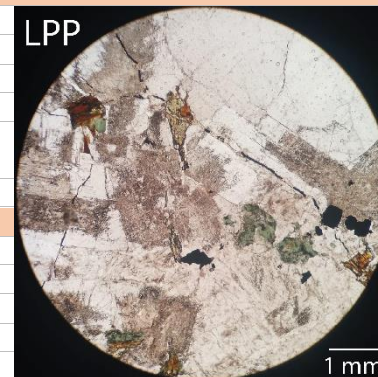
<b>Muestra PRV-044t</b>			
<b>Ubicación</b>	388.773 E / 6.660.831 N		
<b>Localidad</b>	Sector Vega La Laguna		
<b>Unidad</b>	Complejo Plutónico Piuquenes		
<b>Clasificación</b>	Monzogranito (Streckeisen, 1976)		
<b>Textura</b>	Fanerítica equigranular de grano medio Textura peritítica		
<b>Observaciones</b>	Se reconoce circón y titanita como minerales accesorios		
Composición			
Minerales Primarios	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	23	Anhedrales a subhedrales, algunos se encuentran zonados	2,0-3,5
Cuarzo	32	Anhedrales	2,0-4,0
Feldespato Potásico	40	Anhedrales	2,0-3,0
Biotita	4	Subhedrales tabulares, asociados localmente a opacos	0,5-1,0
Opacos	<1	Anhedrales, se encuentran diseminados	0,1-0,2
Circón	<1	Euhedral prismático	0,1
Titanita	<1	Euhedral tabular	0,1
	99		
Minerales de alteración			
Mineral	(%)	Ocurrencia y observaciones	
Arcillas	11	Agregado criptocristalino que se desarrolla como alteración leve a moderada de las plagioclasas y leve en ortoclasas	
Clorita	1	Agregado cristalino de aspecto masivo que se desarrolla como una leve alteración de la biotita	
Muscovita	1	Cristales subhedrales tabulares que se desarrollan de forma diseminada	
Epidota	1	Anhedrales, se encuentran localmente asociados a biotitas cloritizadas	
Sericita	2	Material microcristalino de aspecto fibroso que se desarrolla preferentemente como leve alteración de las plagioclasas	
	16		



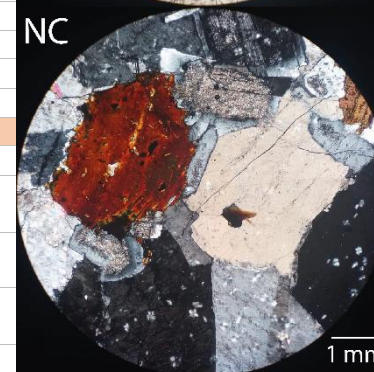
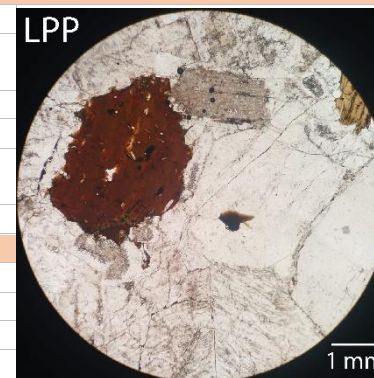
<b>Muestra PRV-049t</b>			
<b>Ubicación</b>	390.580 E / 6.675.115 N		
<b>Localidad</b>	Al este de Quebrada Chacay		
<b>Unidad</b>	Complejo Plutónico Piuquenes		
<b>Clasificación</b>	Monzogranito (Streckeisen, 1976)		
<b>Textura</b>	Fanerítica inequigranular de grano medio Textura peritítica		
<b>Observaciones</b>			
Composición			
Minerales Primarios	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	25	Anhedrales a subhedrales, algunos se encuentran zonados	1,0-3,0
Cuarzo	43	Anhedrales	1,0-3,5
Feldespato Potásico	30	Anhedrales	1,5-4,0
Biotita	2	Anhedrales a subhedrales tabulares	0,3-0,5
Opacos	<1	Anhedrales diseminados o asociados preferentemente con la cloritización de biotita	0,05-0,65
	100		
Minerales de alteración			
Mineral	(%)	Ocurrencia y observaciones	
Arcillas	12	Agregado criptocristalino que se desarrolla como una moderada alteración en plagioclasas e incipiente a moderada alteración en ortoclasas	
Clorita	<1	Cristales de aspecto masivo que se ubican asociados a biotita o alterando moderada a pervasivamente a estos cristales	
Muscovita	<1	Se encuentran diseminados o asociados preferentemente a ortoclasas	
Calcita	1	Se observan localmente rellenando fracturas	
Sericita	3	Material microcristalino de aspecto fibroso que se desarrolla como una alteración incipiente en plagioclasas	
	16		



Muestra PRV-050t			
<b>Ubicación</b>	386.728 E / 6.675.553 N		
<b>Localidad</b>	Quebrada Los Maitenes		
<b>Unidad</b>	Complejo Plutónico Piuquenes		
<b>Clasificación</b>	Monzogranito (Streckeisen, 1976)		
<b>Textura</b>	Fanerítica inequigranular de grano medio Textura peritítica		
<b>Observaciones</b>			
Composición			
Minerales Primarios	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	27	Anhedrales a subhedrales, algunos con zonación	1,0-2,0
Cuarzo	32	Anhedrales, con fracturas en su estructura	1,0-2,5
Feldespato Potásico	36	Anhedrales	1,0-3,0
Biotita	4	Anhedrales a subhedrales tabulares	0,5-1,0
Opacos	<1	Se encuentran diseminados o asociados a biotita	0,1-0,25
	99		
Minerales de alteración			
Mineral	(%)	Ocurrencia y observaciones	
Arcillas	2	Agregado criptocristalino que se desarrolla como una alteración incipiente en plagioclasas y ortoclasas	
Clorita	1	De aspecto masivo, se encuentran diseminados o asociados preferentemente a la alteración de biotita	
Muscovita	<1	Se encuentran diseminados o asociados preferentemente con ortoclasas	
Epidota	<1	Se encuentran asociados a biotitas cloritizadas	
Sericita	2	Material microcristalino de aspecto fibroso que se encuentra alterando levemente a las plagioclasas	
	5		



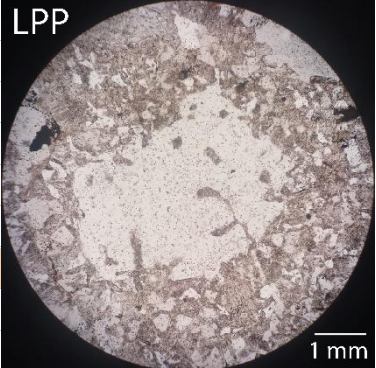
Muestra PRV-079t			
<b>Ubicación</b>	388.832 E / 6.645.395 N		
<b>Localidad</b>	Portezuelo Ingaguás Ribera este del Río Ingaguás		
<b>Unidad</b>	Complejo Plutónico Piuquenes		
<b>Clasificación</b>	Monzogranito de Biotita		
<b>Textura</b>	Fanerítica inequigranular de grano medio Textura pertítica		
<b>Observaciones</b>	Se reconoce apatito como mineral accesorio en cristales de cuarzo		
Composición			
Minerales Primarios	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	29	Anhedrales a subhedrales	1-2,5
Cuarzo	37	Anhedrales, con bordes irregulares	1-3,5
Feldespato Potásico	28	Anhedrales	1-4
Biotita	5	Subhedrales a euhedrales tabulares	1-1,4
Opacos	1	Anhedrales, asociados a biotita o diseminados	0,2-0,6
Apatito	<1	Cristales aciculares en cuarzo	0,2
	100		
Minerales de alteración			
Mineral	(%)	Ocurrencia y observaciones	
Arcillas	10	Agregado criptocristalino que se desarrolla como alteración incipiente a moderada de plagioclasas y ortoclasas	
Clorita	3	Cristales de aspecto masivo que se desarrollan como alteración moderada a pervasiva de biotita	
Epidota	3	Cúmulos de cristales relleno de espacios, localmente se encuentra alterando a plagioclasa. Además, se reconoce zoicita en forma diseminada (<1%)	
Sericita	2	Material microcristalino de aspecto fibroso que se desarrolla como alteración incipiente de plagioclasa	
	18		



*Sienogranito*

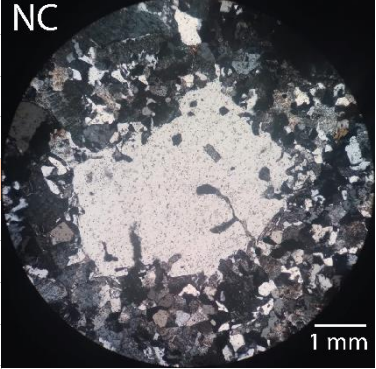
<b>Muestra PRV-085t</b>			
<b>Ubicación</b>	389.721 E / 6.653.326 N		
<b>Localidad</b>	Sector Vega Los Hoyuelos		
<b>Unidad</b>	Complejo Plutónico Piuquenes		
<b>Clasificación</b>	Sienogranito (Streckeisen, 1976)		
<b>Textura</b>	Porfídica con masa fundamental alotriomórfica granular de grano fino		
<b>Observaciones</b>	Fenocristales de cuarzo con bordes irregulares. Textura peritítica local		
<b>a) Fenocristales</b>			
Mineral Primario	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	10	Anhedrales a subhedrales	1,0-3,0
Cuarzo	5	Anhedrales, bordes irregulares, intercrecimiento	1,0-2,0
Feldespato Potásico	5	Anhedrales	1,0-2,0
Biotita	1	Subhedrales a euhedrales tabulares	0,4-1,0
	21		
<b>b) Masa Fundamental</b>			
Mineral Primario	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	1	Anhedrales a subhedrales.	0,2
Cuarzo	46	Anhedrales, algunos con textura mirmequítica.	0,2-0,3
Feldespato Potásico	31	Anhedrales	0,2-0,3
Biotita	<1	Cristales subhedrales tabulares que se observan diseminados.	0,2-0,3
Opacos	<1	Cristales anhedrales, asociados a biotita o diseminados	0,2-0,3
	78		
<b>Mineralogía de alteración</b>			
Mineral	(%)	Ocurrencia y observaciones	
Arcillas	6	Alteración moderada en plagioclasas fenocristalinas e incipiente en ortoclasas y plagioclasas de masa fundamental	
Sericita	1	Se desarrolla de forma incipiente en los fenocristales de plagioclasa	
	7		

**LPP**



1 mm

**NC**

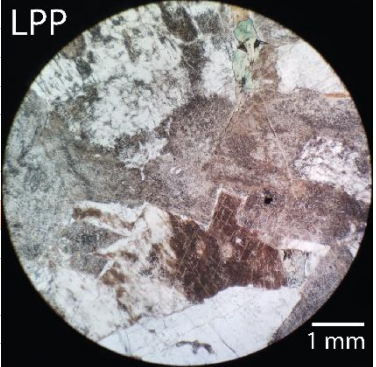


1 mm

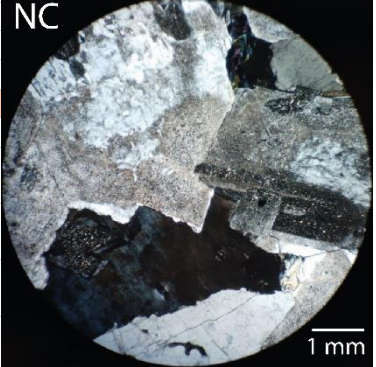
*Granodiorita*

Muestra PFC-073t			
<b>Ubicación</b>	394.289 E/ 6.652.612 N		
<b>Localidad</b>	Cerro La Laguna		
<b>Unidad</b>	Complejo Plutónico Piuquenes		
<b>Clasificación</b>	Granodiorita (Streckeisen, 1976)		
<b>Textura</b>	Fanerítica inequigranular de grano medio Localmente perfitica		
<b>Observaciones</b>	Cristales de plagioclasa con zonación		
Composición			
Minerales Primarios	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	43	Subhedrales tabulares Localmente se encuentran zonados	1,0-3,0
Cuarzo	32	Anhedrales	1,0-4,0
Feldespato Potásico	21	Anhedrales	1,0-4,0
Biotita	3	Subhedrales tabulares y diseminados	0,2-1,0
Opacos	1	Anhedrales diseminados o asociados a biotita	0,1-0,5
	100		
Minerales de alteración			
Mineral	(%)	Ocurrencia y observaciones	
Arcillas	7	Agregado criptocristalino que se desarrolla como alteración incipiente en plagioclasas y ortoclasas	
Clorita	3	Agregado cristalino de aspecto fibroso que se desarrolla como textura de reemplazo o localmente se encuentra alterando a biotita en grado moderado	
Sericita	4	Material microcristalino que se desarrolla como alteración incipiente en plagioclasas	
	14		

LPP

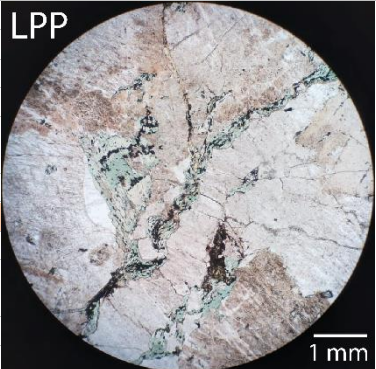


NC



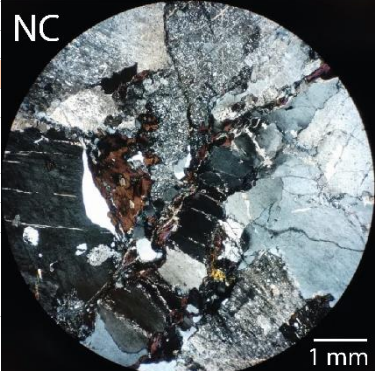
Muestra PIM-54t			
<b>Ubicación</b>	393.160 E / 6.646.344 N		
<b>Localidad</b>	Sector norte de Portezuelo Ingaguás		
<b>Unidad</b>	Complejo Plutónico Piuquenes		
<b>Clasificación</b>	Granodiorita (Streckeisen, 1976)		
<b>Textura</b>	Fanerítica inequigranular de grano medio Localmente perfitica		
<b>Observaciones</b>	Se observan vetillas y minerales de alteración rellenando fracturas		
Composición			
Minerales Primarios	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	46	Anhedrales a subhedrales tabulares, algunos de los cuales presentan fracturas	1,0-2,5
Cuarzo	37	Anhedrales, algunos de los cuales presentan fracturas	1,0-2,5
Feldespato Potásico	15	Anhedrales	1,0-3,0
Opacos	2	Anhedrales, diseminados de forma uniforme en la muestra	0,15-0,2
	100		
Minerales de alteración			
Mineral	(%)	Ocurrencia y observaciones	
Arcillas	11	Agregado criptocristalino que se desarrolla como alteración incipiente en ortoclasas y moderado en plagioclasa	
Clorita	5	Rellenando espacios o en vetillas, asociado a epidota y minerales opacos	
Calcita	1	Se observan rellenando fracturas, vetillas y espacios entre cristales	
Epidota	2	Anhedrales a subhedrales prismáticos de aspecto masivo o cumular, que se encuentran rellenando espacios en vetillas. Localmente asociados a la clorita y opacos. Se reconoce la variedad de zoicita en baja cantidad	
Sericita	5	Material microcristalino de aspecto fibroso, desarrollado como alteración incipiente de plagioclasas y ortoclasas	
	24		

LPP



1 mm

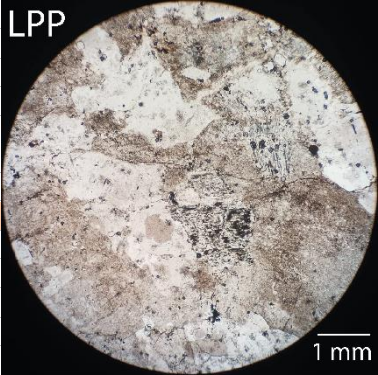
NC



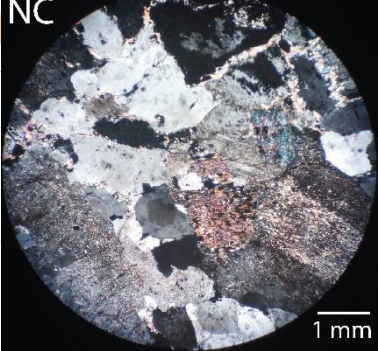
1 mm

Muestra PRV-081t			
<b>Ubicación</b>	387.539 E / 6.648.878 N		
<b>Localidad</b>	Sector Quebrada de Ochuela		
<b>Unidad</b>	Complejo Plutónico Piuquenes		
<b>Clasificación</b>	Granodiorita (Streckeisen, 1976)		
<b>Textura</b>	Fanerítica inequigranular de grano fino a medio Textura peritítica		
<b>Observaciones</b>			
Composición			
Minerales Primarios	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	42	Subhedrales, zonación	0,6-2,5
Cuarzo	41	Anhedrales	0,5-3,0
Feldespato Potásico	14	Anhedrales	0,5-1,0
Opacos	<1	Anhedrales, diseminados	0,1
	100		
Minerales de alteración			
Mineral	(%)	Ocurrencia y observaciones	
Arcillas	<12	Agregado criptocristalino que se desarrolla como una alteración moderada en plagioclasas y leve en ortoclasas	
Muscovita	2	Cristales subhedrales tabulares que se observan diseminados	
Sericita	6	Material microcristalino de aspecto fibroso que se desarrolla como una alteración incipiente en plagioclasas. Se observa como textura de relleno de espacios	
	20		

LPP

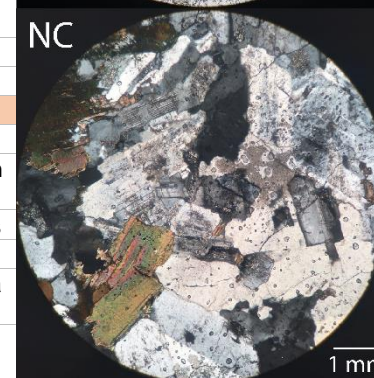
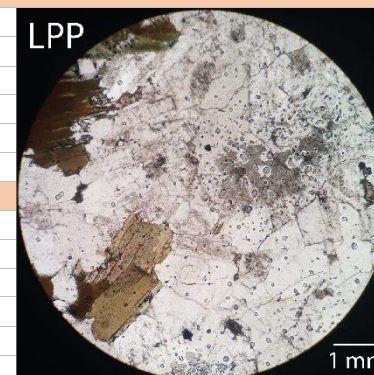


NC



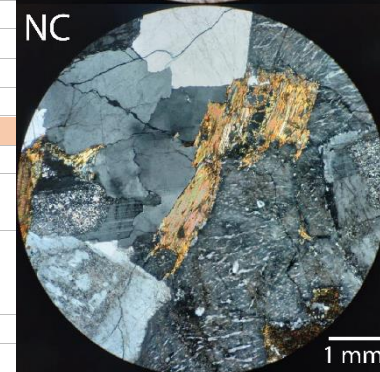
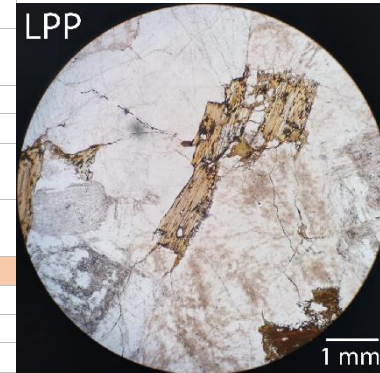
Tonalita

Muestra PRV-046t			
<b>Ubicación</b>	387.204 E / 6.669.527 N		
<b>Localidad</b>	Ladera este del Río Ingaguás, al sur de Quebrada Las Tolas		
<b>Unidad</b>	Complejo Plutónico Piuquenes		
<b>Clasificación</b>	Tonalita de Biotita		
<b>Textura</b>	Fanerítica inequigranular de grano fino a medio		
<b>Observaciones</b>	Se observa esfeno como mineral accesorio		
Composición			
Minerales Primarios	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	53	Subhedrales, algunos se encuentran zonados	0,5-2,5
Cuarzo	39	Anhedrales	0,5-2,5
Feldespató Potásico	1	Anhedrales	0,5
Biotita	7	Anhedrales a subhedrales tabulares	0,5-1,0
Opacos	<1	Anhedrales que se encuentran localmente asociados a biotita o diseminados	0,1-0,3
Titanita	<1	Euhedral tabular	0,1
	100		
Minerales de alteración			
Mineral	(%)	Ocurrencia y observaciones	
Arcillas	3	Agregado criptocristalino que se desarrolla como una alteración incipiente en plagioclasas y ortoclasas	
Clorita	<1	De aspecto masivo, se desarrollan alterando levemente a biotita o diseminados	
Epidota	<1	Se encuentran localmente asociados a biotitas cloritizadas	
Sericita	4	Material microcristalino de aspecto fibroso que se desarrolla como una alteración leve en plagioclasas	
	7		



*Sienita Cuarcífera*

Muestra PFC-125t			
<b>Ubicación</b>	393.171 E/ 6.676.178 N		
<b>Localidad</b>	Sector norte de Quebrada Chacay Al este de Río De La Laguna		
<b>Unidad</b>	Complejo Plutónico Piuquenes		
<b>Clasificación</b>	Sienita cuarcífera de biotita		
<b>Textura</b>	Fanerítica inequigranular de grano fino a medio Localmente Pertítica		
<b>Observaciones</b>	Se reconoce microclina con su patrón de enmallado característico, además de ortoclasa		
Composición			
Minerales Primarios	(%)	Forma y observaciones	Tamaño (mm)
Plagioclasa	24	Subhedrales tabulares, localmente zonadas	1,0-2,5
Cuarzo	18	Anhedrales	1,0-3,0
Feldespato Potásico	54	Anhedrales, microclina y ortoclasa	1,0-4,0
Biotita	5	Subhedrales tabulares	0,2-1,0
Opacos	<1	Anhedrales diseminados	0,2-0,6
	100		
Minerales de alteración			
Mineral	(%)	Ocurrencia y observaciones	
Arcillas	5	Agregado criptocristalino que se desarrolla alterando levemente a plagioclasas y ortoclasas	
Clorita	1	Cristales anhedrales de aspecto masivo, desarrollados localmente en asociación con biotita o como producto de textura de reemplazo de grado incipiente a moderado	
Biotita secundaria	5	Cristales anhedrales que se encuentran rellenando espacios	
Sericita	2	Material microcristalino de aspecto fibroso que se desarrolla alterando levemente a las plagioclasas	
	13		



ANEXO 2:  
Recopilacion de Datos Geoquímicos

**INDICE DE TABLAS**

<b>Tabla A1. Identificación y óxidos mayores (%) .....</b>	<b>1</b>
<b>Tabla A2. Tierras Raras (REE) en PPM .....</b>	<b>6</b>
<b>Tabla A3. Elementos Traza en PPM.....</b>	<b>8</b>
<b>Tabla A4. Parámetros Calculados .....</b>	<b>10</b>

**TABLA A1. IDENTIFICACIÓN Y ÓXIDOS MAYORES (%)**

Numero	Muestra	Unidad	Litología	UTM N	UTM E	Referencia	SiO2 %	Al2O3	TiO2	Fe2O3	CaO	MgO	MnO	Na2O	K2O	P2O5	PPC	SUMA
1	CCL-03q	Complejo Plutónico Chollay	Diorita	6837700	412200	Salazar & Coloma (2016)	58.13	15.49	0.99	9.33	6.36	3.77	0.13	3.24	1.11	0.29	0.83	99.67
2	CCL-10006	Complejo Plutónico Chollay	Diorita	6817427	403680	Salazar & Coloma (2016)	55.55	17.18	0.7	6.73	7.08	5.18	0.11	3.05	1.88	0.33	2.11	99.9
3	SCL-66	Complejo Plutónico Chollay	Diorita	6820286	407512	Salazar & Coloma (2016)	58.67	17.27	0.72	6.32	6.44	5.17	0.09	2.97	1.61	0.27	0.01	99.54
4	ST - 16q	Complejo Plutónico Chollay	Granodiorita	6793400	381935	Salazar et al. (2013)	70.76	14.88	0.27	2.55	2.11	1.46	0.06	3.4	3.38	0.15	0.72	99.74
5	CT - 237q	Complejo Plutónico Chollay	Granodiorita	6805063	390947	Salazar et al. (2013)	70.32	14.5	0.41	2.84	3.29	2.05	0.06	3.94	1.25	0.16	0.83	99.65
6	CT - 228q	Complejo Plutónico Chollay	Granodiorita	6827873	399350	Salazar et al. (2013)	65.81	15.42	0.45	3.78	2.86	3.68	0.08	3.06	3.47	0.12	1.17	99.9
7	CCL-10005	Complejo Plutónico Chollay	Granodiorita	6817371	403452	Salazar & Coloma (2016)	67.67	16.16	0.47	3.01	3.26	1.03	0.1	4.8	1.97	0.2	1.01	99.68
8	CCL-65q	Complejo Plutónico Chollay	Granodiorita	6808320	420520	Salazar & Coloma (2016)	69.69	15.29	0.38	2.67	3.11	0.93	0.06	4.24	2.76	0.12	0.55	99.8
9	SCL-21q	Complejo Plutónico Chollay	Granodiorita	6805506	420698	Salazar & Coloma (2016)	67.67	15.36	0.46	3.95	3.51	1.5	0.07	3.62	2.74	0.14	1.01	100
10	CT-284q	Complejo Plutónico Chollay	Granodiorita	6832391	398488	Salazar et al. (2013)	78.81	7.43	0.15	8.82	0.24	0.38	0.01	0.3	1.58	0.09	2.11	99.92
11	CT-19q	Complejo Plutónico Chollay	Granodiorita	6824951	383379	Salazar et al. (2013)	70.73	14.6	0.32	2.49	2.68	1.48	0.03	3.2	3.25	0.12	0.66	99.56
12	CT-10004q	Complejo Plutónico Chollay	Granodiorita	6814985	402037	Salazar et al. (2013)	68.83	14.97	0.46	3.13	3.64	2.03	0.07	4.3	1.61	0.17	0.28	99.49
13	CT-191q	Complejo Plutónico Chollay	Granodiorita	6800942	386550	Salazar et al. (2013)	65.73	16.26	0.51	3.49	4.41	1.98	0.08	3.78	2.58	0.12	0.56	99.5
14	ST-160q	Complejo Plutónico Chollay	Granodiorita	6826448	380014	Salazar et al. (2013)	63.21	15.87	0.56	4.27	3.96	3.52	0.08	3.14	3.95	0.19	1	99.75

15	MCM-007q	Complejo Plutónico Chollay	Granodiorita	6763993	392973	Ortiz & Merino (2015)	75.95	13.11	0.11	1.04	0.41	0.3	0.06	3.72	4.42	0.16	0.55	99.83
16	MCM-015q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6776146	388913	Ortiz & Merino (2015)	72.21	14.08	0.26	1.75	1.94	1.45	0.1	3.59	3.6	0.12	0.59	99.69
17	MCM-022q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6760228	396485	Ortiz & Merino (2015)	73.48	13.06	0.19	1.33	1.57	0.66	0.06	3.56	3.61	0.08	1.95	99.55
18	MCM-253q	Complejo Plutónico Chollay	Monzonita	6789866	385924	Ortiz & Merino (2015)	77.02	12.86	0.09	0.46	0.42	0.07	0.04	3.71	4.79	0.01	0.47	99.94
19	MCM-265q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6790790	388323	Ortiz & Merino (2015)	72.17	14.27	0.21	1.34	1.21	0.65	0.05	4.25	4.4	0.07	1.02	99.64
20	RCM-039q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6790695	403058	Ortiz & Merino (2015)	74.64	13.56	0.11	0.9	1.09	0.58	0.05	3.57	4.56	0.04	0.46	99.56
21	RCM-117q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6791122	385052	Ortiz & Merino (2015)	77.2	12.75	0.08	0.39	0.42	0.03	0.01	4.55	4.05	0.01	0.26	99.75
22	RCM-160q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6758526	390579	Ortiz & Merino (2015)	71.34	14.42	0.31	2.02	2.1	1.02	0.06	4.21	3.6	0.12	0.5	99.7
23	FCM-11q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6764568	380375	Ortiz & Merino (2015)	71.66	14.9	0.26	1.84	1.09	0.25	0.04	4.64	4.12	0.13	0.77	99.7
24	ST - 17q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6795057	399663	Salazar et al. (2013)	73.09	14.32	0.18	1.41	1.15	1.06	0.05	4.07	3.42	0.05	0.8	99.6
25	ST98Bq	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6819375	399244	Salazar et al. (2013)	73.08	14.12	0.18	1.69	1.87	0.53	0.03	3.34	4.46	0.04	0.32	99.66
26	CT-233q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6827221	403253	Salazar & Coloma (2016)	74.32	14.03	0.19	1.26	0.81	0.38	0.04	4.06	3.64	0.06	0.98	99.77
27	CT-199q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6829131	408498	Salazar & Coloma (2016)	75.13	14.17	0.16	1.15	0.77	0.65	0.06	4.18	3.69	0.07	0.001	100
29	CCL-10000	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6827629	422681	Salazar & Coloma (2016)	64.85	17.78	0.54	3.35	2.2	1.45	0.06	5.46	2.09	0.22	1.57	99.57
30	CCL-10003	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6817078	403316	Salazar & Coloma (2016)	75.1	13.58	0.17	1.08	1.09	0.001	0.04	3.88	4.48	0.05	0.39	99.86
31	CCL-10004	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6817371	403452	Salazar & Coloma (2016)	75.12	13.54	0.19	1.25	0.97	0.02	0.04	3.92	4.44	0.05	0.48	100
32	CCL-61q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6809504	418319	Salazar & Coloma (2016)	74.16	14.11	0.16	1.2	1.15	0.13	0.04	3.99	4.39	0.05	0.49	99.87

33	CCL-75	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6803570	419294	Salazar & Coloma (2016)	74.44	13.94	0.2	1.2	0.67	0.001	0.04	5	3.87	0.05	0.47	99.88
34	CT - 199q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6829131	408498	Salazar & Coloma (2016)	75.13	14.17	0.16	1.15	0.77	0.65	0.06	4.18	3.69	0.07	0.54	100.6
35	CT - 233q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6827221	403253	Salazar & Coloma (2016)	75.23	14.2	0.19	1.28	0.82	0.39	0.04	4.11	3.68	0.06	0.98	101
36	SCL-135	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6818393	404250	Salazar & Coloma (2016)	66.62	16.37	0.41	2.58	2.89	0.88	0.1	5.18	2.12	0.15	2.3	99.6
37	SCL-13q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6800017	415498	Salazar & Coloma (2016)	73.3	13.76	0.27	2.03	1.7	0.5	0.05	3.76	3.84	0.09	0.64	99.94
38	SCL-45q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6831632	419018	Salazar & Coloma (2016)	70.72	14.54	0.43	2.84	1.85	0.85	0.07	4.15	3.45	0.16	0.88	99.94
39	SCL-75	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6826703	422822	Salazar & Coloma (2016)	72.43	14.68	0.25	1.67	1.83	0.56	0.06	4.37	3.36	0.09	0.62	99.92
40	CT-146Aq	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6792472	401863	Salazar et al. (2013)	73.78	13.99	0.15	1.14	1.23	0.66	0.07	3.81	4.21	0.04	0.48	99.56
41	CT-10008q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6818476	397408	Salazar et al. (2013)	73.02	14.14	0.18	1.38	1.23	0.77	0.07	4.46	3.61	0.05	0.72	99.63
42	CT-161q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6815293	393442	Salazar et al. (2013)	73.16	13.94	0.2	1.29	1.33	0.62	0.07	4.57	3.85	0.06	0.61	99.7
43	CT-196q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6792323	387555	Salazar et al. (2013)	73.57	14.17	0.14	0.8	0.74	0.43	0.04	4.09	5.25	0.03	0.34	99.6
44	CT-289q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6829798	392624	Salazar et al. (2013)	72.95	14.05	0.25	2.17	0.7	0.84	0.02	3.78	4.37	0.06	0.69	99.88
45	CT-290q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6829713	392242	Salazar et al. (2013)	73.49	13.3	0.46	2.09	0.63	0.65	0.04	3.39	4.86	0.08	0.73	99.72
46	CT-294q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6815848	385861	Salazar et al. (2013)	77.39	13.14	0.13	1.09	0.49	0.38	0.01	4.44	2.3	0.03	0.53	99.93
47	CT-303q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6794283	393899	Salazar et al. (2013)	73.84	14.39	0.13	1.19	1.09	0.52	0.02	3.48	4.65	0.05	0.49	99.85
48	ST-80q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6794246	386379	Salazar et al. (2013)	75.56	13.23	0.09	0.66	0.43	0.3	0.04	4.08	4.85	0.01	0.25	99.5
49	CT-291q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6829943	392172	Salazar et al. (2013)	64.97	14.84	0.69	5.02	2.72	2.3	0.07	3.3	3.95	0.18	1.7	99.74

50	ST94q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6809628	399882	Salazar et al. (2013)	75.65	13.26	0.09	0.67	0.51	0.13	0.05	4.03	4.92	0.02	0.28	99.61
51	MCM-027q	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6766258	405192	Ortiz & Merino (2015)	77.55	12.32	0.11	0.57	0.34	0.16	0.02	3.61	4.65	0.03	0.36	99.72
52	MCM-179q	Complejo Plutónico Chollay	Monzonita	6784402	389932	Ortiz & Merino (2015)	64.11	18.34	0.18	2.84	2.43	1.07	0.09	5.58	4.1	0.08	0.73	99.55
53	CCL-71	Complejo Plutónico Chollay	Granito	6811365	422739	Salazar & Coloma (2016)	76.12	12.62	0.06	1.21	0.28	0.001	0.01	4.23	4.38	0.001	0.64	99.55
54	CT - 255q	Complejo Plutónico Chollay	Tonalita	6799818	382332	Salazar et al. (2013)	72.41	14.79	0.19	2.18	2.38	0.86	0.05	3.38	2.77	0.1	0.59	99.7
55	CT - 250q	Complejo Plutónico Chollay	Tonalita	6797022	384825	Salazar et al. (2013)	71.78	14.93	0.2	2.37	2.48	0.94	0.05	3.45	2.46	0.11	0.76	99.53
56	RCM-10009q	Complejo Plutónico Chollay	Tonalita	6787141	376731	Ortiz & Merino (2015)	70.22	15.61	0.25	2.56	3.03	0.81	0.05	3.27	3.16	0.12	0.48	99.56
57	RCM-040q	Complejo Plutónico Chollay	Tonalita	6788541	406713	Ortiz & Merino (2015)	74.54	13.32	0.1	1.33	0.98	0.27	0.07	3.62	4.99	0.03	0.34	99.59
58	RCM-052q	Complejo Plutónico Chollay	Tonalita	6789227	407797	Ortiz & Merino (2015)	63.1	18.89	0.53	3.46	3.7	2.46	0.09	4.71	2.21	0.22	0.26	99.63
59	RCM-115q	Complejo Plutónico Chollay	Granodiorita	6777958	380639	Ortiz & Merino (2015)	65.81	16.95	0.54	3.33	3.28	1.81	0.09	4.27	2.66	0.21	0.79	99.74
60	FCM-6q	Complejo Plutónico Chollay	Tonalita	6771149	377191	Ortiz & Merino (2015)	67.48	16.83	0.34	2.85	3.12	1.31	0.06	4.01	2.61	0.16	1.18	99.95
61	CCL-10009q	Complejo Plutónico Chollay	Tonalita	6810861	416183	Salazar & Coloma (2016)	52.17	18.08	0.71	7.21	8.5	7.68	0.13	2.5	0.82	0.21	1.73	99.74
62	CCL-60q	Complejo Plutónico Chollay	Tonalita	6809604	417270	Salazar & Coloma (2016)	60.42	17.61	0.91	5.14	5.04	2.72	0.13	4.89	1.12	0.46	1.25	99.69
63	CCL-80q	Complejo Plutónico Chollay	Tonalita	6806241	417514	Salazar & Coloma (2016)	62.35	16.76	0.77	4.57	4.45	2.14	0.07	4.56	1.82	0.29	1.83	99.61
64	CT-167q	Complejo Plutónico Chollay	Tonalita	6804556	384487	Salazar et al. (2013)	45.86	17.65	1.28	11.02	10.84	7.92	0.22	2.81	0.94	0.27	0.71	99.52
65	CT-35q	Complejo Plutónico Chollay	Tonalita	6791765	382678	Salazar et al. (2013)	66.02	15.58	0.63	4.4	3.91	2.55	0.09	3.76	1.64	0.24	0.77	99.59
66	CT-173q	Complejo Plutónico Chollay	Tonalita	6792135	381395	Salazar et al. (2013)	46.96	18.91	0.98	8.29	9.39	8.28	0.13	2.23	1.79	0.18	2.54	99.68

67	CT-300q	Complejo Plutónico Chollay	Tonalita	6793507	395358	Salazar et al. (2013)	60.35	16.07	1.2	5.39	6.83	3.66	0.06	2.95	2.22	0.24	0.8	99.77
68	CT-164q	Complejo Plutónico Chollay	Tonalita	6810101	389794	Salazar et al. (2013)	54.11	17.11	0.93	7.3	7.13	5.67	0.14	3.61	1.57	0.26	1.82	99.65
69	CT-193q	Complejo Plutónico Chollay	Gabro	6800338	387560	Salazar et al. (2013)	48.52	17.18	1.14	10.32	9.45	7.08	0.18	1.92	1.79	0.26	1.85	99.69
70	GUR-139q	Complejo Plutónico Piuquenes	Granito	6690389	390351	Murillo et al. (2017)	73.17	14.54	0.208	1.681	0.784	0.203	0.072	4.272	3.852	0.068	0.706	99.56
71	GUR-142q	Complejo Plutónico Piuquenes	Granito	6687704	388478	Murillo et al. (2017)	73.27	14.43	0.189	1.469	1.028	0.001	0.028	3.151	5.493	0.078	0.6419	99.77
72	GUR-257q	Complejo Plutónico Piuquenes	Granito	6685799	386849	Murillo et al. (2017)	70.3	14.21	0.417	2.602	1.996	1.779	0.069	4.113	3.15	0.151	0.7802	99.57
73	GUM-19q	Complejo Plutónico Piuquenes	Granito	6683439	393633	Murillo et al. (2017)	70.25	15.11	0.311	3.003	2.938	0.8289	0.078	3.684	2.603	0.148	1.056	100
74	PFC-125q	Complejo Plutónico Piuquenes	Granito	6676178	393171	Velásquez et al (2021)	73.14	14.44	0.19	1.1	1.61	0.54	0.05	4.13	3.79	0.06	0.66	99.7
75	PIM-43q	Complejo Plutónico Piuquenes	Granito	6656987	394302	Velásquez et al (2021)	74.15	13.15	0.17	1.46	1.13	0.64	0.05	4.53	3.67	0.06	0.82	99.82
76	PRV-044q	Complejo Plutónico Piuquenes	Granito	6660831	388773	Velásquez et al (2021)	73.27	13.49	0.25	1.74	1.75	4.07	0.59	0.06	3.61	0.09	0.65	99.57
77	PRV-049q	Complejo Plutónico Piuquenes	Granito	6675115	389580	Velásquez et al (2021)	75.41	13.05	0.16	0.9	0.86	4.25	0.35	0.05	3.94	0.05	0.62	99.64
78	PRV-080q	Complejo Plutónico Piuquenes	Granito	6648878	387539	Velásquez et al (2021)	71.44	14.44	0.25	1.64	1.14	0.65	0.07	4.54	3.54	0.08	1.74	99.51
79	PRV-090q	Complejo Plutónico Piuquenes	Granito	6658067	392543	Velásquez et al (2021)	75.35	13.46	0.13	1.02	0.84	0.23	0.05	4.11	4.15	0.04	0.43	99.8
80	PFC-069q	Complejo Plutónico Piuquenes	Granito	6668453	392743	Velásquez et al (2021)	76.63	13.31	0.07	0.18	0.28	0.01	0.02	3.85	5.01	0.01	0.26	99.62
81	PRV-087q	Complejo Plutónico Piuquenes	Granito	6651907	385070	Velásquez et al (2021)	73.19	13.86	0.19	1.96	1.86	0.4	0.03	2.74	4.82	0.12	0.47	99.62
82	PRV-046q	Complejo Plutónico Piuquenes	Granodiorita	6669527	387204	Velásquez et al (2021)	67.44	15.34	0.5	3.7	4.09	3.51	1.92	0.08	2.41	0.16	0.64	99.77
83	PTPM2-11	Complejo Plutónico Piuquenes	Biotite granite	6684928	388100	Molina (2022)	74.23	12.95	0.212	1.77	0.87	0.41	0.054	3.67	3.89	0.06	0.97	99.14

TABLA A2. TIERRAS RARAS (REE) EN PPM

Numero	Muestra	La ppm	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
1	CCL-03q	32.49	68.9	8	33.12	7.47	1.73	6.72	1.06	6.37	1.27	3.68	0.53	3.96	0.53	27.24
2	CCL-10006	48.01	101.6	13.31	47.33	9.35	2.1	6.2	0.74	3.77	0.63	2.18	0.24	1.49	0.2	<LD
3	SCL-66	17.94	40.09	4.89	20.5	4.52	1.43	3.78	0.56	3.04	0.63	1.61	0.23	1.5	0.22	<LD
4	ST - 16q	19	40.7	4.52	17.1	3.56	0.79	2.98	0.48	2.81	0.59	1.66	0.26	1.7	0.26	17.3
5	CT - 237q	36.24	65.81	6.37	22.02	3.11	1.06	2.37	0.29	1.56	0.32	0.91	0.13	0.91	0.16	<LD
6	CT - 228q	24.23	46.71	4.95	17.92	3.47	0.93	2.9	0.43	2.56	0.55	1.58	0.23	1.63	0.25	<LD
7	CCL-10005	25.96	50.7	5.89	18.25	3.84	0.93	3.17	0.47	2.58	0.54	1.57	0.21	1.59	0.24	<LD
8	CCL-65q	30.12	58	6.5	22.21	4.25	0.93	3.84	0.6	3.7	0.74	2.35	0.3	2.08	0.3	20.37
9	SCL-21q	33.6	48.73	5.51	21.56	4.19	1.25	3.13	0.42	2.17	0.43	1.1	0.16	1.05	0.16	25.17
10	CT-284q	18.33	38.75	4.42	16	3.34	0.85	3.05	0.51	2.93	0.65	1.8	0.26	1.66	0.26	<LD
11	CT-19q	15.3	31.7	3.34	12.4	2.25	1.04	1.72	0.24	1.19	0.24	0.63	0.1	0.64	0.11	6.04
12	CT-10004q	43.2	77.78	7.79	28.43	3.49	1.11	2.86	0.29	1.57	0.29	0.88	0.13	0.91	0.15	<LD
13	CT-191q	30.81	66.72	7.5	30.39	5.84	1.34	5.63	0.82	5.06	1.03	3.07	0.44	2.97	0.43	<LD
14	ST-160q	55.38	62.99	7.51	29.73	6.02	1.75	5.18	0.76	4.21	0.87	2.39	0.33	2.16	0.34	<LD
15	MCM-007q	11.32	26.58	2.81	7.03	2.65	0.24	2.49	0.51	3.42	0.73	2.21	0.37	2.84	0.4	47.84
16	MCM-015q	23.74	49.35	5.32	17.73	3.94	0.75	3.36	0.56	3.48	0.75	2.2	0.33	2.43	0.35	32.57
17	MCM-022q	36.77	69.66	7.44	24.9	4.69	0.87	3.97	0.66	4.06	0.89	2.68	0.41	2.99	0.43	32.39
18	MCM-253q	16.89	39.75	4.12	12.93	3.18	0.33	3.02	0.55	3.61	0.81	2.43	0.39	2.81	0.43	18
19	MCM-265q	26.56	54.28	5.54	18.33	3.44	0.78	2.84	0.43	2.57	0.55	1.6	0.25	1.78	0.27	16.51
20	RCM-039q	24.67	44.98	4.8	13.81	3.53	0.94	3.36	0.51	2.98	0.64	2.01	0.29	2.24	0.32	29.56
21	RCM-117q	7.16	20.05	2.45	7.98	2.67	0.1	2.83	0.55	3.74	0.88	2.59	0.4	2.76	0.42	40.33
22	RCM-160q	26.33	58.2	7	27.25	6.1	1.34	5.46	0.86	5.09	1.08	2.98	0.44	2.93	0.43	34.2
23	FCM-11q	26.64	58.88	7.08	27.57	6.17	1.36	5.52	0.87	5.15	1.09	3.01	0.44	2.96	0.43	30.4
24	ST - 17q	28.3	55.7	5.48	18.2	3.27	0.64	2.56	0.38	2.21	0.48	1.42	0.22	1.46	0.22	22.6
25	ST98Bq	12.03	20.99	2.19	8.09	1.38	3.1	1.23	0.15	0.93	0.2	0.67	0.11	0.9	0.16	<LD
26	CT-233q	24.88	43.44	4.63	16.32	3.29	0.74	2.84	0.46	2.87	0.62	1.82	0.27	1.94	0.29	<LD
27	CT-199q	21.49	43.18	4.68	16.92	3.32	0.85	2.94	0.48	2.99	0.63	1.92	0.29	2.03	0.31	64
29	CCL-10000	17.96	34.78	4.09	15.11	3.24	1.24	3.05	0.42	2.4	0.47	1.18	0.19	1.08	0.17	<LD
30	CCL-10003	26.14	54.75	5.9	19.06	3.56	0.59	3.03	0.4	2.51	0.48	1.57	0.21	1.69	0.28	41.78
31	CCL-10004	28.61	64.61	6.58	20.59	3.79	0.58	3.28	0.44	2.35	0.46	1.23	0.16	1.06	0.16	19.27
32	CCL-61q	31.73	64.71	7.27	22.48	4.9	0.62	4.22	0.7	4.41	0.96	2.91	0.44	3.07	0.47	53.3
33	CCL-75	27.01	53.72	6.04	18.8	3.76	0.61	3.48	0.5	3.02	0.63	1.89	0.26	1.86	0.27	<LD
34	CT - 199q	21.49	43.18	4.68	16.92	3.32	0.85	2.94	0.48	2.99	0.63	1.92	0.29	2.03	0.31	64
35	CT - 233q	24.88	43.44	4.63	16.32	3.29	0.74	2.84	0.46	2.87	0.62	1.82	0.27	1.94	0.29	60
36	SCL-135	61.99	118.7	12.49	44.16	8.26	2.23	6.93	1.12	5.65	1.22	3.73	0.52	3.51	0.67	12
37	SCL-13q	31.22	60.03	5.94	20.23	3.72	0.85	3.02	0.46	2.74	0.61	1.77	0.29	2.13	0.34	27.49
38	SCL-45q	23.48	56.83	6.84	30.09	6.99	2.04	5.77	0.8	4.53	0.86	2.22	0.3	2.03	0.27	27.68
39	SCL-75	24.75	35.57	4.51	16.61	4.58	0.47	4.26	0.81	5.32	1.24	3.7	0.59	4.09	0.6	<LD
40	CT-146Aq	21.85	43.49	4.58	17.21	3.12	0.69	3.08	0.46	2.9	0.59	1.82	0.28	1.91	0.29	<LD

41	CT-10008q	28.45	55.08	5.7	21.31	3.6	0.71	3.21	0.45	2.69	0.54	1.67	0.26	1.8	0.28	<LD
42	CT-161q	26.41	53.88	5.64	20.88	3.62	0.67	3.34	0.5	3.1	0.63	2.01	0.31	2.2	0.34	<LD
43	CT-196q	43.9	92.58	9.81	37.88	6.24	0.93	4.54	0.51	2.47	0.43	1.19	0.18	1.22	0.19	<LD
44	CT-289q	46.26	100.4	11.28	41.14	7.96	1.42	6.81	1.07	6	1.3	3.64	0.53	3.41	0.52	<LD
45	CT-290q	54.1	115.9	13.25	47.78	8.99	1.55	7.35	1.09	5.77	1.2	3.31	0.48	3.15	0.48	<LD
46	CT-294q	42.22	92.92	10.59	36.61	7.17	2.12	5.21	0.61	2.59	0.49	1.29	0.18	1.19	0.2	<LD
47	CT-303q	37.56	74.51	7.69	25.05	4.53	1.17	3.8	0.55	3.09	0.69	2.02	0.31	2.15	0.35	<LD
48	ST-80q	20.33	45.76	5.05	18.37	3.96	0.41	3.81	0.6	3.93	0.82	2.53	0.41	2.9	0.43	<LD
49	CT-291q	48.58	103.1	12.05	45.99	9.18	2.22	8.2	1.27	7.01	1.49	4.08	0.57	3.64	0.55	<LD
50	ST94q	25.89	60.74	6.83	25.48	5.63	0.42	5.42	0.9	5.9	1.24	3.92	0.64	4.49	0.69	<LD
51	MCM-027q	37.13	78.53	9.51	37.39	7.73	0.82	6.36	1.03	6.08	1.25	3.51	0.51	3.48	0.5	42.1
52	MCM-179q	53.77	108.6	12.14	42.92	9.55	1.89	8.1	1.29	7.49	1.54	4.23	0.58	3.91	0.56	48.05
53	CCL-71	7.51	28.05	3.05	12.35	4.71	0.04	5.35	1.12	7.61	1.71	5.45	0.9	6.09	0.76	133.5
54	CT - 255q	25.74	50.67	5.47	20.27	3.88	1.01	2.85	0.38	1.98	0.37	0.98	0.14	0.86	0.13	<LD
55	CT - 250q	22.89	44.63	4.8	17.72	3.25	0.97	2.6	0.36	2.06	0.42	1.16	0.16	1.12	0.17	<LD
56	RCM- 10009q	28.28	56.16	5.79	20.76	3.6	1.19	2.6	0.32	1.62	0.32	0.83	0.11	0.78	0.13	<LD
57	RCM-040q	19.73	44.07	5.64	20.32	7.03	0.61	5.87	1.08	6.53	1.48	4.29	0.65	4.57	0.67	48.26
58	RCM-052q	51.34	93.83	10.11	33.88	6.47	2.2	5.32	0.76	4.61	0.99	2.6	0.38	2.48	0.35	23.12
59	RCM-115q	13.88	30.72	3.86	15.69	3.2	1.54	2.72	0.34	1.7	0.33	0.85	0.14	1.19	0.22	21.34
60	FCM-6q	29.08	61.62	6.89	25.6	5.42	1.33	4.85	0.75	4.55	0.96	2.69	0.39	2.72	0.41	14.3
61	CCL-10009q	13.57	30.93	4.11	16.09	3.57	1.25	3.53	0.52	3	0.63	1.7	0.24	1.58	0.24	<LD
62	CCL-60q	25.26	55.39	6.89	26.16	5.74	1.8	5.16	0.69	4.03	0.87	2.34	0.31	2.11	0.23	<LD
63	CCL-80q	27.17	48.1	5.76	20.27	3.9	1.44	3.66	0.47	2.72	0.53	1.61	0.22	1.39	0.2	<LD
64	CT-167q	15.67	44.61	6.83	35.47	8.38	2.01	8.67	1.28	7.92	1.58	4.47	0.62	3.95	0.57	<LD
65	CT-35q	25.6	53.4	5.88	23.6	4.35	1.44	3.67	0.54	2.9	0.63	1.71	0.26	1.64	0.27	15
66	CT-173q	9.69	22.98	3.1	14.46	3.41	1.05	3.3	0.46	2.68	0.51	1.42	0.19	1.23	0.18	<LD
67	CT-300q	32.8	69.9	8.32	31.6	6.57	1.92	5.64	0.85	4.66	0.99	2.72	0.39	2.44	0.38	<LD
68	CT-164q	15.22	32.97	4.07	18.42	3.84	1.23	3.69	0.51	3.04	0.59	1.68	0.23	1.52	0.22	<LD
69	CT-193q	18.87	44.25	5.62	25.38	5.64	1.17	5.35	0.77	4.66	0.91	2.62	0.37	2.47	0.35	<LD
70	GUR-139q	1.792	3.828	0.4412	1.404	0.3379	0.1028	0.2799	0.04284	0.2611	0.05316	0.147	0.02286	0.1539	0.02375	35
71	GUR-142q	18.65	44.06	4.989	19.35	3.977	0.5699	3.328	0.5327	3.36	0.7059	2.119	0.3526	2.609	0.4059	69
72	GUR-257q	31.96	66.43	7.072	26.14	4.383	1.224	4.779	0.693	4.394	0.6949	1.862	0.3445	2.137	0.235	74
73	GUM-19q	37.85	66.28	6.407	22.26	3.908	1.059	3.223	0.4446	2.558	0.5086	1.498	0.2282	1.787	0.2552	23
74	PFC-125q	28.1	55.25	5.7	19.54	3.21	0.63	2.8	0.36	1.84	0.36	1	0.13	0.92	0.12	30
75	PIM-43q	20.5	39.3	4.24	14.9	2.89	0.61	2.69	0.43	2.37	0.48	1.46	0.21	1.45	0.21	45
76	PRV-044q	29.73	60.55	6.86	26.29	4.74	1.16	4.07	0.66	3.71	0.71	2.22	0.34	2.25	0.34	67
77	PRV-049q	21.01	38.64	4.36	15.33	2.34	0.55	2.32	0.4	2.15	0.42	1.13	0.14	1.01	0.13	69
78	PRV-080q	32.41	68.87	8.11	31.82	6.06	1.36	5.56	0.83	4.64	0.97	2.74	0.34	2.35	0.32	56
79	PRV-090q	30.83	65.77	6.9	25.85	4.96	0.6	4.17	0.59	3.08	0.64	1.67	0.24	1.65	0.24	63
80	PFC-069q	11.29	22.05	2.69	9.72	2.42	0.2	1.78	0.22	1.06	0.18	0.51	0.06	0.49	0.08	62
81	PRV-087q	20.64	37.66	4.06	14.34	2.62	1.06	2.28	0.3	1.59	0.31	0.85	0.12	0.69	0.11	31
82	PRV-046q	43.89	88.39	9.3	33.59	4.4	1.07	3.21	0.43	2.38	0.37	1.07	0.14	0.87	0.11	20
83	PTPM2-11	29.4	59.3	6.58	24.2	4.6	0.83	3.7	0.5	2.7	0.5	1.5	0.24	1.6	0.24	15

TABLA A3. ELEMENTOS TRAZA EN PPM

Numero	Muestra	Sc	Hf	Nb	Th	Ta	Zn	Co	Ni	Ba	Cr	V	Cu	Sr	Zr	Rb	Cs	Pb	U
1	CCL-03q	23.71	4	6.17	10.25	0.85	92.82	24.67	31.2	487	74.8	153.7	28.1	247	139	74.41	5.33	11	2.35
2	CCL-10006	8.6	2.51	<LD	11.1	0.66	61.65	22.59	61.99	604.8	88.02	83.94	<LD	909.3	186	53.03	1.53	12.39	1.62
3	SCL-66	30.79	2.56	<LD	2.3	0.43	70.22	20.85	43.29	486.4	59.74	84.97	13.96	643.5	141.7	45.63	0.79	5.08	0.47
4	ST - 16q	19.71	2.66	5	8.97	1.49	80.74	5	15.39	49.98	24.51	48.92	5	303.2	119.8	67.48	4.11	6.83	1.78
5	CT - 237q	5	4.34	6.44	6.66	0.1	55.44	19.9	7.92	762.8	40.25	44.76	15.43	373.6	187.3	36.41	0.52	16.16	0.62
6	CT - 228q	15.89	3.47	18.63	12.52	0.1	55.69	19.88	27.56	640.6	48.09	80.19	30.07	289.9	184.7	140.9	3.6	56.43	2.52
7	CCL-10005	<LD	0.98	<LD	6.14	0.51	66.72	5.9	<LD	810.8	<LD	48.47	<LD	423	182.9	80.11	0.96	28.4	0.52
8	CCL-65q	<LD	1.26	<LD	7.71	1.16	48.58	<LD	<LD	711.4	12.64	39.6	<LD	265.8	121.3	106.2	1.54	11.3	1.74
9	SCL-21q	14.45	3.15	7.81	8	0.94	51.21	14.2	5.94	613.8	18.99	89.64	<LD	289.2	150.6	127.1	2.31	<LD	1.65
10	CT-284q	12	2.77	6	5.15	0.58	5	2	13	308	30	124	107	30	71	46	0.65	21	1.65
11	CT-19q	11	3	5	7.48	0.39	73.52	11	27	66.67	52	45	19	449.6	312.3	104.5	1.34	5	0.65
12	CT-10004q	5	4.27	5	7.75	0.25	64.49	17.98	19.04	638.5	10	37.5	16.11	282.1	158.7	48.23	0.73	14.32	0.6
13	CT-191q	<LD	3.84	10.83	13.99	1.41	64.24	18.58	23.32	522.2	10	54.26	29.6	283.6	123	109	4.17	20.33	1.72
14	ST-160q	10	7.34	9	11.75	0.83	62	11	14	869	22	111	7	383	227	134	2.69	13	3.16
15	MCM-007q	20.5	1.72	27.17	15.72	2.43	37.35	1.24	2.12	187.6	12.17	<LD	22.33	<LD	54.6	319.4	4.97	29.16	9.37
16	MCM-015q	5.46	2.31	15.92	15.77	1.19	42.46	5.17	7.17	610.3	<LD	32.78	<LD	240.1	125.8	163.9	4.81	18.6	3.03
17	MCM-022q	10.13	2.28	13	15.65	1.13	33.62	3.62	2.47	879.4	15.61	21.6	<LD	128.7	119.4	147.2	2.53	21.91	2.64
18	MCM-253q	21	2.33	5	13.37	0.9	74	20	48	61	62	99	<LD	455	181	42	3.09	<LD	1.76
19	MCM-265q	13.43	3.2	10.36	9.75	0.66	13	24.96	65.2	238.5	114.3	189.4	104.8	1024	83.96	12.67	2.28	5.13	1.36
20	RCM-039q	<LD	0.05	<LD	9.52	0.05	24.3	<LD	<LD	1062	<LD	9.54	<LD	72.37	24.3	150	2.24	12.17	2.12
21	RCM-117q	9.62	2.29	10.97	14.01	0.59	21.36	<LD	<LD	32.51	11.87	<LD	<LD	<LD	21.36	211.1	3.57	29.85	2.23
22	RCM-160q	6.16	4.32	<LD	7.05	0.88	45.48	<LD	4.96	798	24.07	33.32	<LD	201.9	45.48	147.7	1.9	18.21	1.48
23	FCM-11q	<LD	3.65	<LD	6.5	0.72	44.22	0.47	<LD	672.6	<LD	22.63	<LD	152.9	147.1	167.6	1.79	31.31	1.15
24	ST - 17q	24.16	2.69	5	11.85	1.13	38.33	5	13.87	34.13	10	25.01	5	145.1	98.07	68.16	1.7	10.42	1.42
25	ST98Bq	6.51	5.37	5	3.64	0.32	22.81	5	5.85	405.5	10	10	14.64	255.3	182.4	75.44	0.46	20.21	0.9
26	CT-233q	5	3.41	15.59	8.32	0.1	9.67	7.12	24.55	691.4	37.21	10	28.93	48.3	163.8	123.2	2.32	51.72	1.26
27	CT-199q	12	3.6	18	8.92	0.17	19	11	25	898	34	10	29	116	188	126	1.84	72	1.5
29	CCL-10000	8.25	1.2	<LD	3.12	0.55	45.8	8.16	<LD	672	14.01	59.53	34.89	517.7	198.3	65.61	3.99	18.87	0.55
30	CCL-10003	<LD	1.62	<LD	15.09	0.93	31.78	<LD	<LD	557	<LD	10.8	6.02	94.83	59.39	178.4	2.06	21.01	2.17
31	CCL-10004	<LD	1.11	<LD	14.26	1	35.18	<LD	<LD	771.6	10.36	14.68	<LD	133.4	69.5	130	0.98	40.33	1.4
32	CCL-61q	<LD	1.6	4.52	18.52	1.48	29.84	<LD	<LD	714.2	20.55	10.62	<LD	132.1	86.35	197.9	1.59	41.57	1.96
33	CCL-75	5.45	2.37	<LD	10.17	0.92	42.7	<LD	<LD	827.6	<LD	16.39	<LD	126.6	125.4	121.8	1.62	46.77	2.07
34	CT - 199q	12	3.6	18	8.92	0.17	19	11	25	898	34	10	29	116	188	126	1.84	72	1.5
35	CT - 233q	5	3.41	16	8.32	0.1	10	7	25	691	37	10	29	48	164	123	2.32	52	1.26
36	SCL-135	<LD	3.16	<LD	21.1	1.67	53	<LD	<LD	641	9	39	<LD	367	174	113	4.47	14	1.93
37	SCL-13q	4.91	3.33	16.04	13.33	1.24	37.79	5.89	<LD	742.7	19.59	41.8	<LD	138.9	146.7	171.3	2.37	8.8	2.68
38	SCL-45q	16.85	1.85	14.99	8.4	1.5	56.61	7.37	<LD	860.1	<LD	61.22	<LD	345	180.7	141.3	1.88	17.66	2.46
39	SCL-75	<LD	3.45	<LD	13.79	1.54	40.59	<LD	<LD	904.2	<LD	22.63	<LD	236.7	107.3	109.9	4.44	26.23	2.78
40	CT-146Aq	5	2.03	9.81	10.53	1.03	34.1	5	20.21	788.7	10	10.6	29.56	120.8	49	150.2	1.49	21.68	1.48
41	CT-10008q	5	2.02	7.88	11.41	0.78	31.06	5	18.82	762.2	10	10.21	27.71	103.4	52.85	129.7	0.95	20.07	1.17
42	CT-161q	5	2.01	8.82	11.51	0.85	20.23	5	19.37	620.5	10	9.56	19.71	99.35	51.68	128.3	1.78	19.22	1.17
43	CT-196q	5	2.12	6.24	28.24	0.59	17.86	5	19.01	723.9	10	10	28.41	77.78	53.07	148.9	1.48	31.62	1.02
44	CT-289q	13	6.65	12	21.4	1.27	30	10	17	966	14	48	5	86	180	202	1.98	24	4.32
45	CT-290q	20	7.39	11	21.76	1.2	25	14	16	947	15	48	5	76	198	192	2.4	19	4.07
46	CT-294q	5	3.19	5	14.51	0.49	5	15	15	1370	12	30	8	153	68	93	2.05	14	0.65
47	CT-303q	11	3.19	11	30.34	1.37	5	21	16	933	13	40	5	241	70	175	1.88	24	3.69

48	ST-80q	7.23	1.93	14.35	15.25	1.7	22.17	5	8.99	204.6	10	10	18.92	29.92	35.02	210.2	2.73	27.12	2.62
49	CT-291q	44	9.85	13	14.83	1.1	76	9	19	928	28	109	5	166	312	150	1.55	16	3.71
50	ST94q	5	2.44	18.62	19.12	1.92	13.44	5	8.79	210.6	10	10	14.51	31.62	45.85	236	2.71	32.4	3.77
51	MCM-027q	10.91	2.88	<LD	21.75	1.27	14.45	0.81	1.5	661	<LD	<LD	<LD	<LD	102.1	187.6	2.34	12.85	3.96
52	MCM-179q	<LD	4.4	14	13.54	1.23	84.89	11.26	17.68	1462	<LD	23.99	8.08	253.2	217.1	120.2	1.96	21.88	2.34
53	CCL-71	<LD	4.1	97.95	39.25	1.59	260.3	<LD	<LD	107.4	<LD	<LD	<LD	<LD	83.83	388.7	3.44	30.11	7.32
54	CT - 255q	8.9	2.84	7.68	6.3	0.1	65.88	8.44	8.3	959.6	37.1	6.99	13.21	413.7	131.9	95.7	4.74	30.73	<LD
55	CT - 250q	14.15	3.64	7.29	3.88	0.1	67.45	7.25	9.17	748.1	36.19	11.22	13.83	450.8	156.6	98.1	7.32	19.48	0.68
56	RCM- 10009q	<LD	3.09	<LD	2.35	1.69	71.52	4.87	6.76	1725	21.69	32.01	<LD	462.2	71.52	81.76	0.39	39.17	0.57
57	RCM-040q	8.72	0.78	7.59	17.51	0.05	45.88	<LD	4.88	366.5	<LD	<LD	<LD	<LD	45.88	233.8	5.04	16.37	2.49
58	RCM-052q	11.22	2.37	10.08	6.4	0.05	66.63	10.81	<LD	882.3	<LD	84.81	<LD	447.5	66.63	66.23	1.51	11.55	0.95
59	RCM-115q	10.04	5.72	10.37	1.27	0.45	90.98	10.89	<LD	591.9	10	57.63	<LD	364.1	90.98	108.6	2.54	13.85	0.52
60	FCM-6q	<LD	3.93	<LD	3.65	0.87	45.85	4.96	<LD	692.4	<LD	33.3	<LD	437.7	123.4	96.11	0.59	25.97	1.17
61	CCL-10009q	<LD	2.5	<LD	1.99	0.94	77.18	24.38	55.08	323.8	141.7	78.7	25.12	451.8	105.7	35.4	1.6	<LD	0.48
62	CCL-60q	<LD	1.9	<LD	2.89	0.48	93.39	16.32	<LD	520.8	<LD	101.3	12.8	586.8	186.1	31.64	1.32	13.62	0.61
63	CCL-80q	<LD	1.31	<LD	4.42	0.65	57.61	13.3	15.54	447.8	16.81	86.27	<LD	370.9	160.2	57.29	2.03	22.47	0.85
64	CT-167q	33.6	2.13	5.81	1.96	0.36	102.3	67.4	22.53	178.4	77.77	249.8	48.28	353.9	57	23.87	1.5	13.21	0.88
65	CT-35q	24	5.46	5	5.71	0.6	107.1	19	18	126.7	32	114	5	404	231.5	90.14	3.66	5	1.11
66	CT-173q	6.84	1.22	5	1.71	0.21	82.11	47.96	68.18	248.2	64.65	174.5	49.41	473.9	29.16	64.66	3.97	11.96	0.45
67	CT-300q	5	5.29	10	7.9	0.82	112	24	19	693	34	157	22	381	166	75	4.85	18	1.67
68	CT-164q	9.87	2.17	5	2.18	0.32	80.43	44.33	45.12	412	34.39	145.8	34.17	416.4	66.09	47.08	1.39	10.64	0.32
69	CT-193q	5	2.31	6.39	6.83	0.57	84.46	60.25	49.68	204.5	82.13	199.3	85.46	293.2	67.73	63.63	2.96	14.55	1.31
70	GUR-139q	<LD	7.88	<LD	22.48	1.22	52.61	<LD	<LD	691.3	<LD	17.68	<LD	158.8	85.56	165.9	1.91	6.405	2.99
71	GUR-142q	<LD	4.56	<LD	7.74	0.58	43.16	<LD	<LD	744.1	<LD	15.04	<LD	157.8	109.8	317.4	1.43	10.66	1.73
72	GUR-257q	5	1.22	37	19.99	2.22	84.61	6.42	74	750.4	26.1	102.1	11	349.9	275.6	161	5.01	29.11	1.27
73	GUM-19q	<LD	2.63	<LD	8.38	0.77	48.78	7.067	<LD	915.9	27.98	48.74	<LD	414.4	153.6	85.87	1.39	8.31	1.56
74	PFC-125q	<LD	0.95	8	15.83	1.07	23	30	<LD	967	23	<LD	<LD	199	104	127	1.75	26	0.68
75	PIM-43q	5	0.46	11	13.3	15.3	6	30	5	610	19	<LD	<LD	130	121	185	1.8	18	1.3
76	PRV-044q	<LD	1.32	8	1.52	0.94	53	15	19	1138	16	41	<LD	209	169	163	3.42	<LD	1.89
77	PRV-049q	<LD	0.69	10	2.7	0.57	29	18	19	1424	15	25	6	153	105	173	2.1	<LD	0.85
78	PRV-080q	5	1.08	12	11.27	1.53	107	30	<LD	844	<LD	13	7	175	202	164	2.44	39	1.3
79	PRV-090q	<LD	1.28	14	16.02	1.09	13	30	<LD	730	19	<LD	<LD	86	123	194	2.6	16	1.05
80	PFC-069q	<LD	0.92	11	10.14	2.02	<LD	31	6	175	19	<LD	<LD	16	55	212	1.97	27	0.93
81	PRV-087q	5	0.99	5	7.89	1.25	32	30	5	1100	27	<LD	5	120	112	161	4.45	29	0.99
82	PRV-046q	<LD	1.26	<LD	2.61	0.92	73	9	22	909	23	86	10	567	150	82	7.71	<LD	1.23
83	PTPM2-11	4	3.1	5	11.1	0.6	40	2	<LD	843	100	15	<LD	169	110	126	3.8	27	0.9

TABLA A4. PARÁMETROS CALCULADOS

Numero	Muestra	MAI	Fe2O3 aj.	FeO aj.	FeO tot.	Al/(Na+K)	Al/(Ca+Na+K)	Feot/(Feot+MgO)
1	CCL-03q	-2.01	4.419	4.911	8.887	3.561	1.446	0.7021
2	CCL-10006	-2.15	3.188	3.542	6.411	3.485	1.43	0.5531
3	SCL-66	-1.86	2.993	3.327	6.02	3.771	1.567	0.538
4	ST - 16q	4.67	1.208	1.342	2.429	2.195	1.674	0.6246
5	CT - 237q	1.9	1.345	1.495	2.705	2.794	1.71	0.5689
6	CT - 228q	3.67	1.79	1.99	3.601	2.361	1.642	0.4945
7	CCL-10005	3.51	1.426	1.584	2.867	2.387	1.611	0.7357
8	SCL-65q	3.89	1.265	1.405	2.543	2.184	1.512	0.7322
9	SCL-21q	2.85	1.871	2.079	3.763	2.415	1.556	0.715
10	CT-284q	1.64	4.177	4.643	8.401	3.952	3.505	0.9567
11	CT-19q	3.77	1.179	1.311	2.372	2.264	1.599	0.6158
12	CT-10004q	2.27	1.482	1.648	2.981	2.533	1.568	0.5949
13	CT-191q	1.95	1.653	1.837	3.324	2.557	1.51	0.6267
14	ST-160q	3.13	2.022	2.248	4.067	2.238	1.436	0.5361
15	MCM-007q	7.73	0.4926	0.5474	0.9906	1.611	1.533	0.7676
16	MCM-015q	5.25	0.8289	0.9211	1.667	1.958	1.542	0.5348
17	MCM-022q	5.6	0.6299	0.7001	1.267	1.821	1.494	0.6575
18	MCM-253q	8.08	0.2179	0.2421	0.4382	1.513	1.442	0.8623
19	MCM-265q	7.44	0.6347	0.7053	1.276	1.65	1.447	0.6626
20	RCM-039q	7.04	0.4263	0.4737	0.8573	1.668	1.471	0.5965
21	RCM-117q	8.18	0.1847	0.2053	0.3715	1.483	1.414	0.9253
22	RCM-160q	5.71	0.9567	1.063	1.924	1.846	1.455	0.6535
23	FCM-11q	7.67	0.8715	0.9685	1.753	1.701	1.513	0.8752
24	ST - 17q	6.34	0.6678	0.7422	1.343	1.912	1.657	0.5589
25	ST98Bq	5.93	0.8004	0.8896	1.61	1.81	1.46	0.7523
26	CT-233q	6.89	0.5968	0.6632	1.2	1.822	1.649	0.7595
27	CT-199q	7.1	0.5447	0.6053	1.095	1.801	1.64	0.6276
29	CCL-10000	5.35	1.587	1.763	3.191	2.355	1.824	0.6876
30	CCL-10003	7.27	0.5115	0.5685	1.029	1.624	1.437	0.999
31	CCL-10004	7.39	0.592	0.658	1.191	1.62	1.451	0.9835
32	CCL-61q	7.23	0.5684	0.6316	1.143	1.684	1.481	0.8979
33	CCL-75	8.2	0.5684	0.6316	1.143	1.572	1.461	0.9991
34	CT - 199q	7.1	0.5447	0.6053	1.095	1.801	1.64	0.6276
35	CT - 233q	6.97	0.6062	0.6738	1.219	1.823	1.649	0.7577
36	SCL-135	4.41	1.222	1.358	2.458	2.242	1.606	0.7363
37	SCL-13q	5.9	0.9615	1.069	1.934	1.811	1.48	0.7945
38	SCL-45q	5.75	1.345	1.495	2.705	1.913	1.539	0.7609
39	SCL-75	5.9	0.791	0.879	1.591	1.899	1.536	0.7396
40	CT-146Aq	6.79	0.5399	0.6001	1.086	1.744	1.512	0.622
41	CT-10008q	6.84	0.6536	0.7264	1.315	1.752	1.52	0.6306
42	CT-161q	7.09	0.611	0.679	1.229	1.656	1.43	0.6646
43	CT-196q	8.6	0.3789	0.4211	0.762	1.517	1.406	0.6393
44	CT-289q	7.45	1.028	1.142	2.067	1.724	1.588	0.711
45	CT-290q	7.62	0.9899	1.1	1.991	1.612	1.498	0.7539
46	CT-294q	6.25	0.5163	0.5737	1.038	1.95	1.817	0.7321
47	CT-303q	7.04	0.5636	0.6264	1.134	1.77	1.561	0.6855

48	ST-80q	8.5	0.3126	0.3474	0.6287	1.482	1.413	0.677
49	CT-291q	4.53	2.378	2.642	4.782	2.047	1.488	0.6752
50	ST94q	8.44	0.3173	0.3527	0.6382	1.482	1.402	0.8308
51	MCM-027q	7.92	0.27	0.3	0.543	1.492	1.433	0.7724
52	MCM-179q	7.25	1.345	1.495	2.705	1.895	1.514	0.7166
53	CCL-71	8.33	0.5731	0.6369	1.153	1.466	1.42	0.9991
54	CT - 255q	3.77	1.033	1.147	2.077	2.405	1.734	0.7071
55	CT - 250q	3.43	1.123	1.247	2.258	2.526	1.779	0.706
56	RCM- 10009q	3.4	1.212	1.348	2.439	2.428	1.65	0.7507
57	RCM-040q	7.63	0.6299	0.7001	1.267	1.547	1.389	0.8243
58	RCM-052q	3.22	1.639	1.821	3.296	2.73	1.779	0.5726
59	RCM-115q	3.65	1.577	1.753	3.172	2.446	1.66	0.6367
60	FCM-6q	3.5	1.35	1.5	2.715	2.542	1.728	0.6745
61	CCL-10009q	-5.18	3.415	3.795	6.868	5.446	1.53	0.4721
62	CCL-60q	0.97	2.434	2.706	4.896	2.93	1.594	0.6429
63	CCL-80q	1.93	2.164	2.406	4.353	2.627	1.548	0.6704
64	CT-167q	-7.09	5.219	5.801	10.5	4.707	1.21	0.57
65	CT-35q	1.49	2.084	2.316	4.191	2.885	1.673	0.6217
66	CT-173q	-5.37	3.926	4.364	7.897	4.704	1.41	0.4881
67	CT-300q	-1.66	2.553	2.837	5.134	3.108	1.339	0.5838
68	CT-164q	-1.95	3.458	3.842	6.954	3.303	1.39	0.5508
69	CT-193q	-5.74	4.888	5.432	9.83	4.631	1.305	0.5813
70	GUR-139q	7.34	0.7962	0.8848	1.601	1.79	1.632	0.8875
71	GUR-142q	7.616	0.6958	0.7732	1.399	1.669	1.492	0.9993
72	GUR-257q	5.267	1.232	1.37	2.479	1.957	1.535	0.5822
73	GUM-19q	3.349	1.422	1.581	2.86	2.403	1.638	0.7753
74	PFC-125q	6.31	0.521	0.579	1.048	1.823	1.515	0.6599
75	PIM-43q	7.07	0.6915	0.7685	1.391	1.604	1.409	0.6848
76	PRV-044q	1.92	0.8241	0.9159	1.657	3.676	2.489	0.2894
77	PRV-049q	3.13	0.4263	0.4737	0.8573	3.271	2.691	0.1679
78	PRV-080q	6.94	0.7768	0.8632	1.562	1.787	1.566	0.7062
79	PRV-090q	7.42	0.4831	0.5369	0.9716	1.63	1.479	0.8086
80	PFC-069q	8.58	0.08525	0.09475	0.1715	1.502	1.456	0.9449
81	PRV-087q	5.7	0.9283	1.032	1.867	1.833	1.471	0.8236
82	PRV-046q	-1.6	1.752	1.948	3.524	6.161	2.331	0.501
83	PTPM2-11	6.69	0.8383	0.9317	1.686	1.713	1.536	0.8044

ANEXO 3:

Recopilacion de Edades y Conteo de Puntos.

**INDICE DE TABLAS**

<b>Tabla A1. Recopilación de Edades Geocronológicas .....</b>	<b>1</b>
<b>Tabla A2. Recopilación de Conteo de Puntos .....</b>	<b>12</b>

## TABLA A1. RECOPIACIÓN DE EDADES GEOCRONOLÓGICAS

Las edades se agrupan por unidad geológica. Columnas de Comentario e Interpretación omitidas.

Unidad	Método	Material	Ubicación/rocas	Edad	Periodo/Epoca	Referencia
<b>Complejo Metamórfico El Cepo</b>						
	U-Pb	Circón detrítico	Quebrada Vegas Negras, roca córnea de sillimanita	494,2 ± 4,9	Cámbrico Medio	Murillo et al. (2017)
	K-Ar	Biotita	Río Ingaguás (S de la zona de estudio), esquistos	240 ± 3	Triásico Medio	Mpodozis & Cornejo (1988)
	K-Ar	Biotita	Río Ingaguás (S de la zona de estudio), esquistos	224 ± 2	Triásico Superior	Mpodozis & Cornejo (1988)
	U-Pb	Circones detríticos	Filitas, 4 km al E del Portezuelo del Cepo	467,4 ± 4,9	Ordovícico Medio	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circones detríticos	Quebrada Balala, metasedimentos	442,7 ± 4,8	Ordovícico Sup.–Silúrico Inf.	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circones detríticos	Afloramientos septentrionales	472,5 ± 5,4	Ordovícico Medio	Ortiz & Merino (2015)
	U-Pb	Circones detríticos	Afloramientos septentrionales	447,6 ± 7,8	Ordovícico Sup.–Silúrico Inf.	Ortiz & Merino (2015)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Mica blanca	Esquisto muscovítico, quebrada Las Tolas (Falla Ingaguás)	243,8 ± 0,3	Triásico Medio (Ladiniano)	Velásquez et al. (2021)
	K-Ar	Biotita	Quebrada Las Tolas (~1 km del anterior)	240 ± 4	Triásico Medio (Ladiniano)	Mpodozis & Cornejo (1988)
	U-Pb	Circones detríticos	Estratos Cerro El Aromo (Cordillera Principal, 21°S)	~448	Ordovícico Superior	Aguilef et al. (2019)
<b>Granito El Volcán</b>						
	U-Pb	Circón	Sector Cerros Blancos, nacientes del río Claro, granito grano grueso	330,9 ± 5,0	Carbonífero (Mississippiano Medio–Tardío)	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	N del Portezuelo del Cepo, granitos milonitizados (apófisis del Cív)	332,7 ± 2,8	Carbonífero (Mississippiano Medio)	Velásquez et al. (2021)
	K-Ar	Biotita	A 6 km SE de Portezuelo del Cepo.	247 ± 4	Triásico Medio	Mpodozis & Cornejo (1988)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Sericita	Quebrada El Ternero, granito con alteración hidrotermal	36,5 ± 0,1	Eoceno Superior	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Quebrada Chacaicito, plutón granítico	~329	Carbonífero (Mississippiano Tardío)	Ortiz & Merino (2015)
	U-Pb	Circón	Plutón Los Molles, granitoides de biotita y muscovita	~328	Carbonífero (Mississippiano Tardío)	Pineda & Calderón (2008)

<b>Metadioritas de Estero Los Tilos</b>						
	U-Pb	Circón	Estero Matancilla (nacientes), metadiorita foliada	326,6 ± 2,6	Carbonífero Superior (Mississippiano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Estero Los Tilos, rocas metaintrusivas porfíricas	325,9 ± 1,3	Carbonífero Superior (Mississippiano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Quebrada Balalita (parte alta), tonalita porfírica	326,3 ± 2,1	Carbonífero Superior (Mississippiano)	Murillo et al. (2017)
<b>Intrusivos plutónicos del Carbonífero Superior</b>						
	U-Pb	Circón	Río Turbio, tonalita	322,0 ± 1,9	Carbonífero Superior (Pennsylvaniano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Río Turbio, granito	319,3 ± 2,3	Carbonífero Superior (Pennsylvaniano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Entre ríos Primero y del Medio, Plutón Los Soberados	299,1 ± 1,3	Carbonífero Superior (Pennsylvaniano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Granodiorita anfíbola-biotita, cerca de Falla La Punilla	299,6 ± 2,0	Carbonífero Superior (Pennsylvaniano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Quebrada Vegas Negras, granito	308,2 ± 1,5	Carbonífero Superior (Pennsylvaniano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Extremo N cordillera de La Punilla, granito	305,4 ± 1,9	Carbonífero Superior (Pennsylvaniano)	Murillo et al. (2017)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Quebrada Las Lechuzas, granito	301,8 ± 1,4	Carbonífero Superior (Pennsylvaniano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Región N del área, granito	315,7 ± 4,6	Carbonífero Superior (Pennsylvaniano)	Maksaev et al. (2014)
	U-Pb	Circón	Región N del área, granito	311,9 ± 6,0	Carbonífero Superior (Pennsylvaniano)	Maksaev et al. (2014)
	U-Pb	Circón	Plutón Guachicay (sensu Nasi et al., 1990)	303,6 ± 1,8	Carbonífero Superior (Pennsylvaniano)	Ortiz & Merino (2015)
<b>Complejo Plutónico Guanta</b>						
	U-Pb	Circón	Quebrada Paihuano	286,7±1,3	Pérmico Temprano (Cisuraliano)	Velásquez et al.(2021)

	U-Pb	Circón	Quebrada el Chañar	296,2 ± 1,8	Pérmico Temprano (Cisuraliano)	Velásquez et al.(2021)
	40Ar/39Ar	biotita	Quebrada el Chañar	268,3±0,7	Pérmico Medio (Guadalupeano)	Velásquez et al.(2021)
	40Ar/39Ar	biotita	Confluencia ríos Cochiguas y Claro/Derecho	283,8±0,6	Pérmico Temprano (Cisuraliano)	Velásquez et al.(2021)
	40Ar/39Ar	anfíbola	Río claro	292,8±1,7	Pérmico Temprano (Cisuraliano)	Velásquez et al.(2021)
	40Ar/39Ar	biotita	quebrada Piuquenes	273,4 ± 0,8	Pérmico Temprano (Cisuraliano)	Velásquez et al.(2021)
	40Ar/39Ar	biotita	Confluencia río Cochiguas y quebrada El Colorado	213,2 ± 0,7	Triásico Tardío	Velásquez et al.(2021)
	U-Pb	Circón	Quebrada Casa de Piedra (alta del río Cochiguas)	286,5 ± 3,0	Pérmico Temprano (Cisuraliano)	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Sector La Coipa (misma muestra con dos métodos)	288,4 ± 3,3	Pérmico Temprano (Cisuraliano)	Velásquez et al. (2021)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Sector La Coipa (misma muestra con dos métodos)	218,5 ± 0,8	Triásico Tardío	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Quebrada Vacas Heladas (matriz de brecha ígnea tonalítica)	283,2 ± 1,6	Pérmico Temprano (Cisuraliano)	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Granodiorita de dos micas, quebrada Larga (E de Falla Molino Yaco)	292,9 ± 2,8	Pérmico Temprano (Cisuraliano)	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Granodiorita de muscovita, quebrada El Pangue (afluente del río Cochiguas)	289,7 ± 2,2	Pérmico Temprano (Cisuraliano)	Hervé et al. (2014)
	U-Pb	Circón	Granodiorita, S de la quebrada Paihuano	276,7 ± 2,3	Pérmico Temprano (Cisuraliano)	Velásquez et al. (2021)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Mica blanca	Misma granodiorita, S de la quebrada Paihuano	246,1 ± 0,7	Triásico Temprano	Velásquez et al. (2021)
	K-Ar	Mica blanca	Granodiorita (sin ubicación precisa)	259 ± 6	Pérmico Medio	Mpodozis y Cornejo (1988)
	K-Ar	Biotita	Granodiorita (sin ubicación precisa)	235 ± 6	Triásico Temprano	Mpodozis y Cornejo (1988)
	K-Ar	Biotita	Plutón Cochiguas (entre río Cochiguas y quebrada Las Embarraditas)	301 ± 4	Pérmico Temprano (Cisuraliano)	Mpodozis y Cornejo (1988)
	K-Ar	(no indicado)	Granodioritas (otras, sin detalle, Anexo I)	224 ± 5	Triásico Tardío	Mpodozis y Cornejo (1988)
	K-Ar	(no indicado)	Granodioritas (otras, sin detalle, Anexo I)	165 ± 6	Jurásico Medio	Mpodozis y Cornejo (1988)
	K-Ar	(no indicado)	Granodioritas (otras, sin detalle, Anexo I)	92,7 ± 2,9	Cretácico Tardío	Mpodozis y Cornejo (1988)
	K-Ar	(no indicado)	Granodioritas (otras, sin detalle, Anexo I)	15,9 ± 1,2	Mioceno	Mpodozis y Cornejo (1988)

	U-Pb	Circón	Tonalita de grano grueso con inclusiones máficas y foliación, carta Monte Patria–El Maqui	~294	Pérmico Temprano (Cisuraliano)	Pineda y Calderón (2008)
	U-Pb	Circón	Extremo N cordillera de La Punilla, granodiorita (Peg[t])	291,2 ± 1,4	Pérmico Inferior (Cisuraliano)	Murillo et al. (2017)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Anfibola	Cordillera de La Punilla (granodioritas varias)	~291–280	Pérmico Inferior	Murillo et al. (2017)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Anfibola	Cordillera de La Punilla, granodiorita	296,2 ± 1,4	Pérmico Inferior	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Guanta, tonalita de hornblenda y biotita	288,2 ± 1,8	Pérmico Inferior	Hervé et al. (2014)
	K-Ar	(no indicado)	Cordillera de La Punilla, granodiorita	303 ± 9	Pérmico Inferior	Nasi et al. (1990)
	K-Ar	(no indicado)	Estero de Guanta, granodiorita	297 ± 9	Pérmico Inferior	Nasi et al. (1990)
	U-Pb	Circón	Río Turbio, granodiorita (Peg[gd])	286,4 ± 2,2	Pérmico Inferior	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Plutón Chapilca, 2 km O del río Turbio, granodiorita	291,2 ± 2,0	Pérmico Inferior	Hervé et al. (2014)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Moscovita	Granodiorita de dos micas (ubicación no especificada)	292,7 ± 0,5	Pérmico Inferior	Murillo et al. (2017)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Moscovita	Quebrada de la Varilla, granodiorita de dos micas	279,7 ± 0,3	Pérmico Inferior	Murillo et al. (2017)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Curso inferior quebrada La Punilla, granodiorita	282,9 ± 0,9	Pérmico Inferior	Murillo et al. (2017)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Anfibola	Quebrada de Espíndola, granodiorita	280,0 ± 1,2	Pérmico Inferior	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Sector Rincón de los Poleos, sienogranito biotítico grano grueso (Peg[gr])	291,0 ± 4,0	Pérmico Inferior	Murillo et al. (2017)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Anfibola	Parte alta quebrada Vegas Negras, sienogranito anfíbola-biotita	284,2 ± 1,1	Pérmico Inferior	Murillo et al. (2017)
<b>Metatonalita Las Tolas</b>						
	U-Pb	Circón	Metatonalita Las Tolas [Pemt], parte alta de la quebrada Las Tolas (tributaria del río Ingaguás)	270,5 ± 4,4	Pérmico Medio (Guadalupiano)	Velásquez et al. (2021)
<b>Granodiorita Toro Muerto</b>						
	U-Pb	Circón	Plutón Toro Muerto (sin detalle, Energía Andina)	262,5 ± 3,7	Pérmico Medio (Capitaniano)	Energía Andina, en Saffie (2017, com. pers.)
	U-Pb	Circón	Plutón Toro Muerto (sin detalle, Energía Andina)	262,0 ± 4,2	Pérmico Medio (Capitaniano)	Energía Andina, en Saffie (2017, com. pers.)
	K-Ar	Roca total	Extremo austral del Plutón Toro Muerto	254,0 ± 8,0	Pérmico Tardío	Martin et al. (1995)
<b>Tonalitas de Quebrada Balala</b>						

	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	(no especificado; cuerpo plutónico en estudio)	253,0 ± 0,4	Límite Pérmico Superior – Triásico Inferior	Murillo et al. (2017)
<b>Granitos del Pérmico Medio – Triásico Inferior PeTrg</b>						
	U-Pb	Circón	Monzogranito de biotita, Plutón Río Colorado (litofacies PeTrg(p))	261,6 ± 2,0	Pérmico Tardío	Velásquez et al. (2021)
	K-Ar	(no indicado, granito)	Plutón El Toro (litofacies PeTrg(p))	276 ± 4	Pérmico Medio	Mpodozis & Cornejo (1988)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Plutón El Toro, a <200 m del punto anterior (litofacies PeTrg(p))	254,7 ± 0,6	Pérmico Tardío – Triásico Temprano	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Microsienogranito porfírico, ladera S de quebrada El Tapado (PeTrg(h))	250,8 ± 1,6	Triásico Temprano	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Granito porfírico, ca. 2 km al N de quebrada El Tapado (PeTrg(h))	249,7 ± 3,2	Triásico Temprano	Martin et al. (1999)
	U-Pb	Circón	Intrusivo hipabisal granítico, río Colorado	248,8 ± 1,6	Triásico Temprano	Velásquez et al. (2021)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Alunita	Ladera N de quebrada Blanca	15,6 ± 0,1	Mioceno	Velásquez et al. (2021)
<b>Complejo Plutónico Piuquenes</b>						
	U-Pb	Circón	Parte media del río Ingaguás, granodiorita litofacies Trmp(gd)	247,4 ± 1,3	Triásico Medio (Ladiniano)	Velásquez et al. (2021)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	2 km O del cerro Matusalem, granodiorita litofacies Trmp(gd)	248,9 ± 0,4	Triásico Medio (Ladiniano)	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Ladera S de quebrada Iribarren, monzogranito litofacies Trmp(mg)	235,8 ± 1,6	Triásico Superior (Carniano)	Velásquez et al. (2021)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Vega Los Hoyuelos, sienogranito porfírico litofacies Trmp(sg)	240,4 ± 0,4	Triásico Medio (Ladiniano)	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Quebrada Piuquenes, afloramientos continuos al área de estudio	241,5 ± 3,3	Triásico Medio (Ladiniano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Río Turbio, granito de anfíbola (<1 km O de confluencia ríos Del Toro y De la Laguna)	239,5 ± 2,0	Triásico Medio (Ladiniano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Quebrada Piuquenes, granito	241,5 ± 3,3	Triásico Medio (Ladiniano)	Murillo et al. (2017)
	K-Ar	Biotita	“Unidad El León”, Hoja Pisco Elqui	276 – 238	Pérmico Inferior – Triásico Medio	Mpodozis & Cornejo (1988)
<b>Monzogranito El León</b>						
	U-Pb	Circón	Valle medio del río Cochiguas, monzogranito de biotita	220,8 ± 1,3	Triásico Superior (Noriano)	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Nacientes de la quebrada El León, monzogranito de biotita	223,7 ± 1,4	Triásico Superior (Noriano)	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Quebrada Elqui, monzogranito de biotita	223,0 ± 1,6	Triásico Superior (Noriano)	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Junta quebrada de Bueyes–río Cochiguas, granito	221,0 ± 4,4	Triásico Superior (Noriano)	Jones (2014)

	K-Ar	(no indicado)	Unidad El León (sin ubicación precisa)	238 ± 4	Triásico Medio–Superior	Mpodozis & Cornejo (1988)
<b>Sienogranitos Colorado</b>						
	U-Pb	Circón	Río Turbio, granito porfírico	225,9 ± 2,1	Triásico Superior (Noriano bajo)	Hervé et al. (2014)
	U-Pb	Circón	Río Turbio, granito porfírico	221,9 ± 2,3	Triásico Superior (Noriano bajo)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Río San Andrés, sienogranito de biotita	225,2 ± 1,5	Triásico Superior	Velásquez et al. (2021)
	K-Ar	(no indicado)	Río de La Laguna (afloramiento no mapeable)	221	Triásico Superior	Martin et al. (1999)
	K-Ar	(no indicado)	Río Ingaguás (afloramiento no mapeable)	219	Triásico Superior	Martin et al. (1999)
	Rb-Sr	Roca total	(sin ubicación precisa)	202,5 ± 6	Triásico Superior–Jurásico	Rex (1987)
	U-Pb	Circón	Cordillera de Vallenar y río Potrerillos	229–224	Triásico Superior	Maksaev et al. (2014); Ortiz & Merino (2015); Salazar & Coloma (2016)
<b>Gabros de La Laguna</b>						
	U-Pb	Circón (SHRIMP)	Río de La Laguna, gabro de clinopiroxeno	255,2 ± 1,8	Pérmico Tardío	Hervé et al. (2014)
	U-Pb	Circón (granos simples)	Río de La Laguna, gabro de clinopiroxeno	225 y 215	Triásico Superior	Hervé et al. (2014)
	U-Pb	Circón	Río de La Laguna, gabro (bimodal)	218,8 ± 8,3	Triásico Superior	Coloma et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Río de La Laguna, gabro (bimodal)	265,0 ± 2,4	Pérmico Tardío	Coloma et al. (2017)
<b>Complejo Plutónico Los Carricitos</b>						
	U-Pb	Circón	Valle del río Turbio (continuidad hacia el área de estudio)	~217	Triásico Superior	Murillo et al. (2017)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Plutón Los Tilos, granodioritas Trslc(gd)	214,2 ± 0,3	Triásico Superior (Noriano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Confluencia quebrada Los Tilos–río Turbio, granodiorita con megacristales de cordierita	215,6 ± 1,9	Triásico Superior (Noriano)	Hervé et al. (2014)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Plutón Los Carricitos, litofacies Trslc(t)	217,4 ± 0,5	Triásico Superior (Noriano)	Murillo et al. (2017)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Plutón Los Carricitos, litofacies Trslc(t)	217,4 ± 0,4	Triásico Superior (Noriano)	Murillo et al. (2017)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Plutón Ojos de Agua, sienogranito de biotita (Trslc(gr))	219,7 ± 0,4	Triásico Superior (Noriano)	Murillo et al. (2017)
	K-Ar	Granodiorita	Ladera sur del valle del río Turbio	207 ± 9	Triásico Superior (Noriano)	Nasi et al. (1990)

	K-Ar	Granodiorita	Ladera sur del valle del río Turbio	221 ± 3	Triásico Superior (Noriano)	Nasi et al. (1990)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Estero Los Tilos, granito de biotita (Trslc(gr))	221,4 ± 0,5	Triásico Superior (Noriano)	Murillo et al. (2017)
<b>Tonalita La Cruz</b>						
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Quebrada La Cruz, parte alta del río Cochiguas	185,3 ± 0,5	Jurásico Inferior (Pliensbachiano)	Velásquez et al. (2021)
<b>Tonalita La Chigüilla</b>						
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Cerro La Chigüilla (3 muestras)	70,6 ± 0,1; 69,6 ± 0,1; 68,6 ± 0,2	Cretácico Superior (Maastrichtiano)	Velásquez et al. (2021)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Biotita	Vega Piuquenes, río Claro	68,7 ± 0,3	Cretácico Superior (Maastrichtiano)	Velásquez et al. (2021)
<b>Formación Laguna Chica</b>						
	U-Pb	Circón	Quebrada El Tapado, toba de lapilli y ceniza vítrea	265,6 ± 1,0	Pérmico Medio (Guadalupiano)	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Quebrada Río Seco, toba de lapilli vítrea a lítica	266,2 ± 1,4	Pérmico Medio	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Quebrada Laguna Escondida (cabecera), toba de ceniza vítrea	265,0 ± 1,1	Pérmico Medio	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Quebrada Escondida (S de La Laguna), toba de lapilli y ceniza	263,7 ± 1,9	Pérmico Medio	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Quebrada río Colorado, toba de ceniza vítrea	264,5 ± 1,2	Pérmico Medio	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Quebrada río Colorado, toba de ceniza vítrea	266,0 ± 1,0	Pérmico Medio	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Paso fronterizo Agua Negra	-269	Pérmico Medio	Jones (2014)
	U-Pb	Circón	Cordillera de Vallenar, carta Cerros de Cantaritos–Laguna Chica (tres rocas piroclásticas)	275,5 ± 1,8	Pérmico Medio	Salazar & Coloma (2016)
	U-Pb	Circón	Cordillera de Vallenar, carta Cerros de Cantaritos–Laguna Chica (tres rocas piroclásticas)	267,5 ± 1,6	Pérmico Medio	Salazar & Coloma (2016)
	U-Pb	Circón	Cordillera de Vallenar, carta Cerros de Cantaritos–Laguna Chica (tres rocas piroclásticas)	263,7 ± 1,3	Pérmico Medio	Salazar & Coloma (2016)
	K-Ar	Roca total	Entre quebrada Río Seco y quebrada El Tapado	11,1 ± 0,8	Mioceno	Maksaev et al. (1984)
	K-Ar	Biotita	Entre quebrada Río Seco y quebrada El Tapado	10,6 ± 0,7	Mioceno	Martin et al. (1995)
	U-Pb	Circón	Quebrada río Agua Negra, ignimbrita andesítica (Argentina)	272,8 ± 3,4	Pérmico Medio	Sato et al. (2015)

<b>Formación El Tapado</b>						
	U-Pb	Circón	Sección tipo entre quebradas El Tapado y Río Seco, cabeceras quebrada Potrero Alto, toba intercalada [Pet(b)]	260,0 ± 1,7	Pérmico Tardío	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Ladera O de quebrada El Tapado, 3 km N de Tapado Chico, toba de lapilli vítrea riolítica [Pet(a)]	262,9 ± 0,9	Pérmico Tardío	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Cabecera del río Seco (E de la falla Carmen), toba de cristales [Pet(a)]	261,3 ± 1,4	Pérmico Tardío	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Junta río La Gloria–quebrada Potrero Alto, 7 km S de embalse La Laguna, toba de ceniza y lapilli vítrea [Pet(b)]	257,6 ± 1,5	Pérmico Tardío	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Quebrada Seca, toba (litofacies volcánica [Pet(a)])	261,2 ± 1,3	Pérmico Tardío	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Entre estero Las Tetas y quebrada Las Tetas, cabeceras río Colorado, toba vítrea riolítica a dacítica	257,2 ± 2,2	Pérmico Tardío	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Entre estero Las Tetas y quebrada Las Tetas, cabeceras río Colorado, toba vítrea riolítica a dacítica	256,4 ± 1,8	Pérmico Tardío	Velásquez et al. (2021)
	K-Ar	Biotita	Cabeceras río Colorado, toba dacítica	260 ± 6	Pérmico Tardío	Martin et al. (1999)
	K-Ar	Biotita	Cabeceras río Colorado, toba dacítica	281 ± 6	Pérmico Temprano (?)	Martin et al. (1999)
	U-Pb	Circón detrítico	Límite NE del área, cabecera quebrada del río Seco, areniscas (Pet[b])	257,6 ± 5,6	Pérmico Tardío	Murillo et al. (2017), recalculada en Velásquez et al. (2021)
<b>Formación Guanaco Sonso</b>						
	U-Pb	Circón	Ladera E de la quebrada Ingaguás	244,2 ± 1,6	Triásico Medio	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Cabeceras del río La Gloria, toba de lapilli y ceniza	250,8 ± 1,8	Triásico Inferior	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	7 km N del embalse La Laguna, toba de lapilli y ceniza vítrea dacítica	247,6 ± 1,0	Triásico Inferior–Medio	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Junta río de La Laguna–quebrada La Taza, riolita	248,6 ± 5,5	Triásico Inferior–Medio	Jones (2014)
	U-Pb	Circón	Cabecera quebrada río Seco, toba dacítica	253,9 ± 1,7	Pérmico Superior (Lopingiano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Río Potrerillos, dacita porfírica (parte baja sucesión principal)	253,9 ± 2,8	Pérmico Superior (Lopingiano)	Ortiz & Merino (2015)
	U-Pb	Circón	Formación Guanaco Sonso (N del área), varias muestras	~252 – 237	Pérmico Superior – Triásico Medio	Ortiz & Merino (2015); Salazar & Coloma (2016)
	U-Pb (TIMS)	Circón multigrano	Paso de Agua Negra, dacita (Fm. Guanaco Sonso)	~265	Pérmico Medio	Martin et al. (1999)

<b>Formación Pastos Blancos</b>						
	U-Pb	Circón	Estero Los Tilos, toba de lapilli vítrea a cristalina	226,9 ± 1,1	Triásico Superior (Carniano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Cabecera quebrada Pastos Largos, toba de cristales dacítica	230,7 ± 1,3	Triásico Superior (Carniano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Quebrada Toro Muerto (E del cerro Doña Ana), riolita con textura fluidal	235,0 ± 1,0	Triásico Superior (Carniano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Valle del río Primero, sector Los Cuartitos, dique hipabisal granítico	234,8 ± 1,3	Triásico Superior (Carniano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Quebrada río del Medio, dacita	229,8 ± 1,3	Triásico Superior (Carniano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Quebrada río del Medio, toba vítrea	236,0 ± 1,2	Triásico Superior (Carniano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Formación Pastos Blancos (N del área, varias muestras)	231 – 216	Triásico Superior (Carniano–Norian)	Ortiz & Merino (2015)
	U-Pb	Circón	Río Potrerillos, riolitas y tobas riolíticas	232 – 221	Triásico Superior (Carniano)	Maksaev et al. (2014)
<b>Estratos de quebrada El Tapado</b>						
	U-Pb	Circones detríticos	Limolita calcárea, base de los estratos de quebrada El Tapado	Edad máxima de depósito: ~175 Ma (población joven, n=2)	Jurásico Inferior (Toarciense sup.)	Murillo et al. (2017)
<b>Formación Lagunillas</b>						
	U-Pb	Circones detríticos	Río Del Medio, arenisca (sección sup. río Apolinario)	150,7 ± 1,5	Jurásico Superior (Kimmeridgiano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Quebrada La Plata, toba	147,8 ± 2,1	Jurásico Superior (Kimmeridgiano)	Ortiz & Merino (2015)
	U-Pb	Circones detríticos	Cerro La Guitarra, arenisca	149,5 ± 3,4	Jurásico Superior (Kimmeridgiano)	Merino (2013)
	U-Pb	Circón	Quebrada Los Pajonales, toba dacítica	146,3 ± 1,6	Jurásico Superior (Kimmeridgiano)	Mpodozis & Gardeweg (2008)
	U-Pb	Circón	Quebrada Piuquenes, toba dacítica	148,9 ± 2,1	Jurásico Superior (Kimmeridgiano)	Rossel et al. (2013)
	U-Pb	Circones detríticos	Quebrada Piuquenes, arenisca (2 m bajo toba analizada por Rossel)	147,5 ± 1,7	Jurásico Superior (Kimmeridgiano)	Merino (2013)
	U-Pb	Circones detríticos	Estudios de proveniencia (sin loc. exacta)	150,8 ± 4,0	Jurásico Superior (Kimmeridgiano)	Oliveros et al. (2012)
	U-Pb	Circones detríticos	Río Manflas, ladera sur, arenisca	157,5 ± 2,3	Jurásico Superior (Oxfordiano tardío–)	Salazar & Coloma (2016)

					Kimmeridgiano temprano)	
<b>Formación Algarrobal</b>						
	U-Pb	Circón	Quebrada Algarrobal (localidad tipo), toba de lapilli vítrea a lítica	142,4 ± 1,9	Jurásico Superior (Kimmeridgiano–Titoniano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Sector Los Cuartitos (adyacente a Falla La Punilla), toba lítica a cristalina	164,7 ± 1,0	Jurásico Medio (Calloviano)	Murillo et al. (2017)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Anfibola	Quebrada Pinte (54 km N), brecha volcánica (clasto andesítico, base de la formación)	163,4 ± 2,1	Jurásico Medio (Calloviano)	Rossel et al. (2013)
	U-Pb	Circón	Quebrada Pinte (estrato 100 m sobre la brecha), toba cristalina	151,4 ± 2,7	Jurásico Superior (Oxfordiano–Kimmeridgiano)	Rossel et al. (2013)
	U-Pb	Circón	Cerro Alto del Burro (área El Tránsito–Lagunillas), domo riolítico	141,3 ± 1,4	Jurásico Superior (Kimmeridgiano–Titoniano)	Salazar et al. (2013)
	U-Pb	Circón	Quebrada La Totorá, toba de lapilli dacítica	144,6 ± 2,1	Jurásico Superior (Kimmeridgiano)	Salazar (2012)
	U-Pb	Circón	El Tránsito–Lagunillas, toba de ceniza	136,2 ± 0,94	Cretácico Inferior (Berriasiano)	Salazar (2012)
	U-Pb	Circón	Área Río Chollay–Matancillas, varias muestras	135,0 ± 1,5 – 152,7 ± 2,3	Jurásico Superior–Cretácico Inferior (Kimmeridgiano–Berriasiano)	Ortiz & Merino (2015)
	U-Pb	Circón	Quebrada Quebraditas, brecha piroclástica	163,2 ± 2,2	Jurásico Medio (Calloviano)	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Quebrada Elqui, toba de lapilli	162,2 ± 1,6	Jurásico Medio (Calloviano)	Velásquez et al. (2021)
	U-Pb	Circón	Quebrada Algarrobal (30°S), parte media de la sucesión tipo, toba de lapilli	142,4 ± 1,9	Jurásico Superior (Kimmeridgiano)	Murillo et al. (2017)
	U-Pb	Circón	Carta Guanta–Los Cuartitos y Paso de Vacas Heladas, toba lítica	164,7 ± 1,0	Jurásico Medio (Calloviano)	Murillo et al. (2017)
	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Anfibola	Quebrada Pinte, sector del río del Tránsito	163,9 ± 1,4	Jurásico Medio (Calloviano)	Rossel et al. (2013)
	U-Pb / <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	Varios	Sector río del Carmen (29°30' S)	163–135	Jurásico Medio–Cretácico Inferior (Calloviano–Valanginiano)	Ortiz & Merino (2015)

**TABLA A2. RESUMEN CONTEO DE PUNTOS MODALES (%)**

Abreviaturas: Qz=cuarzo, Pl=plagioclasa, Or=ortoclasa, Mi=mica, Opx=ortopiroxeno, Cpx=clinopiroxeno, Amp=anfíbola, Bt=biotita, Ms=muscovita, Ser=sericita, Zrn=circón, Tit=titanita, Op=opacos, Ind=indeterminados. Q/A/P: normalizados QAPF.

**Mineralogía Primaria**

Muestra	Clasificación petrográfica	Tamaño de grano	Qz	Pl	Or	Mi	Opx	Cpx	Amp	Bt	Ms	Ser	Zrn	Tit	Op	Ind	Total	Q	A	P
GUR-141	Monzogranito	F-M	35.6	29.1	31.4	0	0	0	0	2.2	1.5	0	0	0	0.2	0	100.0	37.0	33.0	30.0
GUR-142	Monzogranito	F	42.5	19.4	28.7	0	0	0	0	8	0	0	0	0	0.9	0.5	100.0	47.0	32.0	21.0
GUR-143	Monzogranito	M	26.6	28	39.6	0	0	0	0	5.2	0	0	0	0	0.1	0.4	99.9	28.0	42.0	30.0
GUM-19	Monzogranito	C	54.2	21.6	17.4	0	0	0	0	3.5	0	0	0	0.1	0	3.2	100.0	58.0	19.0	23.0
PRV-043	Monzogranito	M-C	35.5	27.2	31.3	0	0	0	0	4.5	0	0	0	0	0.2	1.4	100.1	38.0	33.0	29.0
PRV-044	Monzogranito	M-C	32	23.1	39.8	0	0	0	0	3.7	0	0	0	0.1	0.3	0	100.0	34.0	42.0	24.0
PRV-046	Tonalita	M	39	52.5	1	0	0	0	0	7.2	0	0	0	0	0.3	0	100.0	42.0	1.0	57.0
PRV-049	Monzogranito	M-C	41.9	24.8	29.1	0	0	0	0	1.5	0	0	0	0	0.5	2.2	100.0	44.0	30.0	26.0
PRV-050	Monzogranito	M	31.2	26.5	35.3	0	0	0	0	4.2	0	0	0	0	0.4	2.5	100.1	34.0	38.0	28.0
PRV-079	Monzogranito	M-C	37.2	28.8	27.8	0	0	0	0	5	0	0	0	0	1.1	0.1	100.0	40.0	30.0	31.0
PRV-081	Granodiorito	F-M	39.5	40.7	13.7	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0.5	2.6	100.0	42.0	15.0	43.0
PRV-085	Sienogranito	F-M	48.8	10	33.1	0	0	0	0	1.6	0	0	0	0	0.6	5.9	100.0	53.0	36.0	11.0
PFC-069	Monzogranito	F-M	46.5	31.6	21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.2	0.7	100.0	47.0	21.0	32.0

PFC-073	Granodiorito	M	32	43	21	0	0	0	0	3.3	0	0	0	0.1	0.7	0.0	100.1	33.0	22.0	45.0
PFC-125	Cuarzo sienita	M-C	17.7	23.5	53.7	0	0	0	0	4.7	0	0	0	0.4	0.0	0.0	100.0	19.0	57.0	25.0
PFC-136	Monzogranito	M	33.7	24.4	35.6	0	0	0	0	1.6	0	0	0	0.7	4.1	0.1	100.1	36.0	38.0	26.0
PIM-43	Monzogranito	M	31.1	36.8	27.5	0	0	0	0	3.7	0	0	0	0.8	0.0	0.0	99.9	33.0	29.0	39.0
PIM-54	Granodiorita	M	36.7	45	15.2	0	0	0	0	0	0	0	0	2.4	0.7	0.0	100.0	38.0	16.0	46.0

### Mineralogía de Alteración

Muestra	Clasificación petrográfica	Ser	Cly	Chl	Ep	Ms	Op	Bt	Ind	Cc	Id	Qz	Amp	Srp	Total
GUR-141	Monzogranito	3.5	6.3	0.6	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	12.4
GUR-142	Monzogranito	2.3	6.6	3.2	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	17.1
GUR-143	Monzogranito	2.8	11.5	5	3.4	<1	0	0	0	0	0	0	0	0	22.7
GUM-19	Monzogranito	3.2	3	6.4	3	0	0	0	0	0	0	13	0	0	28.6
PRV-043	Monzogranito	2.7	12.7	3.3	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	19.2
PRV-044	Monzogranito	2.3	10.9	0.6	0.5	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	14.8
PRV-046	Tonalita	3.5	2.6	0.5	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7.1
PRV-049	Monzogranito	2.5	11.7	0.7	0	0.5	0	0	0	1	0	0	0	0	16.4
PRV-050	Monzogranito	2.1	2.4	1.3	0.5	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	6.8
PRV-079	Monzogranito	2.3	9.9	2.5	2.9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	17.6
PRV-081	Granodiorita	6.1	11.5	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	19.6
PRV-085	Sienogranito	0.9	5.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6.4
PFC-069	Monzogranito	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4
PFC-073	Granodiorita	4.3	6.6	2.7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13.6
PFC-125	Cuarzo Sienita	2.1	5.1	1.4	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	13.6
PFC-136	Monzogranito	1.9	5.8	1.6	1	0	0	0	0	0	0	5	0	0	15.3
PIM-43	Monzogranito	3.7	13.3	1.6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	18.6
PIM-54	Granodiorita	5.3	10.5	4.6	2.3	0	0	0	0	1	0	0	0	0	23.7