



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



## **Magmatismo Carbonífero – Triásico Medio (20-31°S): anomalías de la costa, segmentación y relación con la tectónica**

**Memoria para optar al Título de Geólogo**

**Sebastián Andrés Cabrera Troncoso**

**Profesor Patrocinante:** Dra. Verónica Oliveros Clavijo

**Profesionales Guías:** Dr. Javier Álvarez Amado  
Dra. Paulina Vásquez Illanes

**Profesores Comisión:** Dr. Oscar Figueroa Arriagada  
Dr. Osvaldo Rabbia Dalmasso

**Concepción, 2020**



*A quienes me enseñaron  
a respirar bajo el agua*

# ÍNDICE

	Página
RESUMEN.....	
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Generalidades y planteamiento del problema.....	1
1.2 Objetivos.....	10
1.2.1 Objetivo general.....	10
1.2.2 Objetivos específicos.....	10
1.3 Ubicación.....	11
1.4 Agradecimientos.....	12
2. METODOLOGÍA.....	14
2.1 Base de datos.....	14
2.1.1 Geocronología.....	16
2.1.2 Geoquímica.....	16
2.1.2.1 Asignación de edad.....	17
2.1.2.2 Campos sin datos.....	19
2.1.2.3 Cálculo de FeO, Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , FeO*.....	20
2.1.2.4 Cálculo de Eu/Eu*.....	20
2.1.2.5 Cálculo de espesor cortical.....	21
2.2 Diagramas geoquímicos.....	21
2.2.1 Consideraciones.....	23
2.2.1.1 Tierras raras y elementos trazas.....	23
2.2.1.2 Tipos de granitos.....	24
2.2.1.3 Adakitas.....	25
2.2.1.4 Ambiente tectonomagmático.....	25
2.3 Descripción petrográfica y análisis químico.....	26
2.3.1 Petrografía.....	26
2.3.2 Análisis químico.....	26
3. CONFIGURACIÓN GEOLÓGICA Y TECTÓNICA.....	27
3.1 Configuración tectónica y magmatismo.....	27
3.1.1 Carbonífero.....	27

3.1.2 Pérmico-Triásico Medio.....	28
3.1.3 Fases tectónicas y eventos de deformación.....	30
3.1.3.1 Orogenia Toco.....	30
3.1.3.2 Fase San Rafael.....	30
3.2 Área Cifuncho.....	33
3.2.1 Basamento paleozoico.....	34
3.2.2 Complejo Plutónico Cifuncho.....	34
3.2.3 Cobertura Mesozoica.....	35
3.2.4 Intrusivos Mesozoicos.....	35
3.2.4.1 Unidades intrusivas triásico-jurásicas.....	35
3.2.4.2 Unidades intrusivas jurásicas.....	35
3.2.5 Cobertura Cenozoica.....	35
4. RESULTADOS.....	36
4.1 Petrografía Complejo Plutónico Cifuncho.....	36
4.1.1 Sienogranitos.....	37
4.1.2 Monzogranitos.....	37
4.1.3 Granodioritas.....	38
4.1.4 Tonalitas.....	38
4.1.5 Alteración.....	38
4.2 Geoquímica Complejo Plutónico Cifuncho.....	40
4.2.1 Diagramas de clasificación.....	40
4.2.2 Diagramas de tierras raras y multielemento.....	42
4.3.5.2.3 Geoquímica isotópica.....	43
5. GEOCROLOGÍA Y GEOQUÍMICA CARBONÍFERO-TRIÁSICO MEDIO...	44
5.1 Geocronología.....	44
5.2 Geoquímica.....	45
5.2.1 Diagramas de clasificación.....	45
5.2.2 Diagramas de tierras raras y multielemento.....	52
5.3 Unidades morfoestructurales.....	56
5.3.1 Sierras Pampeanas.....	56
5.3.2 Cordillera Frontal.....	56



5.3.3 Cordillera Occidental y Puna.....	57
5.3.4 Cordillera de Domeyko.....	58
5.3.5 Cordillera de la Costa.....	59
6. DISCUSIÓN.....	62
6.1 Magmatismo Cordillera de la Costa.....	62
6.1.1 Características geoquímicas asociadas a subducción.....	62
6.1.2 Cordillera de la Costa vs Cordillera de Domeyko y Frontal .....	68
6.1.3 Posibles orígenes del magmatismo .....	70
6.1.4 Movimientos de la actividad magmática, ¿hay alguna pista? .....	73
6.1.5 Relación del magmatismo en las Sierras Pampeanas con el magmatismo de la Cordillera de la Costa .....	75
6.1.6 Conclusiones del magmatismo de la Cordillera de la Costa.....	76
6.2 Segmentación magmática.....	78
6.2.1 Características en común.....	78
6.2.1.1 Geocronología.....	78
6.2.1.2 Geoquímica.....	80
6.2.2 Características particulares.....	81
6.2.2.1 Geocronología.....	81
6.2.2.2 Geoquímica.....	82
6.2.5 ¿Segmentación espacial o temporal? .....	85
6.3 Relación entre magmatismo y tectónica.....	87
6.3.1 Ambiente tectonomagmático, adakitas y geoquímica isotópica.....	87
6.3.2 Evolución tectonomagmática.....	92
6.3.2.1 Etapa 1 (360-330 Ma).....	92
6.3.2.1 Etapa 2 (330-305 Ma).....	97
6.3.2.1 Etapa 3 (305-277 Ma).....	100
6.3.2.1 Etapa 4 (277-255 Ma).....	105
6.3.2.1 Etapa 5 (255-237 Ma).....	108
7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	112
7.1 Conclusiones.....	112
7.1.1 Etapa 1: 360-330 Ma.....	112

7.1.2 Etapa 2: 330-305 Ma.....	112
7.1.3 Etapa 3: 305-275 Ma.....	113
7.1.4 Etapa 4: 275-255 Ma.....	113
7.1.5 Etapa 5: 255-237 Ma.....	114
7.2 Recomendaciones.....	114
8. REFERENCIAS.....	115
ANEXO I: Descripción petrográfica.....	132
ANEXO II: Análisis químicos.....	156
ANEXO III: Otras figuras.....	163
ANEXO IV Compilación SNGM.....	FT

FT: Fuera del texto

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Franjas magmáticas entre el Carbonífero y Jurásico Inferior entre los 347 a 174 Ma.....	2
1. 2. Gráfico de edades de cristalización de rocas magmáticas vs distancia a la fosa actual.....	4
1. 3. a) Magmatismo Carbonífero-Pérmico presente en la Cordillera de la Costa.....	5
1. 4. Distribución del magmatismo Carbonífero-Triásico en el norte de Chile	7
1. 5. Mapa de ubicación.....	11
2. 1. Ubicación de datos geocronológicos (a) y geoquímicos (b) de las rocas magmáticas entre el Carbonífero y el Triásico Medio (compilación SNGM).....	15
2. 2. Metodología para la asignación de edades.....	18
2. 3. Histogramas de frecuencia para la categoría de edades de muestras geoquímicas.....	19
2. 4. Gráfico de porcentaje acumulado para los errores de las edades.....	23
3. 1. Resumen del magmatismo, estratigrafía y metamorfismo del norte de	

	Chile y noroeste de Argentina entre los 20-31°S.....	32
3.	2. Mapa geológico del área de estudio.....	33
4.	1. Microfotografías del Complejo Plutónico Cifuncho.....	36
4.	2. Triangulo QAP para muestras del Complejo Plutónico Cifuncho.....	37
4.	3. Grado de alteración para muestras del complejo plutónico Cifuncho.....	40
4.	4. Diagramas de clasificación para las muestras del Complejo Plutónico Cifuncho.....	41
4.	5. Discriminación de granitos tipo A, I y S para rocas del Complejo Plutónico Cifuncho.....	42
4.	6. Diagrama de tierras raras y multielemento para el Complejo Plutónico Cifuncho.....	43
5.	1. Distribución de edades de cristalización U-Pb y Ar-Ar.....	44
5.	2. Clasificación de rocas volcánicas.....	46
5.	3. Clasificación de rocas plutónicas.....	47
5.	4. Distribución temporal del tipo de magmatismo de acuerdo a el triángulo AFM para la clasificación de rocas subalcalinas (Irvine y Baragar, 1971).	48
5.	5. Distribución temporal del tipo de magmatismo de acuerdo a la clasificación MALI vs SiO <sub>2</sub> (Frost <i>et al.</i> , 2001).....	49
5.	6. Distribución temporal del tipo de magmatismo de acuerdo a la clasificación de granitos tipo A e I/S (Whalen <i>et al.</i> , 1987).....	50
5.	7. Distribución temporal del tipo de magmatismo de acuerdo de acuerdo a la clasificación de granitos tipo I y S (Takahashi <i>et al.</i> , 1980).....	51
5.	8. Distribución temporal del tipo de magmatismo de acuerdo a la clasificación de Shand (1943).....	52
5.	9. Diagrama de tierras raras normalizado al condrito (Sun y McDonough, 1989).....	54
5.	10. Diagrama multielemento normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).....	55
6.	1. Características geoquímicas similares entre sectores de la Cordillera de la Costa.....	63

6.	2.	Características geoquímicas disímiles entre sectores de la Cordillera de la Costa.....	66
6.	3.	Diagrama La/Yb vs Th/Lu (Madsen, 2004).....	67
6.	4.	Comparación de características químicas entre la Cordillera de la Costa, Cordillera de Domeyko y Frontal.....	69
6.	5.	Comparación de la composición de la Cordillera de la Costa y la composición promedio de elementos trazas de ambientes de generación de magmas.....	72
6.	6.	Segmentación latitudinal del magmatismo Carbonífero-Triásico Medio entre los 20-31°S.....	74
6.	7.	Variación del espesor cortical en las Sierras Pampeanas (Profeta <i>et al.</i> , 2015).....	76
6.	8.	Esquemas tectónicos relacionados al magmatismo costero Carbonífero-Pérmico.....	78
6.	9.	Comparación geoquímica entre franjas por segmento.....	80
6.	10.	Distribución temporal por segmento de las presiones alcanzadas en la formación de magmas de acuerdo a la razón Sm/Yb (Kay <i>et al.</i> , 1991)..	82
6.	11.	Gráfico Ba/La vs edad (Kay <i>et al.</i> , 2006) por segmento.....	84
6.	12.	Gráfico Nb/Y vs edad (Winter, 2013) por segmento.....	85
6.	13.	Gráfico Sr/Y vs edad (Profeta <i>et al.</i> , 2015) por segmento.....	86
6.	14.	Distribución temporal del tipo de magmatismo de acuerdo a la discriminación tectónica de Pearce <i>et al.</i> (1984).....	89
6.	15.	Distribución temporal del tipo de magmatismo de acuerdo a la discriminación de adakitas Sr/Y vs Y (Defant y Drummond, 1990) y La/Yb vs Yb (Madsen, 2004).....	90
6.	16.	Evolución temporal de parámetros isotópicos.....	92
6.	17.	Configuración tectonomágmática entre 360-330 Ma.....	94
6.	18.	Reconstrucción de placas tectónicas en Sudamérica entre los 360-231 Ma (modificada del material suplementario de Young <i>et al.</i> , 2019).....	96
6.	19.	Velocidad de convergencia vs edad.....	97
6.	20.	Configuración tectonomágmática entre 330-300 Ma.....	98

6.	21.	Características tectónicas y magmáticas entre los 360-305 Ma.....	99
6.	22.	Configuración tectonomágmática entre 300-285 Ma.....	100
6.	23.	Características tectónicas y magmáticas entre los 305-277 Ma.....	103
6.	24.	Configuración tectonomágmática entre 285-275 Ma.....	104
6.	25.	Configuración tectonomágmática entre 275-255 Ma.....	106
6.	26.	Características tectónicas y magmáticas entre los 277-256 Ma.....	107
6.	27.	Características tectónicas y magmáticas entre los 256-237 Ma.....	109
6.	28.	Configuración tectonomágmática entre 255-237 Ma.....	110
6.	29.	Periodos de engrosamiento cortical.....	111

## ÍNDICE DE TABLAS

	Tabla		Página
4.	1.	Resumen sobre las principales características magmáticas en cada unidad morfoestructural.....	60
5.	1.	Comparación valores geoquímicos para rocas con señal adakítica.....	65



## RESUMEN

El margen occidental de Sudamérica es considerado un laboratorio natural único para estudiar fenómenos geológicos en márgenes convergentes. Recientemente se ha demostrado que los procesos de subducción han sido continuos desde el Carbonífero hasta la actualidad, no obstante, la evolución tectónica y magmática sigue siendo permanente objeto de debate. A raíz de esto, se ha identificado una interesante generación magmática durante el Carbonífero Superior y Pérmico (320-256 Ma) en tres sectores aislados de la Cordillera de la Costa (Iquique, Taltal, Huasco) mientras se desarrollaba un arco magmático asociado a subducción más al interior de Gondwana entre los 20 y 31°S. No obstante, las causas involucradas son inciertas, al igual que su relevancia dentro del contexto tectónico de la época. El conocimiento geológico de este periodo de tiempo radica fundamentalmente en la caracterización del magmatismo que ha derivado en etapas temporales relacionadas a cambios en la tectónica. Numerosos trabajos han propuesto su propia segmentación magmática y tectónica basándose en diversas metodologías sin haber un consenso.

En este trabajo se intentan descifrar los procesos petrogenéticos involucrados en la generación del magmatismo costero anómalo, utilizando herramientas petrográficas y geoquímicas, con énfasis en el Complejo Plutónico Cifuncho. Además, se utilizan bases de datos (BD) geoquímica y geocronológica de rocas ígneas que abarcan el periodo de tiempo entre 360 a 237 Ma (Carbonífero-Triásico Medio) para evaluar la posible segmentación espacial y/o temporal del magmatismo y cuáles fueron los escenarios tectónicos más adecuados para la época, a la vez que se actualiza y refina la temporalidad de los procesos ocurridos. La BD geoquímica posee información de elementos mayores, trazas e isótopos mientras que la BD geocronológica está constituida por edades interpretadas como de cristalización U-Pb (~94%) y Ar-Ar (~6%). Aquí se utiliza preferentemente la información de coladas de lava, diques y plutones que tenga un error asociado menor a 10 Ma. El valor geocronológico de cada dato geoquímico fue otorgado utilizando criterios como la muestra, unidad geológica, rango de edad y litología.

Los nuevos datos geoquímicos presentados en este trabajo, que corresponden mayormente al Complejo Plutónico Cifuncho (tonalitas a sienogranitos con grado de alteración moderada), indican que éste se habría formado *in situ* y estaría asociado a procesos de subducción. Al integrar la información geoquímica de las localidades magmáticas de la costa se observan similitudes que indican un origen común indudablemente relacionado a subducción y asimilación/fusión de sedimentos como un proceso fundamental en la generación de estos magmas, sin descartar la participación de manto y destacándose la abundancia de granitos tipo A en el sector ubicado más al norte. El magmatismo costero presenta diferencias geoquímicas con el interior continental intrínsecas a la distancia a la fosa a la que se generaron. La señal adakítica y la clasificación de arco volcánico a sin-colisional de estos magmas habría sido originada por la importante asimilación de sedimentos del prisma acrecionario, siendo poco probable la participación de una dorsal meso-oceánica. El contexto geodinámico que permitió la fusión del prisma acrecionario habría sido el ascenso de material astenosférico caliente favorecido por *roll-back* y/o retroceso de la placa oceánica.

De acuerdo al análisis exhaustivo de las características geoquímicas y geocronológicas del magmatismo Carbonífero-Triásico Medio, este puede ser dividido en 5 etapas temporales (360-330 Ma, 330-305 Ma, 305-275 Ma, 275-255 Ma, 255-237 Ma). Una segmentación espacial es difícil de lograr dada la magnitud temporal del estudio. El margen de Gondwana habría estado sometido a extensión durante casi todo el Carbonífero provocando *roll-back*, elevación del gradiente geotérmico por ascenso de material astenosférico y retro-expansión del magmatismo desde las Sierras Pampeanas hacia el oeste entre los ~335-330 Ma. Luego, entre los 305-285 Ma, la formación de una raíz cortical magmática, el aumento de la velocidad de convergencia y disminución del aporte sedimentario a la fosa derivaron en la disminución del ángulo de subducción provocando deformación compresiva, exhumación, metamorfismo y expansión del magmatismo hacia el este entre los 285-270 Ma (Fase San Rafael). No se descarta la participación de una dorsal asísmica en la somerización de la placa oceánica, mientras una pequeña parte de la litósfera habría sido delaminada (285-275 Ma). Se destaca que el efecto de la somerización del ángulo de subducción habría sido menor a lo que se observa en la zona de *flat-slab* actual en Chile central. Posteriormente, la disminución de la velocidad de convergencia y el movimiento de Pangea hacia el este, habrían generado transtensión/extensión desde los 270 Ma hasta los 255-250 Ma, aumentando la actividad magmática de intraplaca y granitos tipo A, sin la necesidad de *roll-back* de la placa oceánica. En la última etapa temporal del magmatismo (255-237 Ma) se registra un nuevo aumento en el espesor cortical y magmas de alta presión, respondiendo al régimen compresivo que sugiere la configuración en la tectónica de placas y su cinemática.

El factor predominante en la variación tectónica y magmática fue la cinemática de placas, lo cual influyó en factores secundarios como la evolución de la corteza continental y el ángulo de subducción. No obstante, el importante sesgo en los datos requiere la elaboración de más trabajos de investigación en este periodo de tiempo.

# 1. INTRODUCCIÓN

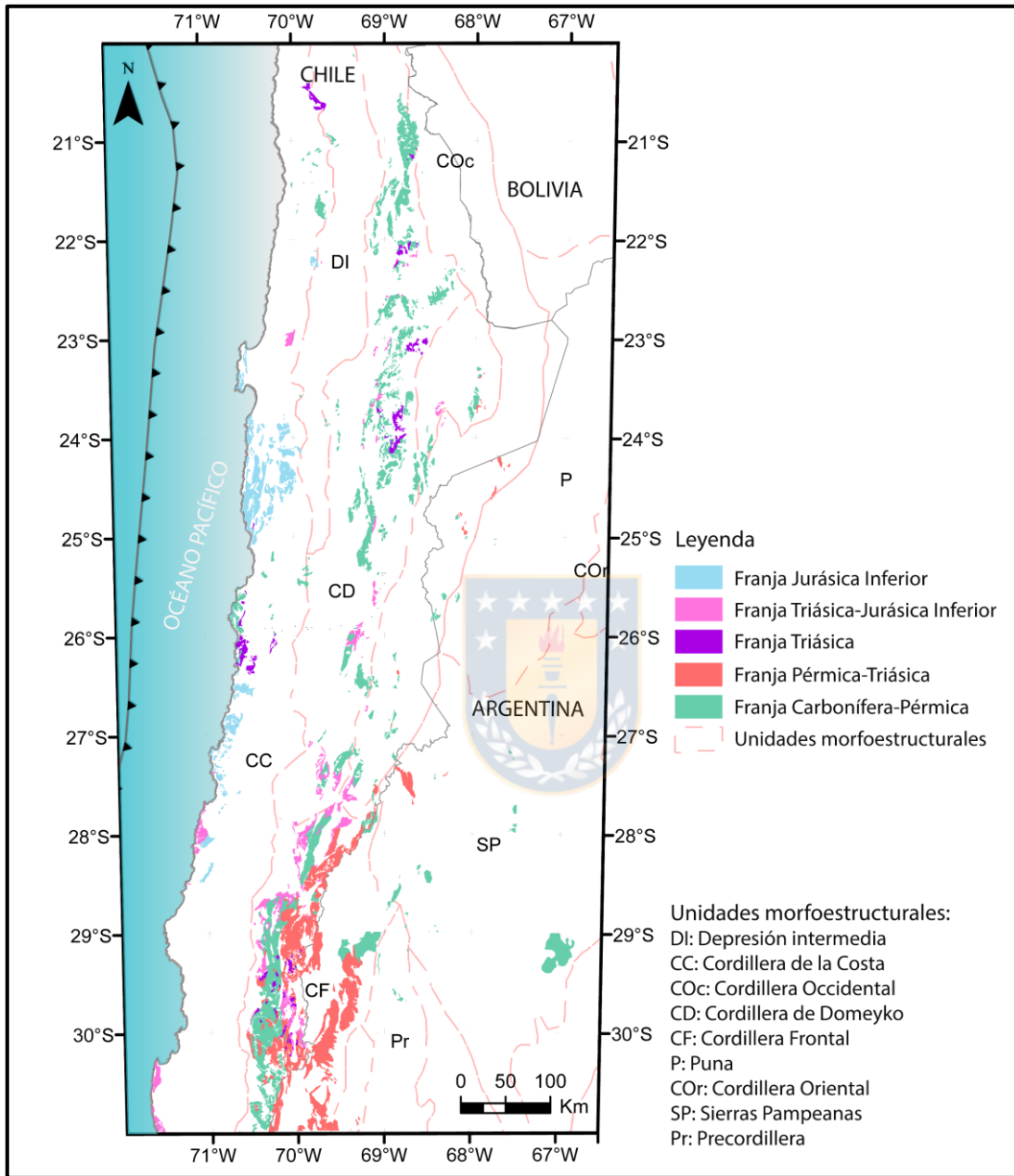
## 1.1 Generalidades y planteamiento del problema

En la última década se ha realizado un extenso y exhaustivo plan de cartografía geológica a cargo del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), que ha cubierto casi por completo el norte de Chile entre los 18° y 31°S. Como producto del levantamiento geológico del Plan Nacional de Geología se ha generado información nueva y actualizada de la geología de Chile a escala 1:100.000. La definición y mapeo de nuevas unidades y la revisión y reinterpretación de otras, en gran medida, ha sido gracias a la una importante cantidad de dataciones radiométricas realizadas (~1700) abarcando un amplio rango espacial y temporal.

En el norte de Chile y noroeste de Argentina afloran rocas magmáticas de diferentes épocas dentro del Fanerozoico (Figura 1.1), las cuales pueden agruparse en franjas aproximadamente norte-sur (Servicio Nacional de Geología y Minería, 2004; Seggiaro *et al.*, 2015; Fauqué *et al.*, 2018; Candiani y Cravero, 2017; Cardó *et al.*, 2007; Seggiaro *et al.*, 2007; Rubiolo *et al.*, 2003; Zappettini y Blasco, 2001; Fauqué y Caminos, 2006; Cardó *et al.*, 2005). En el contexto de este trabajo, se identifican y describen las franjas magmáticas entre el Carbonífero y el Jurásico Inferior:

- (1) Franja carbonífera-triásica medio (350-235 Ma), que incluye granitoides de anfíbola y biotita. Secuencias volcánicas continentales (lavas, tobas y brechas andesíticas a riolíticas), rocas epiclásticas e intercalaciones de areniscas, conglomerados y calizas. Distribuida entre la Cordillera de Domeyko, Cordillera Frontal y Sierras Pampeanas
- (2) Franja pérmica-triásica (270-205 Ma), constituida principalmente por granitos y granodioritas. Secuencias volcánicas continentales y complejos subvolcánicos con intercalaciones de areniscas y conglomerados. Ubicada en la Cordillera de Domeyko y Cordillera Frontal
- (3) Franja triásica (240-205 Ma), engloba granitos leucocráticos, monzo- y sienogranitos de dos micas, granodioritas, tonalitas, dioritas de anfíbola y biotita y gabros. Secuencias sedimentarias y volcánicas continentales (rocas epiclásticas fosilíferas, calizas estromatolíticas, lavas, brechas y tobas andesíticas a riolíticas). Establecida en la

Cordillera de Domeyko, Cordillera Frontal y en partes locales de la Cordillera de la Costa.



**Figura 1.1. Franjas magnéticas entre el Carbonífero y Jurásico Inferior entre los 347 a 174 Ma.** Mapa basado en Mapa geológico de Chile 1:1.000.000 (Servicio Nacional de Geología y Minería, 2004) y cartas geológicas argentinas 1:250.000 (Seggiaro *et al.*, 2015; Fauqué *et al.*, 2018; Candiani y Cravero, 2017; Cardó *et al.*, 2007; Seggiaro *et al.*, 2007; Rubiolo *et al.*, 2003; Zappettini y Blasco, 2001; Fauqué y Caminos, 2006; Cardó *et al.*, 2005). Las morfoestructuras son modificadas de Tassara y Yañez (2003).

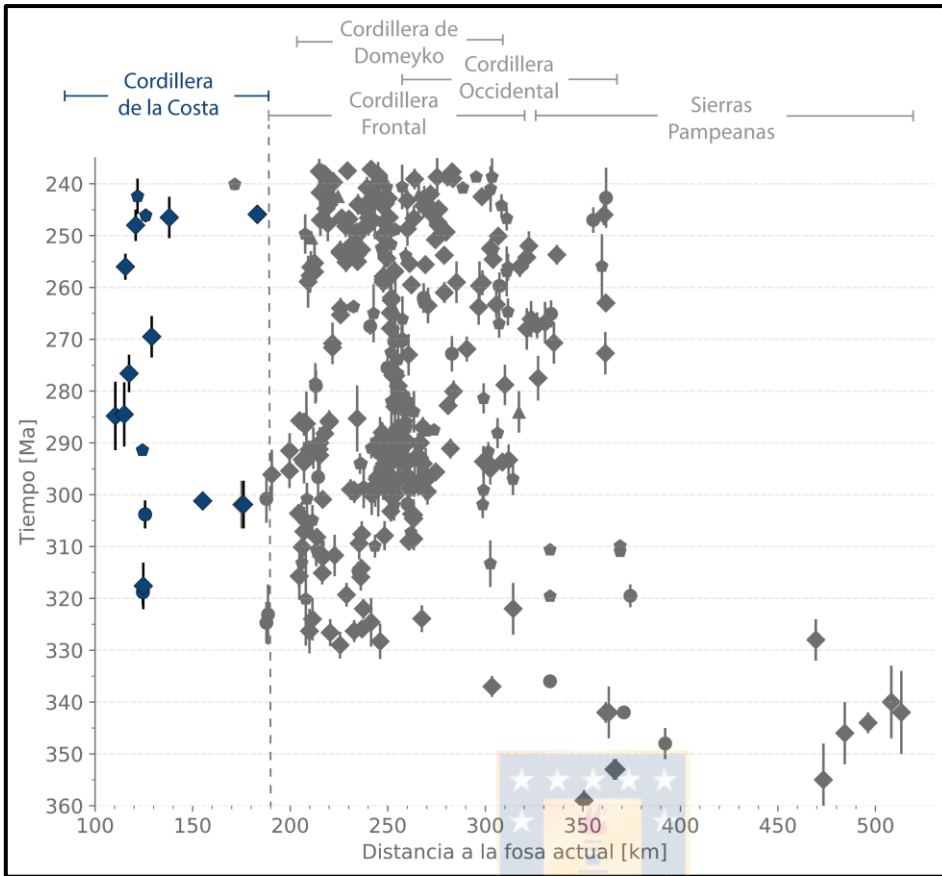
- (4) Franja triásica-jurásica (212-180 Ma), incluye granodioritas, monzogranitos, monzodioritas, dioritas y gabros. Secuencias volcánicas continentales y transicionales



con intercalaciones de areniscas y conglomerados. Principalmente en la Cordillera de la Costa.

- (5) Franja jurásica inferior (202-178 Ma), contiene dioritas, gabros, monzodioritas, granodioritas y tonalitas ubicadas en la Cordillera de la Costa.

Con los datos geocronológicos es posible observar la variación espacial de estas franjas magmáticas (*e.g.*, Mpodozis y Ramos, 1989; Scheuber y Reutter, 1992; Ramos y Folguera, 2009). Recientemente, Álvarez *et al.* (2018) mostraron una recopilación de datos geocronológicos de la cual se desprende que el magmatismo fue continuo, al menos, desde el Carbonífero. En este periodo, la actividad ígnea más antigua se ubica en las Sierras Pampeanas, 500 km al este de la fosa actual (Alasino *et al.*, 2017). Luego, el foco magmático se desplazó hacia el oeste, concentrándose principalmente en la Cordillera Frontal y de Domeyko durante el Carbonífero superior y Triásico Medio (Munizaga *et al.*, 2008; Hervé *et al.*, 2014; Maksaev *et al.*, 2014). No obstante, durante este periodo de tiempo también existen registros de actividad magmática en la Cordillera de la Costa, los cuales son anómalos con respecto a la posición del arco contemporáneo (Figura 1.2). La ubicación de estos registros podría indicar que estas unidades habrían sido generadas en un contexto de antearco, como lo sugirieron Creixell *et al.* (2016). También se distingue una disminución de la actividad ígnea en el límite Cisuraliano-Guadalupiano (Hervé *et al.*, 1988), a la vez que ocurre una expansión del arco hacia el este (Maksaev *et al.*, 2014). Luego de ello, ocurriría una migración hacia la Cordillera de la Costa durante el Triásico Superior (del Rey *et al.*, 2019; Oliveros *et al.*, 2020) provocada por *roll-back* de la litósfera oceánica junto a erosión termal de la litósfera continental (Oliveros *et al.*, 2020). Desde entonces, el arco permaneció estable en esta morfoestructura durante todo el Jurásico, con gran actividad magmática en la parte inferior de este periodo (Álvarez *et al.*, 2018). Las unidades intrusivas y volcánicas de este último periodo han sido agrupadas en el llamado arco magmático La Negra, el cual según Mpodozis y Ramos (1989) se extendió por al menos 1000 km entre los 18-26°S. Posteriormente, desde el Cretácico Inferior comenzó la migración paulatina y continua del arco hacia el este, estableciéndose nuevamente en la Cordillera Frontal, Occidental y de Domeyko en el Mioceno (Álvarez *et al.*, 2018).

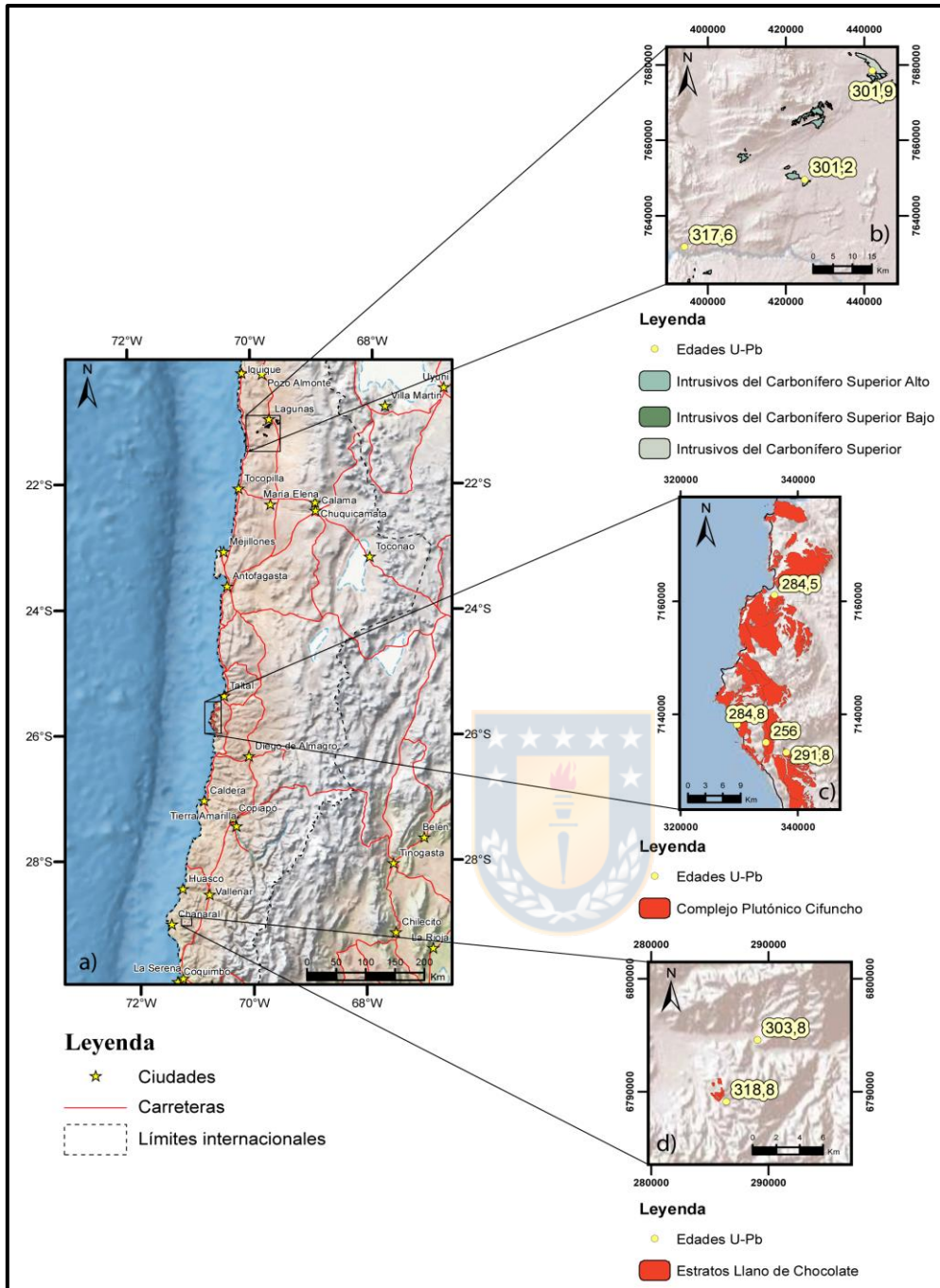


**Figura 1.2.** Gráfico de edades de cristalización de rocas magmáticas vs distancia a la fosa actual.

Como ya se mencionó en el párrafo anterior, resulta interesante la distinción de magmatismo costero que se ubica al oeste de la franja magmática principal entre el Carbonífero superior a Triásico Medio (Figura 1.2). Si se considera que en este periodo de tiempo la subducción de la placa oceánica ocurría hacia el este, estos focos magmáticos estarían ubicados en una posición de antearco. Las unidades geológicas que representan esta actividad se generaron entre el Carbonífero Superior y Pérmico y se encuentran en afloramientos aislados en las siguientes localidades (Figura 1.3.a):

(1) Sector A (sur de Iquique): granitos del Carbonífero Superior Bajo (Vásquez *et al.*, 2018) y granitos del Carbonífero Superior Alto (Vásquez *et al.*, 2018; Sepúlveda *et al.*, 2014).

(2) Sector B (sur de Taltal): Complejo Plutónico Cifuncho, con rango de edades U-Pb en circones entre 292 Ma y 256 Ma (Contreras *et al.*, 2013; Berg *et al.*, 1983) y Plutón Pan de Azúcar, con edades U-Pb entre 276 y 269 Ma (Maksaev *et al.*, 2014) y una edad más joven de  $230 \pm 8$  Ma reportada por Berg y Baumann (1985).



**Figura 1.3. a) Magmatismo Carbonífero-Pérmico presente en la Cordillera de la Costa.** En b, c y d se muestran los afloramientos las unidades mencionadas en el texto. b) Sector A: Al sur de Iquique, c) Sector B: sur de Taltal y d) Sector C: sur de Huasco. Mapas y edades provenientes de los trabajos de Sepúlveda *et al.* (2014) y Vásquez *et al.* (2018) (b), Contreras *et al.* (2013) y Berg *et al.* (1983) (c), Creixell *et al.* (2012) y Creixell *et al.* (2016) (d).

(3) Sector C (sur de Huasco): Estratos de Llano de Chocolate, definidos por Welkner *et al.* (2006) como una secuencia clástica y carbonatada marina de edad pérmica, basado en su contenido fosilífero. Por otro lado, en el trabajo realizado por Creixell *et al.* (2016), se encuentran

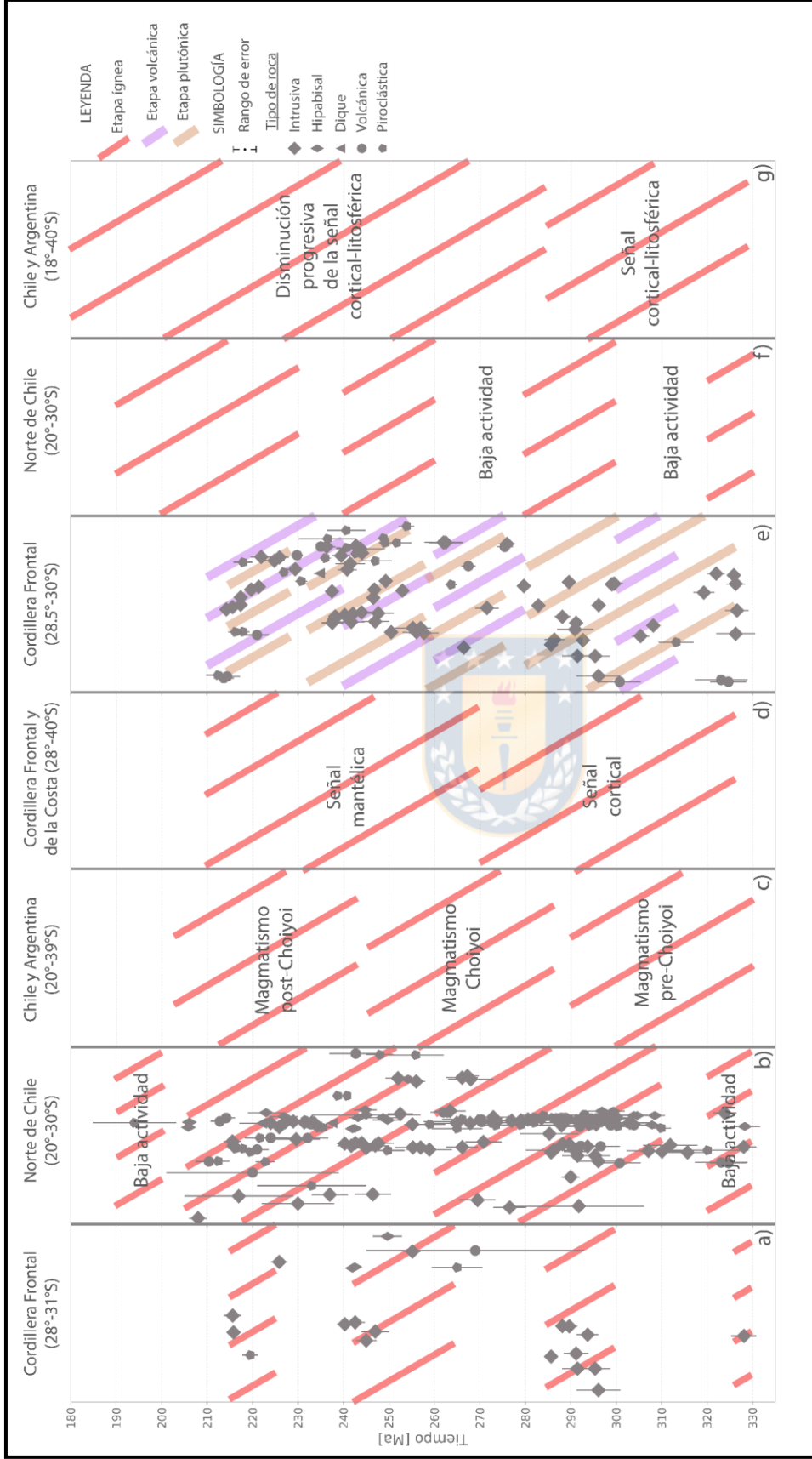
rocas volcánicas ácidas (dacitas y riolitas) y piroclásticas (tobas riolíticas) con dataciones U-Pb en circones entre 319 y 291 Ma.

Comparado con las unidades magmáticas contemporáneas encontradas en la Cordillera Frontal y de Domeyko, existen pocos estudios que incluyan las unidades carbonífero-triásicas de la Cordillera de la Costa, más aún, que incorporen datos geoquímicos y geocronológicos (*e. g.*, métodos U-Pb y/o Ar-Ar) (Brown, 1991; Makshev *et al.*, 2014; Creixell *et al.*, 2016; Coloma *et al.*, 2017). Por un lado, Brown (1991) comparó el magmatismo permotriásico de la Cordillera de la Costa de Chañaral (292-278 Ma) con el magmatismo del Altiplano a la misma latitud y edad relativamente similar (270-248 Ma) concluyendo que estas unidades constituyeron un mismo arco volcánico en un régimen de subducción y que posteriormente fueron separadas en un régimen extensional mesozoico. Por otro lado, Creixell *et al.* (2016) indicaron que las rocas volcánicas y volcanoclásticas ácidas presentes en los Estratos de Llano de Chocolate corresponden a magmatismo de antearco resultado de un gradiente geotérmico elevado asociado a la reciente reactivación del ciclo de subducción en el margen occidental de Gondwana, lo cual permitiría la fusión de las rocas del prisma acrecionario.

Adicionalmente, se han realizado algunos estudios relacionados al magmatismo del Paleozoico superior-Triásico que intentan dividirlo en diferentes etapas temporales (Figura 1.4). Estas divisiones se basan principalmente en la distribución de edades U-Pb en circones (Hervé *et al.*, 2014; Makshev *et al.*, 2014; Sato *et al.*, 2015; Mpodozis *et al.*, 2018a), geoquímica elemental e isotópica (del Rey *et al.*, 2016; Oliveros *et al.*, 2020) y en la extensión de afloramientos de las unidades volcánicas e intrusivas (Murillo *et al.*, 2018; Velásquez *et al.*, 2018). A continuación, se describen de manera breve estos trabajos y sus resultados:

- Hervé *et al.* (2014) dividieron el magmatismo de la Cordillera Frontal (28-31°S), en 4 episodios de intrusión, basado en la distribución temporal de edades U-Pb de circones ígneos, estos son: (1) 330-326 Ma, (2) 301-284 Ma, (3) 264-242 Ma y (4) 225-215 Ma.

- Makshev *et al.* (2014) segmentaron la actividad ígnea entre los 20-30°S en 2 grandes episodios, basado en histogramas de frecuencia y curvas de densidad de probabilidad de edades U-Pb: (1) 310-260 Ma y (2) 255-205 Ma, con etapas de menor actividad entre los 330-320 Ma y 200-190 Ma. Cabe destacar que estos autores interpretaron una migración o expansión del eje magmático hacia el este entre los 256-243 Ma.



- Sato *et al.* (2015) propusieron 3 etapas para el magmatismo Paleozoico tardío a Triásico, basándose en nuevas dataciones U-Pb en el Batolito Colangüil y en una recopilación de edades entre los 20-39°S. Aquí se sugieren las etapas de acuerdo a la definición temporal del magmatismo Choiyoi (~286-247 Ma), las unidades intrusivas previas fueron designadas a la etapa pre-Choiyoi (323-286 Ma), mientras que las posteriores fueron asignadas a la etapa post-Choiyoi (~247-200 Ma).

- del Rey *et al.* (2016) dividieron el magmatismo Carbonífero-Triásico entre los 28-40°S en 2 etapas, basándose en el sistema isotópico Lu-Hf medido en circones. Ellos concluyen que ocurrió una etapa de magmas corticales entre los 325-270 Ma, mientras que a continuación se generarían magmas de carácter mantélico entre los 270-210 Ma.

- En la Cordillera Frontal, entre los 28°30'-30°S, se identifican 5 etapas para el volcanismo (Murillo *et al.*, 2018), estas son: (1) 313-300 Ma, extrusión de riolitas y andesitas de la Formación Cerro Bayos; (2) 300-280 Ma, *gap* volcánico coincidente con etapas tempranas de la Fase San Rafael; (3) 280-260 Ma, predominio de rocas piroclásticas dacíticas y riolíticas de la Formación Laguna Chica, asociada a etapas tardías de la Fase San Rafael; (4) 260-240 Ma, depositación sintectónica de tobas dacíticas a riolíticas de la Formación Guanaco Sonso en contexto extensional, (5) 240-210 Ma, se produce la extrusión de rocas riolíticas a basálticas de la Formación Pastos Blancos coetánea con importantes cuencas extensionales.

- Velásquez *et al.* (2018) segmentaron la actividad ígnea intrusiva de esa área (28°30'-30°S) en 4 etapas: (1) 326-280 Ma, periodo con mayor actividad magmática sin *gaps* significativos. Como consecuencia del ensamblaje de Pangea, existe un aumento del volumen de magma generado a los 300 Ma, en conjunto con el *gap* volcánico de la zona (Murillo *et al.*, 2018); (2) 276-259 Ma, pequeños y aislados afloramientos al este de las unidades de la primera etapa, de lo cual se interpreta una migración del arco hacia el este asociada a la disminución de la velocidad de convergencia; (3) 258-233 Ma, emplazamiento de granitoides de grano grueso, se correlaciona con el magmatismo post-Choiyoi y estaría genéticamente relacionado a la rotación antihoraria de Pangea (Riel *et al.*, 2018); (4) 229-214 Ma, disminución del volumen de magma y cuerpos plutónicos se presentan de manera aislada, sin formar una franja continua.

- Mpodozis *et al.* (2018a) separaron el magmatismo del norte de Chile (entre los 21-30°S) en 4 eventos discretos: (1) 330-320 Ma, caracterizado por stocks dispersos relacionados a



subducción; (2) 300-280 Ma, caracterizado por grandes cantidades de magmatismo, (3) 260-240 Ma y (4) 230-190 Ma, marcados por cambios drásticos en el magmatismo, con granitos de 2 micas y volcanismo bimodal, de igual forma, distinguen 2 episodios de baja a nula actividad magmática a los 320-300 Ma (*gap*) y 280-260 Ma (baja actividad) que coincide con la Fase San Rafael.

- Oliveros *et al.* (2020) indicaron dos grandes etapas en el magmatismo, de acuerdo a los cambios en su geoquímica ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  y  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ). Una primera etapa compresiva durante el Carbonífero-Pérmico inferior (~330-285 Ma) seguida de una etapa transtensional (Pérmico medio-Jurásico), donde un posible *roll-back* de la placa oceánica pudo inducir extensión en la corteza continental.

Desde el punto de vista tectónico, la evolución magmática del Carbonífero al Triásico, presenta tres eventos de primer orden:

(1) Reactivación de la subducción en el Carbonífero inferior (Maksaev *et al.*, 2014; del Rey *et al.*, 2016; Creixell *et al.*, 2016) o Carbonífero superior (Bahlburg y Hervé, 1997).

(2) Fase San Rafael (FSR) en el Pérmico, de régimen compresivo y reconocida ampliamente en el Bloque San Rafael, Cordillera Frontal y la parte occidental de la Precordillera argentina (Azcu y Caminos, 1987; Llambias y Sato, 1990; Gregori y Benedini, 2013). La ocurrencia de la FSR también ha sido propuesta en estudios recientes en la Cordillera de Domeyko, y estaría representada por una discordancia angular entre las formaciones Cerro El Árbol y Sierra del Tigre (Montecino *et al.*, 2018) y por la generación de un *flat-slab* (Tomlinson *et al.*, 2012).

(3a) Cese de la subducción en el Pérmico superior-Triásico Inferior (Mpodozis y Kay, 1990; Mpodozis y Kay, 1992; Martin *et al.*, 1999) producto de la colisión de un terreno alóctono (Terreno Equis) en el Pérmico medio (Mpodozis y Kay, 1990).

(3b) Alternativamente, subducción con régimen tectónico extensional, (Hervé *et al.*, 2014; Maksaev *et al.*, 2014; del Rey *et al.*, 2016; Coloma *et al.*, 2017), donde se propone una delaminación litosférica o adelgazamiento de la corteza (Oliveros *et al.*, 2020).

Considerando estas características tectónicas junto a la presencia anómala y local de cuerpos intrusivos en la Cordillera de la Costa y los diferentes pulsos de magmatismo descritos

en este tiempo, se hace relevante estudiar la relación entre el magmatismo y los rasgos tectónicos encontrados en el área de estudio.

Además, estas propuestas abren el debate sobre cómo se formaron los focos de magmatismo costero: ¿son aislados o representan una franja magmática? ¿cuáles son las características que definen este magmatismo costero? ¿corresponde a magmatismo de antearco?, si es así ¿qué tipo de magmatismo de antearco: relacionado a la subducción de una dorsal meso-oceánica o a la dinámica propia del *slab*? ¿son parte de la misma franja magmática que la encontrada al interior o constituye una doble franja magmática junto con la instaurada en la Cordillera Frontal y de Domeyko? ¿qué evidencias se deben encontrar para poder definir el ambiente tectónico en el que se desarrolló este magmatismo?

En este trabajo se presentará un análisis geocronológico y geoquímico integrado del norte de Chile para intentar explicar el magmatismo Carbonífero Superior-Pérmico de la Cordillera de la Costa, contrastando esta información con modelos previos para dilucidar la evolución magmática del norte de Chile y noroeste de Argentina entre el Carbonífero y el Triásico Medio, como parte del margen occidental de Gondwana.



## 1.2 Objetivos

### 1.2.1 Objetivo general

Explicar la evolución espacial y temporal del magmatismo de la Cordillera de la Costa del norte de Chile entre el Carbonífero Superior y Pérmico.

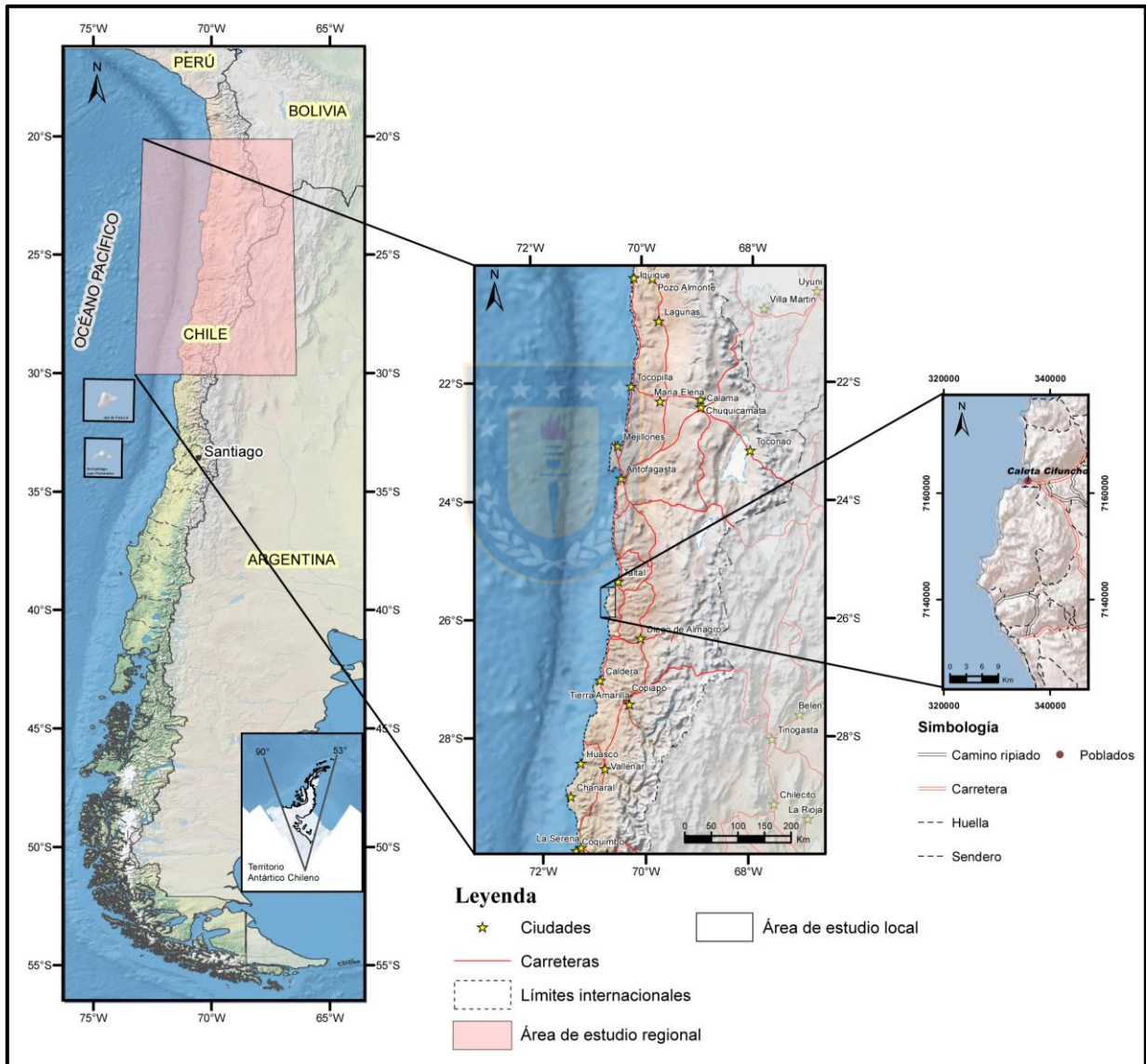
### 1.2.2 Objetivos específicos

- a. Identificar variaciones geoquímicas-espaciales en el magmatismo de la Cordillera de la Costa entre el Carbonífero Superior y Pérmico.
- b. Diferenciar los tipos de magmatismo existentes en la zona de estudio entre el Carbonífero y Triásico Medio.
- c. Proponer un modelo tectónico general que explique la distribución espacio-tiempo-tipo del magmatismo Carbonífero-Pérmico de la Cordillera de la Costa.



### 1.3 Ubicación

El área de estudio se encuentra entre las latitudes 20°S y 31°S y abarca las regiones de Tarapacá, Antofagasta, Atacama y Coquimbo y el sector noroeste de Argentina hasta los 66°W por el este. Los análisis petrográficos y geoquímicos se realizan en la parte suroeste de la región de Tarapacá (al norte de Quillagua) y al sureste de la región de Antofagasta (al sur de Taltal) (Figura 1.5).



**Figura 1.5. Mapa de ubicación.** Se muestra el área local de estudio, la cual comprende los afloramientos del Complejo Plutónico Cifuncho y, además, el área de contexto regional (cuadrángulo rosado).

## 1.4 Agradecimientos

Primero agradezco a Javier Álvarez, Paulina Vásquez y Verónica Oliveros, quienes fueron un apoyo fundamental en todo el desarrollo de este trabajo, gracias por sus ideas, revisiones y consejos. También agradezco las oportunas y enriquecedoras participaciones de Juan Pablo Contreras, Fernando Sepúlveda, Mauricio Espinoza, Christian Creixell, Ismael Murillo, Felipe Coloma, Ricardo Velásquez, Edmundo Polanco y Rodrigo Arcos, quienes resolvieron en más de algún momento alguna duda fortuita. No puedo dejar de agradecer a Isabella Ciocca, quien con su ayuda me hizo más fácil el “asunto” de graficar. Y cómo olvidar al Plan Nacional de Geología, el magno proyecto de geología básica de Chile, que financió la toma, procesamiento y caracterización geoquímica de las muestras analizadas en este estudio. De forma especial, agradezco la oportunidad de haber trabajado en el Departamento de Geología Regional del SERNAGEOMIN, jamás olvidaré las idas y venidas para llegar a laborar: los pedaleos por calle Brasil y por Club Hípico con su típico aroma de equino, el parque Forestal, el semáforo eterno de Teatinos con Rosas o las veces que estuve a punto de morir atropellado.

En segundo lugar, quiero agradecer a los docentes y funcionarios del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción. Gracias a Don Iván Orellana, Carlitos Silva, Pedro Bravo, Don Raúl Nuñez, por su amabilidad y gratos momentos en el departamento y en terreno. Agradezco a los miembros de la comisión evaluadora, Oscar Figueroa y Osvaldo Rabbia, por el tiempo que dedicaron a la revisión de este trabajo. También agradezco los conocimientos y oportunidades de aprendizaje que me proporcionaron los docentes Klaus Bataille, Verónica Oliveros, Andrés Tassara, Joaquín Cortés y Osvaldo Rabbia, sus contribuciones fueron claves en mi formación universitaria.

En tercer lugar, agradezco a mi gigantesca familia. Primero a mi núcleo, a quien es un ejemplo de humanidad, de consciencia y de superación, mi madre Elena Henríquez, gracias por darme las herramientas para crecer, creer y soñar, directa o indirectamente. También a mi hermana y hermano, Javiera y Felipe, por ayudarme a juntar fútiles piedras en los lagos y desiertos que atravesamos. A la Andrea, por ayudarme a entender algunas cosas de la vida. A mi tía Paola, por la atención y el cariño que me ha dado. A la Gabi y el Pato, por abrirme las puertas de su casa y enseñarme tanto sobre la buena música y cocinar como los dioses.

Agradezco la agradable compañía de aquellas personas que conocí en el periodo universitario. Primero, a Nadia Jara por su compañía, amor, palabras y abrazos; gracias por ser una cápsula de ternura, diversión y felicidad. A los buenos amigos Wladimir Acevedo (sé que algún día dominarás este mundo o el que tú quieras) y Diego Monares (tus ojos iluminan mi camino cuando estoy desnudo y perdido), para mí fue un placer arrullarlos antes de dormir. A Enrique Crisóstomo (tengo una foto tuya que le prendo velitas todos los días) y Joaquín Godoy (algún día tendrás tu muni personal, ¡lo sabes!), quienes me han declarado cosas que no puedo escribir aquí. A los clásicos e infinitos que nos juntábamos a copetearnos desparramando las mesas del Neruda o donde fuere: Javiera Jiménez, Josefa Velásquez, Valentina Espinoza, Ignacio Pavez, Leslie Guajardo, José Sepúlveda, buenos momentos siempre. Por último, se agradecen las presencias misceláneas de Claudio Schulz, Rodrigo “master of puppets” Ulloa e Ignacio Bernard, sigan así!!.

Finalmente, le agradezco al personaje que escribió y re-escribió este trabajo, Sebastián, el mundo no sería el mismo sin tu eterna simpatía y juventud.



## 2. METODOLOGÍA

### 2.1 Base de datos

A raíz de la motivación por estudiar el magmatismo de la zona norte de Chile, se creó una base de datos para recopilar la información geocronológica disponible, principalmente proveniente de las cartas geológicas de escala 1:100.000 elaboradas por el SERNAGEOMIN y artículos científicos. Adicionalmente, se utilizó la estructura e información de la base de datos de la memoria de título de Ciocca (2018) y Oliveros *et al.* (2020), que incluye información geoquímica y geocronológica. En la Figura 2.1 se exhiben los datos utilizados en el periodo de estudio (compilación SNGM).

Es importante señalar que ambas bases de datos solo incorporan información de rocas ígneas, dejando de lado la información geocronológica y química de rocas sedimentarias y metamórficas.



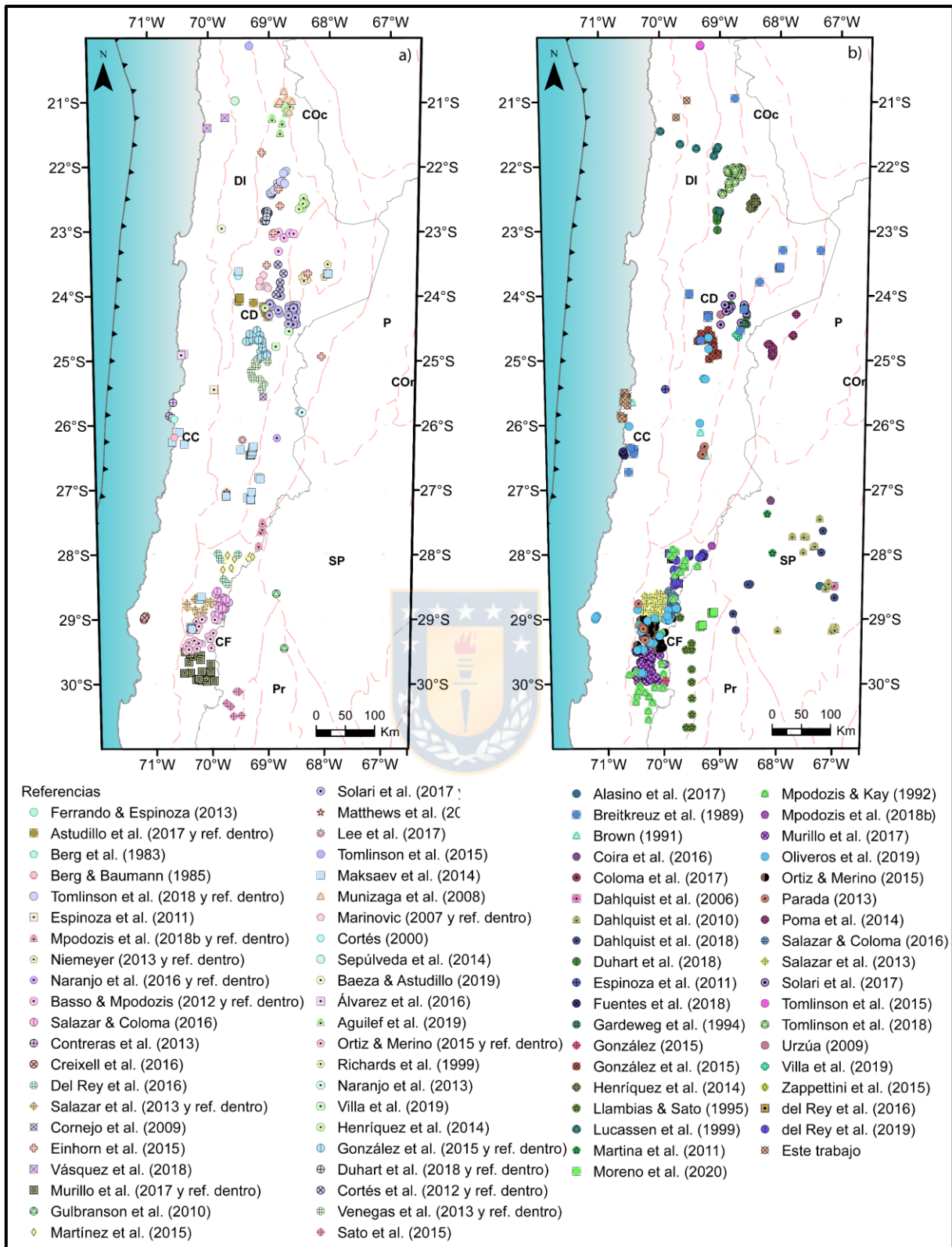


Figura 2.1. Ubicación de datos geocronológicos (a) y geoquímicos (b) de las rocas magmáticas entre el Carbonífero y el Triásico Medio (compilación SNGM).

### 2.1.1 Geocronología

La base de datos incluye, en orden por columna: (1) código de la muestra; (2) el método y (3) material utilizado para la datación radiométrica, para objetos del estudio, solo se consideran datos obtenidos mediante los métodos U-Pb y Ar-Ar; (4) edad (Ma); (5) error; (6) evento datado, esto es, “cristalización” o “enfriamiento”, dependiendo de qué proceso geológico se está datando con la muestra; (7) tipo de roca, aquí se discriminó entre rocas plutónicas (“Plutón”), coladas de lava (“Lava”), depósitos piroclásticos (“Piroclástica”) y diques (“Dique”); y para cada tipo de roca se discretizaron las litologías en la columna (8) Litología; (9) Unidad geológica; (10) Código de la unidad, solo usado para la información proveniente del SERNAGEOMIN; (11) Referencias; (12) Observaciones; (13) Carta geológica; (14) Coordenada Este y (15) Coordenada Norte, en el sistema de coordenadas WGS84, Huso 19S; (16) Distancia a la fosa actual (km).

Con respecto a las consideraciones del método radiométrico, se priorizó la utilización de edades U-Pb, el cual presenta ciertas ventajas (*e. g.*, temperatura de cierre, precisión del análisis) al momento de datar y estudiar procesos magmáticos primarios. Por esta razón, un 94% de los datos corresponden a dataciones U-Pb en circones ígneos, mientras que el 6% restante son edades Ar-Ar que han sido interpretadas como edades de cristalización. No se consideran otros métodos (*e. g.*, K-Ar, Rb-Sr) debido a que los minerales que típicamente se utilizan (*e. g.*, biotita, muscovita, sericita) poseen temperaturas de cierre bajo los 500°C (Rollinson, 1993) y no necesariamente representan la edad de cristalización del magma. Con esto, se disminuye la incertidumbre de la edad entregada por el análisis y su interpretación.

### 2.1.2 Geoquímica

Esta base de datos fue construida y completada basada en la metodología utilizada por Ciocca (2018). Adicionalmente, se agregaron columnas para los datos de elementos trazas de Au (ppb) y Hg (ppm) y razones isotópicas de ( $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ), ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ) y su error asociado;  $\epsilon\text{Hf}$ ;  $\epsilon\text{Hf}$  máximo;  $\epsilon\text{Hf}$  mínimo; ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ );  $\epsilon\text{Hf}$ ;  $i$  (tiempo inicial en Ma) junto a su error;  $R$ , el cual muestra los valores de la razón  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  para rocas volcánicas e intrusivas (Ciocca, 2018). También se agregaron las columnas “CARTA”, correspondiente a la carta geológica de donde proviene la información, y “DATA\_BASE”, que se utilizó para diferenciar entre información proveniente de la Carta Geológica de Chile (SERNAGEOMIN), artículos científicos e información previamente recopilada (base de datos de Oliveros *et al.*, 2020). Estos dos últimos



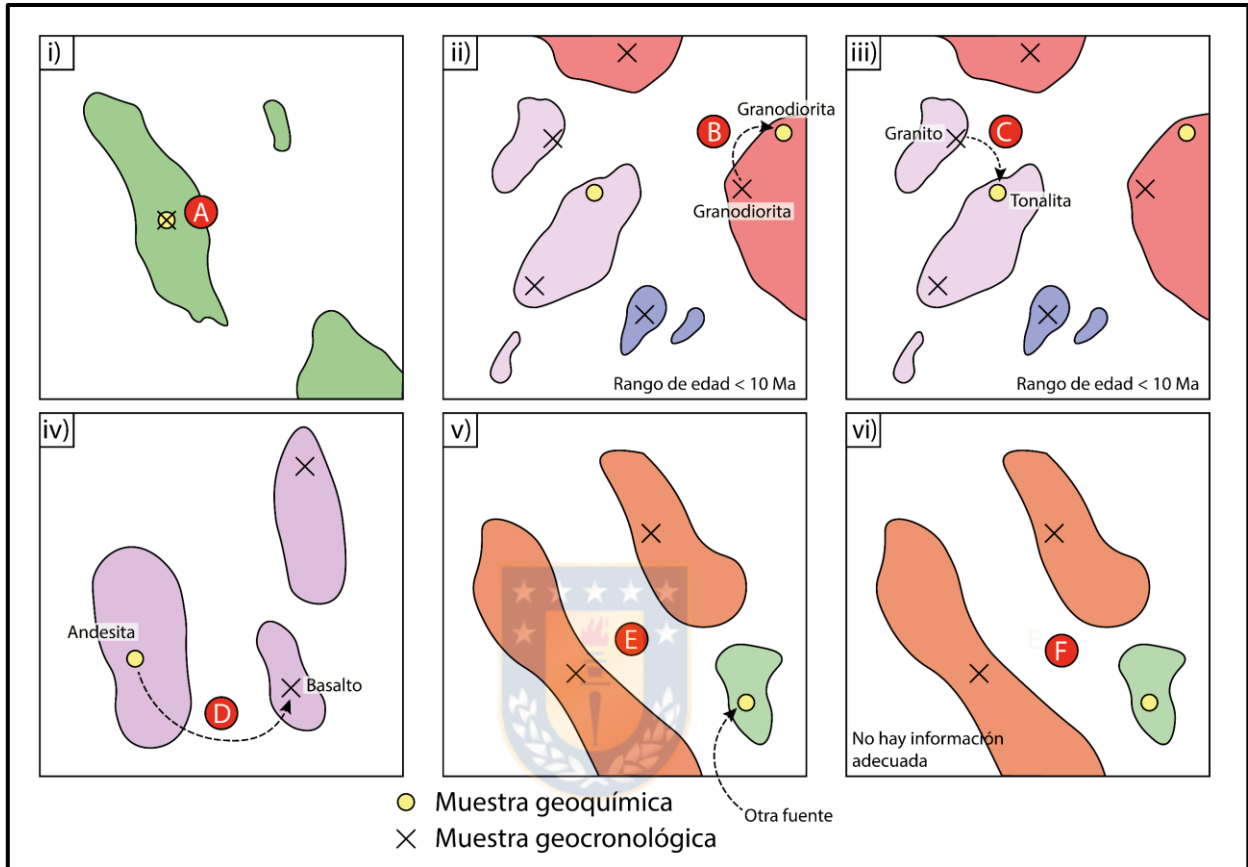
campos se agregaron para posteriormente asignar edades a las muestras químicas del SERNAGEOMIN.

### **2.1.2.1 Asignación de edad**

Debido a que existen muestras químicas que no poseen información de edad, dato imprescindible para estudiar la evolución temporal, fue necesario encontrar una manera de incorporarla a las muestras. Como se mencionó anteriormente, la base de datos geoquímica tiene la estructura utilizada por Ciocca (2018), es decir, la edad es almacenada en cuatro categorías: (A) *Age dating*, correspondiente a la edad de la misma muestra química; (B) *Preferred Age max* y *Preferred Age min*, con la información bibliográfica más actualizada o aceptada, (C) *Age reference*, en la cual se incorpora la edad para la unidad desde una referencia bibliográfica y (D) *Age max* y *Age min*, donde se incorpora el rango de edad relativa de la unidad que pertenece la muestra. Para los datos provenientes de la base de datos de Oliveros *et al.* (2020), se conservaron las edades de acuerdo a esta metodología. Las letras indican una clasificación de acuerdo a su grado de confianza relativa en A, B, C y D.

Por otro lado, la asignación de edad para los datos obtenidos a partir de información generada por el SERNAGEOMIN, se realizó comparando algunos parámetros entre las muestras de las bases de datos Geocronológica y Geoquímica (Figura 2.2). Para ello, se automatizó la comparación utilizando una rutina en *Python 2.7*, en la cual se ingresaron los datos y se compararon las columnas necesarias para este fin (código de muestra, carta y unidad geológica, código de unidad, litología y rango de edad). Primero, se verificó que ambas muestras estuvieran dentro de la misma carta geológica, luego, si los (A) códigos de las muestras coincidían, la edad asignada fue rellena en la columna *Age Dating* (Figura 2.2i). Si esto no se cumplía, la siguiente asignación de edad fue realizada cuando coincidían la (B) unidad geológica, litología y que la unidad tuviera un rango de edad menor a 10 Ma (Figura 2.2ii). La siguiente asignación de edad fue realizada de igual manera que (B) excepto que (C) no se consideró que las litologías fueran iguales (Figura 2.2iii). Si esto último no se cumplía, se comprobó que las muestras correspondieran solamente a la (D) misma unidad geológica. Cabe señalar que la asignación de edades para B-D se hizo con la muestra geocronológica espacialmente más cercana que cumpliera los criterios antes señalados (Figura 2.2iv). Además, estos datos fueron incorporados indistintamente en la columna *Age reference*. Luego, para las muestras que no cumplieron con los

critérios A-D, la edad fue establecida mediante (E) búsqueda bibliográfica y se completó en las columnas *Age max* y *Age min* (Figura 2.2v). Finalmente, para los casos en que no fue posible encontrar una edad, la categoría de edad se clasificó como (F) (Figura 2.2vi).

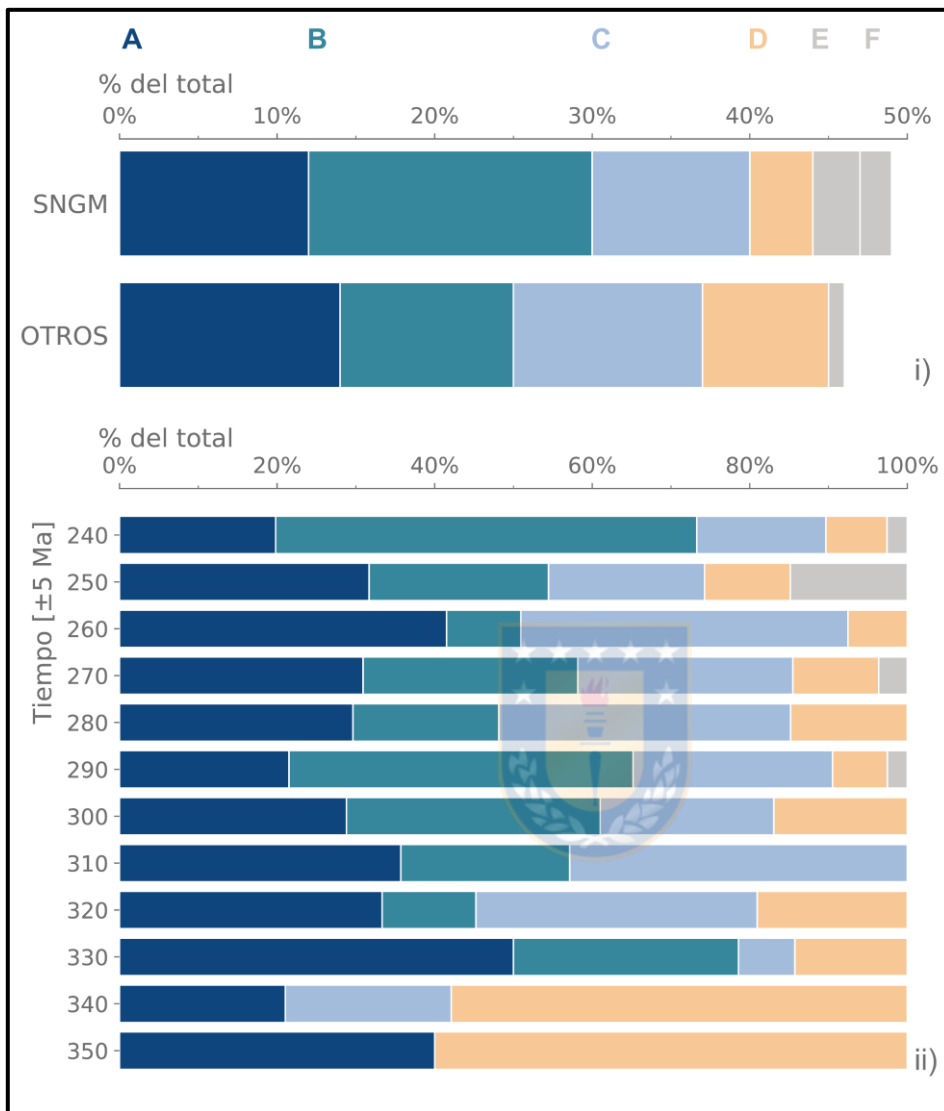


**Figura 2.2. Metodología para la asignación de edades.** i) Muestra con datación geocronológica y análisis químico (A). ii) Muestras químicas sin edad que pertenecen a la misma unidad, con rango de edad menor a 10 Ma y que corresponden a litologías iguales (B) iii) mismo caso anterior, con la diferencia que aquí las muestras geocronológicas y químicas presentan diferente litología (C). iv) Muestras químicas pertenecientes a la misma unidad, con rango de edad mayor a 10 Ma y litología no necesariamente igual a la muestra geocronológica (D). v) Muestras geoquímicas en unidades sin dataciones radiométricas cercanas, las cuales son asignadas con edades de otros trabajos realizados en otra ubicación geográfica (E). vi) En este caso no se disponen de edades geocronológicas para las muestras geoquímicas (F). Los polígonos representan unidades geológicas distinguidas por su color.

Los casos A-F, fueron utilizados para ejemplificar entre las diferentes edades asignadas a los datos geoquímicos, categorizando así la confianza del dato para su utilización en los análisis posteriores, donde A es la categoría de mayor confianza y F la de menor confianza. Hay que aclarar que el concepto de confianza, en este caso, se refiere a la aproximación hacia la edad real de la muestra geoquímica. En la Figura 2.3 se puede observar la categorización de edades de acuerdo con lo mencionado en los párrafos anteriores. Se destaca que aproximadamente el 38%



de los datos geoquímicos están datados directamente (caso A) y un ~82% está entre los casos A-C.



**Figura 2.3. Histogramas de frecuencia para la categoría de edades de muestras geoquímicas.** i) Se muestran la categorización de las edades de los datos geoquímicos (738) de acuerdo a su procedencia (SNGM: SERNAGEOMIN y OTROS: memorias de título y artículos científicos). ii) Variación de la categoría de edad en intervalos de 10 Ma, se observa que, desde los 335 Ma, sobre el 80% de las edades asignadas corresponden a las categorías A-C.

### 2.1.2.2 Campos sin datos

En el caso de que no hubiera información disponible para alguna de las columnas de las bases de datos, los campos fueron rellenos con “N.D.”. No obstante, para utilizar los datos de tipo numérico en Python, este valor se sustituyó por -100 en el caso de concentraciones

elementales e isotópicas y 0 para las columnas de errores (estos valores fueron elegidos arbitrariamente para facilitar el filtro en la entrada de datos en los gráficos). Esto último se hizo porque el lenguaje de programación requiere que las columnas estén conformadas por un mismo tipo de dato (*string, float, int, etc.*) para funcionar correctamente.

### **2.1.2.3 Cálculo de FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO\***

El diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) es utilizado para diferenciar entre series magmáticas toleíticas y calcoalcalinas, y para ser usado se necesitan los valores de álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O), MgO y FeO\* (hierro total expresado como Fe<sup>2+</sup>). Sin embargo, la mayoría de las técnicas analíticas empleadas para la medición de elementos mayores no discrimina entre las valencias del hierro y entrega el valor total de hierro (FeO<sub>total</sub> = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO). De este modo, para obtener el valor de FeO\* se utilizó la metodología empleada en la memoria de título de Ciocca (2018).

Cabe destacar que el cálculo de FeO\* se realizó para las muestras que efectivamente tuvieran una descripción petrográfica por parte de los autores de cada trabajo, descartándose las muestras que no poseían dicha información. En este sentido, también se prefirió no utilizar la información petrográfica de las rocas piroclásticas debido a que es escasa, poco detallada y, además, estas pueden incorporar fragmentos líticos que no necesariamente representan el último evento de cristalización, contaminando la información química del evento.

### **2.1.2.4 Cálculo de Eu/Eu\***

Dentro del grupo de las tierras raras, el Cerio y Europio pueden presentarse en un estado de valencia diferente al común del grupo (+3), +4 y +2, respectivamente. En el caso del Europio, cuando este se encuentra en estado de oxidación +2 puede ser incorporado en la estructura de la plagioclasa. De esta forma, cuando se observan anomalías negativas de Eu se infiere que ha ocurrido fraccionamiento de este mineral separándose de magma en un ambiente relativamente reductor, mientras que las anomalías positivas de Eu se producen en magmas que acumularon abundante plagioclasa, probablemente por inhibición previa de cristalización de este mineral.

Una forma de cuantificar esta anomalía es comparando la concentración medida de Europio (Eu) con la concentración esperada, obtenida de la interpolación de los valores normalizados de Sm y Gd (Eu\*). Así, los valores de Eu/Eu\* mayores a 1 indican una anomalía positiva y valores menores a 1 indican anomalías negativas. Taylor y McLennan (1985) recomiendan usar la media geométrica, la cual es obtenida mediante la Ecuación 2.1:

$$\frac{Eu}{Eu^*} = \frac{Eu_N}{\sqrt{Sm_N * Gd_N}} \quad \text{Ecuación 2.1}$$

### 2.1.2.5 Cálculo de espesor cortical

Las razones Sr/Y y La/Yb son usadas comúnmente en petrología para inferir la profundidad de la fuente de los magmas, estas son útiles debido a las diferencias en sus coeficientes de partición en varias fases residuales y fundidos intermedios. El Sr se incorpora en fases residuales a bajas presiones (<1.0 GPa) donde ocurre un alto fraccionamiento de plagioclasa, por otro lado, a altas presiones (>1.2 GPa) la estabilidad de este mineral es menor y el Sr se incorpora a la fase fundida. Por otro lado, el Y es incompatible a bajas presiones, mientras que en el caso contrario se incorpora al granate. De esta manera la razón Sr/Y puede ser usada como pseudo-barómetro reflejando la profundidad promedio donde la diversificación magmática ocurrió (Profeta *et al.*, 2015). Con un razonamiento similar, las razones La/Yb pueden ser utilizadas para este mismo propósito. Para determinar el espesor cortical ( $d_m$ ) que representa cada una de estas razones, se utilizaron las ecuaciones 2.2 y 2.3, las cuales fueron propuestas por Profeta *et al.* (2015) para rocas volcánicas e intrusivas calcoalcalinas intermedias (55-68% SiO<sub>2</sub>):

$$d_m = 1.11 \times \frac{Sr}{Y} + 8.05 \quad \text{Ecuación 2.2}$$

$$d_m = 21.277 \times \ln\left(1.0204 \times \left(\frac{La}{Yb}\right)_N\right) \quad \text{Ecuación 2.3}$$

## 2.2 Diagramas geoquímicos

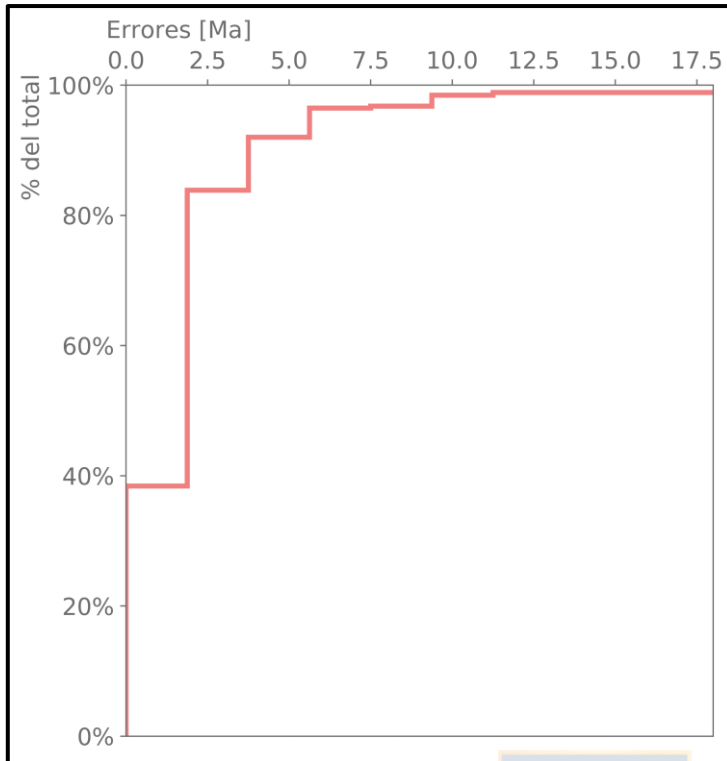
Los diagramas utilizados fueron elaborados en el lenguaje de programación *Python 2.7*, creando diferentes rutinas para cada uno de ellos en un editor de texto. Para que el lenguaje de programación dibujara los diagramas y leyera los datos que se representan en ellos, fue necesario cargar los módulos del 1 al 4, mientras que el 5 fue utilizado para la visualización de los datos en mapas. A continuación, se describen los módulos utilizados:

- (1) **Pandas**, librería que incorpora herramientas para el análisis y manipulación de bases de datos, por ejemplo, leer archivos Excel y los datos incorporados en ellos.
- (2) **Matplotlib**, librería utilizada para la creación de gráficos a partir de bases de datos almacenadas en listas o matrices, por ejemplo, graficar alguna variable geoquímica con respecto a la edad.

- (3) **Os**, librería que ofrece funciones del sistema operativo, por ejemplo, crear carpetas en el directorio del computador.
- (4) **Numpy**, librería que posee funciones matemáticas para operar vectores o matrices, por ejemplo, permite encontrar valores máximos y mínimos dentro de una lista de datos.
- (5) **Basemap**, librería dependiente de matplotlib, la cual permite visualización de datos utilizando proyecciones cartográficas y creación de mapas. Por ejemplo, permite visualizar datos en su posición geográfica.

Los diagramas que se utilizaron pueden ser divididos de acuerdo a su funcionalidad en (1) clasificación, (2) tierras raras y multielemento, (3) variación (4) discriminación tectónica y (5) geoquímica isotópica. La información geoquímica de rocas piroclásticas solo fue considerada para el diagrama de clasificación de rocas volcánicas (Le Bas *et al.*, 1986) y no fue considerada para ningún otro tipo de gráfico geoquímico. De esta manera, los datos representados corresponden a muestras de coladas de lavas, cuerpos intrusivos y diques. Cabe destacar que se utilizaron los datos que tuvieran una edad con un error menor a 10 Ma, independiente de la categoría de edad asignada, con el fin de tener una resolución temporal de buena precisión. Cerca de un 97% de los datos muestran un rango de error menor a este valor (Figura 2.4).

Además, la clasificación de los diagramas que así lo permitieran (*e. g.* AFM, A/NK vs A/CNK) es visualizada en gráficos que muestran la distribución temporal de estas en el intervalo de tiempo total de este estudio (~360-237 Ma). Así, se determinó emplear intervalos de 10 Ma para analizar las respectivas clasificaciones, basándose en que la mayoría de las edades muestra un error bajo 10 Ma.



**Figura 2.4. Gráfico de porcentaje acumulado para los errores de las edades.** Se muestran los errores de la base de datos geocronológica y geoquímica. Se observa que casi la totalidad de los datos tiene errores bajo los 10 Ma. Nro. de datos: 1080.

### 2.2.1 Consideraciones

Puesto que este es un estudio que contempla el análisis de datos geoquímicos y geocronológicos de diversas fuentes de información, las concentraciones, edades y razones isotópicas han sido obtenidas bajo protocolos y técnicas analíticas de diversa índole. Por tanto, las interpretaciones que se hagan a partir de los datos recopilados deben ser cuidadosas y contemplar esta variabilidad intrínseca en el análisis.

Por otro lado, para comprensión la lógica que hay detrás de los gráficos mostrados en este trabajo es sustancial manejar algunos conceptos sobre rocas ígneas, grupos de elementos y su comportamiento geoquímico en procesos de generación de magmas. A continuación, se mencionan algunos de los aspectos más importantes de forma sintetizada.

#### 2.2.1.1 Tierras raras y elementos trazas

Las tierras raras (REE) son útiles trazadores de procesos petrogenéticos en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, debido a su comportamiento geoquímico y su relativa inmovilidad ante procesos secundarios como alteración hidrotermal, meteorización o metamorfismo de bajo grado (Rollinson, 1993). Este grupo de elementos incluye a los metales con número atómico entre 57 y 71 (Lantano a Lutecio) y en ocasiones se incluye el Ytrio (Y), debido a su carga y

radio iónico similar con el Holmio (Ho). Se subdividen en tierras raras livianas (LREE; desde La a Gd) y tierras raras pesadas (HREE; desde Tb a Lu). En la mayoría de los casos, estos elementos son considerados incompatibles en los procesos petrogénicos del manto y corteza, donde su grado de incompatibilidad disminuye con el aumento del número atómico.

Los elementos trazas, incluidas las REE, son utilizados en el análisis petrogenético y generalmente son subdivididos entre elementos HFS (*high field strength*) y LIL (*large ion lithophile*), los cuales se diferencian por su potencial iónico y su grado de movilidad, teniendo implicancias en el comportamiento geoquímico del elemento (compatibilidad/incompatibilidad, movilidad/inmovilidad en fase fluida). En el diagrama de elementos traza se ordenan de acuerdo a su grado de incompatibilidad, decreciente de izquierda a derecha. Cabe notar que, por norma general, se ha establecido que el límite entre ambos grupos es  $z/r = 2$  (z: carga iónica, r: radio iónico). Entre los elementos HFS se encuentran el Zr, Hf, Ta, Th, U, Ce, Nb, Ti y el grupo de las REE ( $\text{Eu}^{3+}$ ), por otro lado, dentro de los elementos LIL están el Cs, Rb, K, Ba, Pb, Sr y  $\text{Eu}^{2+}$ . Estos elementos son claves para evaluar procesos que involucren fluidos, como ocurre en zonas de subducción.

### **2.2.1.2 Tipos de granitos**

Una de las variadas clasificaciones para rocas graníticas corresponde a la señalada por Chappell y White (1974), los cuales reconocieron dos tipos de granitoides. Los granitos tipo I, de señal metaluminosa a débilmente peraluminosa, relativamente sódicos y con un amplio rango de contenido de sílice (56-77%), infiriendo una fuente máfica y meta-ígnea. Por otro lado, los granitos tipo S, fuertemente peraluminosos, relativamente potásicos y con un contenido de sílice restringido (64-77%), formados a partir de una fuente metasedimentaria. Además, a estos granitoides se le agregó un tercer tipo (Loiselle y Wones, 1979), llamados tipo A o “anorogénicos”, reconocidos por ser relativamente potásicos, poseer una alta razón  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$  y altos contenidos de Zr y elementos de alto potencial iónico (HFSE). Una forma de diferenciar entre granitos tipo A y I/S es utilizando el diagrama propuesto por Whalen *et al.* (1987), en el cual se utiliza la razón Ga/Al (en ppm) vs la sumatoria de algunos HFSE, tales como Ce, Zr, Nb e Y. Además, indican que los granitos tipo A se forman a partir de la fusión parcial de remanente granulítico seco enriquecido en elementos halógenos como flúor y/o cloro, que no necesariamente indican un ambiente anorogénico o de *rifting*.

Complementariamente, los granitos I y S se pueden diferenciar por el contenido de elementos mayores, utilizando el diagrama ternario ACF (Takahashi *et al.*, 1980), donde los vértices corresponden a los porcentajes recalculados en base anhidra de  $Al_2O_3 - Na_2O - K_2O$  (A), CaO (C) y  $FeO^* + MgO$  (F).

### **2.2.1.3 Adakitas**

Estas rocas fueron originalmente propuestas como un término genético para definir rocas con altas razones Sr/Y y La/Yb, de medio a alto sílice derivadas de la fusión de basaltos de la corteza oceánica subductada bajo un arco magmático. Sin embargo, los resultados de diversos estudios han mostrado que las rocas adakíticas (en sentido amplio), también se producen por (1) la fusión de la corteza inferior, (2) cristalización fraccionada de magmas basálticos a alta presión y/o cristalización fraccionada de magmas basálticos ricos en agua a baja presión; además, estas se encuentran en ambientes tectónicos con y sin arco volcánico (Castillo, 2012).

En este trabajo se reconoce la señal adakítica en las rocas magmáticas por sus razones Sr/Y ( $Sr/Y > 40$  e  $Y < 18$  ppm, Defant y Drummond, 1990) y La/Yb ( $La/Yb > 20$  e  $Yb < 1,9$  ppm, Madsen, 2004).

### **2.2.1.4 Ambiente tectonomagmático**

En este trabajo se consideran los ambientes tectonomagmáticos definidos en el trabajo de Pearce *et al.* (1984), donde se identifican granitos de arco volcánico (VAG), de intraplaca (WPG), de dorsal oceánica (ORG) y sin-colisionales (sin-COLG). La categorización de los granitos se hace por medio de elementos traza de carácter relativamente móvil (Rb) e inmóvil (Y, Nb y Ta) en fase fluida. Los límites entre los diferentes tipos de granitos fueron construidos empíricamente.

Los ORG se encuentran en dorsales meso-oceánicas y aquellas relacionadas a plumas mantélicas o asociadas a subducción, con un manto astenosférico deprimido. Los VAG se presentan en márgenes activos tanto oceánicos como continentales formados por la fusión de una astenosfera modificada por subducción, presentan enriquecimiento de elementos LIL sobre HFS. Los WPG incluyen ambientes de isla oceánica e intraplaca continental asociados a la actividad de una pluma mantélica o un *rift* pasivo, el grado de fusión es relacionado a la temperatura y composición de la pluma mantélica y al espesor y composición de la litósfera. Por último, los sin-

COLG son vinculados a procesos de engrosamiento cortical en contexto de colisión continente-continente o continente-arco volcánico separados por una corteza oceánica.

## **2.3 Descripción petrográfica y análisis químico**

Con el objeto de tener un conocimiento más acabado del magmatismo de la Cordillera de la Costa y seleccionar muestras apropiadas para realizar geoquímica, se realizó la descripción petrográfica de 21 cortes transparentes pertenecientes al Complejo Plutónico Cifuncho. De esta forma, se hicieron 13 análisis químicos a muestras de este complejo plutónico.

### **2.3.1 Petrografía**

En este trabajo se estudiaron cortes transparentes del Complejo Plutónico Cifuncho, los cuales pertenecen al trabajo de la Carta Cifuncho (Contreras *et al.*, 2013). La descripción petrográfica y mineralógica se hizo en un microscopio proporcionado por el SERNAGEOMIN, donde se dividió la mineralogía en tres categorías: primaria (cuarzo, plagioclasa, microclina, ortoclasa), accesoria (biotita, muscovita, anfíbola y circón) y de alteración (sericita, arcillas, clorita, epidota, calcita, muscovita, óxidos de hierro y titanio, biotita, limonita). Esta última categoría fue utilizada para determinar a cuáles muestras se le realizaría análisis químico. En su mayoría, se seleccionaron muestras con grado de alteración menor a 15%. En este caso, el grado de alteración corresponde al porcentaje de minerales de alteración presentes en el corte transparente.

La clasificación de las rocas plutónicas se hizo utilizando el diagrama QAP (Streckeisen, 1974).

### **2.3.2 Análisis químico**

Para las muestras seleccionadas para análisis químico, se realizó la medición de elementos mayores mediante XRF (fluorescencia de rayos X) y elementos trazas y tierras raras por ICP-MS (*Induced Coupled Plasma Mass Spectrometry*), respectivamente. Estos análisis fueron realizados en el laboratorio del SERNAGEOMIN por Juan Bustamante, Juana Vásquez y Andrés Corral. Cabe destacar que se seleccionaron 13 muestras del Complejo Plutónico Cifuncho (CPK-045, CPK-163, CPK-167, CPK-169, CPK-170, CPK-001, CPK-005, CPV-024, CPV-032, CPV-111, CPV-114, CPV-124 y CPE-010) y 2 de los Granitos del Carbonífero Superior en la región de Tarapacá (IV-258 y GSS-007).



### 3. CONFIGURACIÓN GEOLÓGICA Y TECTÓNICA

#### 3.1 Configuración tectónica y magmatismo

##### 3.1.1 Carbonífero

Al comienzo de este periodo la configuración tectónica del margen suroeste de Gondwana incluye depósitos de rocas sedimentarias turbidíticas con metamorfismo de bajo a muy bajo grado, distribuidas extensamente en la parte costera (Hervé *et al.*, 2007), depositadas entre el Silúrico y Carbonífero inferior en una plataforma continental asociada a un margen pasivo (Bahlburg y Hervé, 1997). Además, a finales del Devónico y primera parte del Carbonífero (368-341 Ma) también se generan granitos de intraplaca tipo A en un contexto de trasarco extensional en las Sierras Pampeanas, lo cual sería provocado por delaminación y retroceso de la placa oceánica (Alasino *et al.*, 2012; Dahlquist *et al.*, 2013). Hacia el oeste de esta región, cercano a los 330 Ma, se encontrarían los primeros vestigios de arco magmático asociado a subducción, representados por granitos tipo I en la Cordillera Frontal (Hervé *et al.*, 2014; Alasino *et al.*, 2012). No obstante, los trabajos recientes de Dahlquist *et al.* (2018) y Moreno *et al.* (2020) también sugieren la presencia de granitos tipo I, calcoalcalinos y de arco entre los 357-340 Ma en la parte occidental de las Sierras Pampeanas.

En la parte superior del Carbonífero inferior, el foco de magmatismo se establece mayoritariamente en la Cordillera Frontal y Cordillera de Domeyko (Sato *et al.*, 2015). Los granitoides emplazados en la Cordillera Frontal están constituidos por dioritas y anfibolitas con grado variable de milonitización y foliación en la parte oeste (Ortiz y Merino, 2015; Salazar *et al.*, 2013; Murillo *et al.*, 2017) y por granodioritas al este (Llambias y Sato, 1995). De acuerdo a las características geoquímicas de estos magmas (Nasi *et al.*, 1990; Llambias y Sato, 1995; Hervé *et al.*, 2014), durante este periodo de tiempo tuvieron una componente cortical preponderante, señal que se extendería hasta los ~270 Ma (del Rey *et al.*, 2016). Por otra parte, en la Cordillera de Domeyko las unidades intrusivas son mayoritariamente granitoides félsicos, metaluminosos a peraluminosos, con biotita y anfíbola como minerales accesorios y de carácter calcoalcalino asociados a un margen continental activo (Clarke, 1992 en González *et al.*, 2015). Particularmente, las unidades magmáticas emplazadas al norte de Calama habrían conformado una franja de ancho >300 km generada por una anomalía térmica, posiblemente provocada por la

acumulación y estancamiento de magmas basálticos en la base de la corteza (Lucassen *et al.*, 1999a).

El volcanismo de arco de este periodo de tiempo es de carácter intermedio a félsico representado por andesitas, dacitas y riolitas en la Cordillera de Domeyko y Cordillera Frontal, cronológicamente equivalente con secuencias marinas presentes en el antepaís argentino (Maksaev *et al.*, 2014). Además, en el extremo noroeste de las Sierras Pampeanas (~27°S) los registros de edad ~320 Ma poseen señal geoquímica que varía de MORB a intraplaca, lo cual indicaría un margen continental atenuado producto del régimen extensional post-orogénico (Zappettini *et al.*, 2015; Coira *et al.*, 2016).

Al final del Carbonífero, Ramos y Folguera (2009) propusieron un contexto de subducción plana que ocurriría entre los 31-32°S, lo cual estaría evidenciado por la presencia de lavas ácidas de edad ~300 Ma en la Sierra del Valle Fértil, ubicadas a unos 250 km de su contraparte más occidental.

### 3.1.2 Pérmico-Triásico Medio

El margen occidental de Gondwana involucraba un arco magmático asociado a subducción y cuencas de arco y trasarco rellenas con depósitos volcánicos y sedimentarios detríticos de origen continental y marino (Spalletti y Limarino, 2017).

Aquí se emplaza la Superunidad Elqui de edad carbonífera a pérmica inferior (Nasi *et al.*, 1985) con señal calcoalcalina, variando de metaluminosa a fuertemente peraluminosa y granitoides tipo S en sus miembros finales, lo cual indicaría un engrosamiento cortical relacionado a la Fase San Rafael (Mpodozis y Kay, 1990). Sin embargo, los trabajos recientes de mapeo y dataciones geocronológicas realizadas por el SERNAGEOMIN han re-interpretado las unidades intrusivas definidas por Nasi *et al.* (1985) en términos de edades, distribución espacial y nombres. Estas corresponden a granitoides granodioríticos-tonalíticos a dioríticos peraluminosos emplazados entre los 301-279 Ma, de carácter calcoalcalino asociados a subducción (Salazar *et al.*, 2013; Ortiz y Merino, 2015; Murillo *et al.*, 2017). El magmatismo es continuo, reflejándose en diversas unidades definidas a lo largo de la Cordillera Frontal, Occidental y de Domeyko (*e. g.* Salazar *et al.*, 2013; Solari *et al.*, 2017).

Con posterioridad, se forma la Provincia Magmática Choiyoi entre los 286-247 Ma, de carácter post-orogénico, que incluye granitoides peraluminosos tipo A con señal calcoalcalina. Dentro de esta provincia magmática se contemplan las unidades de la Cordillera de Domeyko, Frontal, Principal, Bloque San Rafael y Chadileuvú (Sato *et al.*, 2015). Su génesis ha sido interpretada como producto de (1) anatexia cortical debido a la inyección de magmas basálticos en la corteza inferior (Kay *et al.*, 1989; Martin *et al.*, 1999), (2) cese de la subducción debido a la colisión/acreción de un terreno o *plateau* oceánico (Mpodozis y Kay, 1990; García-Sansegundo *et al.*, 2014), (3) extensión por colapso orogénico post Fase San Rafael (Kleiman y Japas, 2009). Por otra parte, el volcanismo bimodal triásico ha sido utilizado como argumento para interpretar una etapa de *rifting* continental (*e. g.*, Ramos y Kay, 1991; Morata *et al.*, 2000). Sin embargo, la integración de datos petrográficos y geoquímica de elementos mayores de las unidades del norte de Chile muestra composiciones ácidas a intermedias (Oliveros *et al.*, 2018b).

Con respecto esto último, del Rey *et al.* (2016) señalaron que los magmas cambian su fuente desde una componente cortical a mantélica aproximadamente a los 270 Ma, indicando un ambiente extensional activado por la disminución de la velocidad de convergencia y subsecuente retroceso de la litósfera oceánica. Esta hipótesis, junto con los resultados de los trabajos de Alasino *et al.* (2012) y Makshev *et al.* (2014), indicaría que el retroceso de la litósfera oceánica fue un proceso continuo desde el Carbonífero inferior hasta el Triásico, migrando desde las Sierras Pampeanas a la Cordillera Frontal (del Rey *et al.*, 2016). En cuanto a esto, Díaz-Alvarado *et al.* (2019) indicaron que el final de la etapa orogénica estuvo marcado por cambios en el ángulo de subducción y la acreción diacrónica de relieves oceánicos entre los 24-38°S.

El régimen extensional también se evidencia en el comportamiento normal de las estructuras del área de Potrerillos-Uspallata controlado por anisotropías pre-existentes y la generación de nuevos sistemas de fallas de orientación NW a WNW durante el Pérmico tardío-Triásico (Giambiagi y Martínez, 2008; Giambiagi *et al.*, 2011). Esto se complementaría con la evolución tectonoestratigráfica de la cuenca de Domeyko, ubicada entre los 24-26°S, la cual indica la formación de un *rift* en una posición de trasarco con dos eventos de depositación sintectónica entre los 240-225 Ma y 217-200 Ma (Espinoza *et al.*, 2019).

Finalmente, trabajos recientes indican que la subducción fue continua entre el Carbonífero superior y Triásico Superior (*e. g.*, del Rey *et al.*, 2016; Espinoza *et al.*, 2019; Oliveros *et al.*,

2018b, 2019; González *et al.*, 2018). Luego, la subducción oblicua de la placa Phoenix bajo el continente resultó en un retroceso de la litósfera oceánica y la fosa, provocando un progresivo adelgazamiento de la corteza continental y la migración del arco a la Cordillera de la Costa (Charrier *et al.*, 2007). En la Figura 3.1, se resume la evolución geológica y tectónica del área de estudio.

### **3.1.3 Fases tectónicas y eventos de deformación**

#### **3.1.3.1 Orogenia Toco**

Durante el Carbonífero tardío ocurrió metamorfismo y deformación de las unidades que conforman el prisma acrecionario del norte de Chile, evento denominado como “Orogenia Toco” (Bahlburg y Breitskreuz, 1991), caracterizada por plegamientos NW-SE a N-S con vergencia hacia el oeste. Estos autores concluyeron que este evento solo afectó a las unidades sedimentarias devónicas-carboníferas de la Cordillera de la Costa (formaciones El Toco, Sierra del Tigre, Las Tórtolas) generando su segmentación producto de una tectónica transpresiva dextral (Bahlburg, 1993). Adicionalmente, Bahlburg y Breitskreuz (1991) señalaron que la Orogenia Toco podría haber generado magmas anatócticos en la Cordillera de la Costa (ubicados al sur de Iquique).

Por otro lado, Bahlburg y Hervé (1997) sugirieron que la edad mínima de la Orogenia Toco estaría cercana a los 292 Ma. Una edad similar fue señalada por Maksaeve *et al.* (2015) para la deformación del Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo y Esquistos El Jardín en la Cordillera de Domeyko. De esta forma, la Orogenia Toco se habría extendido hacia el interior del continente. Incluso, en el trabajo de Wemmer *et al.* (2011) se interpretó que las edades K-Ar entre 330-320 Ma de la Formación San Luis en las Sierras Pampeanas orientales, podrían ser producto de la tectónica compresiva de esta orogenia, extendiéndose así a una escala continental.

#### **3.1.3.2 Fase San Rafael**

En el Pérmico se interpreta la ocurrencia de un importante evento denominado “Fase San Rafael” (Azcu y Caminos, 1987), la cual habría sido provocada por una disminución de la velocidad de convergencia, reduciendo el ángulo de subducción y aumentando el acople entre placas entre los 280-260 Ma (Riel *et al.*, 2018). La edad para esta fase tectónica ha sido restringida entre 280-270 Ma en la parte este de la Cordillera Frontal (Llambias y Sato, 1990; Llambias y Sato, 1995); 284-276 Ma en la zona del Cordón del Portillo (Gregori y Benedini, 2013); ~>252 Ma, afectando áreas de la Cordillera de la Costa, Principal y Frontal (Ramos,

1988). Otros estudios indican que se habría formado un orógeno bivergente en la Precordillera argentina, producto del régimen transpresivo que reactivó estructuras NS y NE (Giambiagi *et al.*, 2011). Además, a la latitud del Bloque San Rafael, Kleiman y Japas (2009) señalaron que un primer episodio tectónico transpresivo dextral habría deformado los depósitos carboníferos durante el Pérmico inferior, mientras que una segunda manifestación de la Fase San Rafael, cercana a los 280 Ma, se asocia con un régimen transpresivo sinistral y migración del arco magmático hacia el este.

En la parte chilena de la Cordillera Frontal, el alzamiento provocado por esta fase tectónica habría ocurrido previo a los 260-250 Ma, producto la de intensa deformación y engrosamiento cortical activada por la colisión de un terreno (Mpodozis y Kay, 1992). A la misma latitud, Creixell *et al.* (2018) interpretaron que el metamorfismo del prisma acrecionario, la migración del arco magmático y posible delaminación estarían asociados a esta fase tectónica durante el Pérmico medio, lo que se complementa con la disminución de la actividad magmática en el norte de Chile (20-30°S) durante los 280-270 Ma (Álvarez *et al.*, 2018; Mpodozis *et al.*, 2018a).

Por otra parte, algunos autores indican que la Fase San Rafael no afectó la totalidad del margen continental (Llambias y Sato, 1990; Bahlburg y Hervé, 1997). Sin embargo, esta fase tectónica habría provocado la exhumación y yuxtaposición de rocas metamórficas sobre rocas supracorticales junto con un *gap* magmático entre los 270-238 Ma y reseteo de edades K-Ar (273-267 Ma) en las cercanías de Calama (~22°S) (Tomlinson *et al.*, 2012).

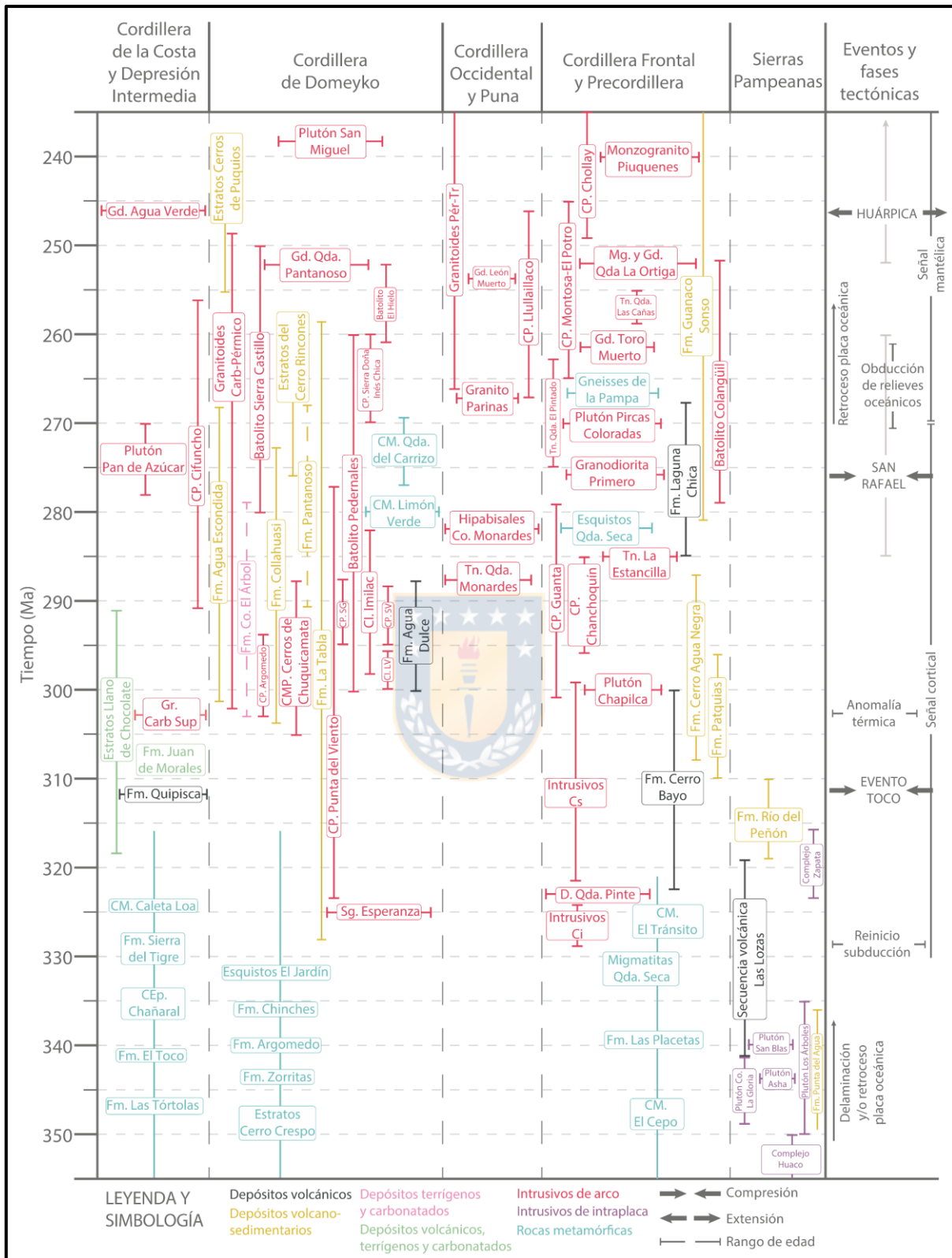


Figura 3.1. Resumen del magmatismo, estratigrafía y metamorfismo del norte de Chile y noroeste de Argentina entre los 20-31°S.



### 3.2 Área Cifuncho

El sector estudiado para ver las características del magmatismo ocurrido en la Cordillera de la Costa se localiza en el área circundante a la caleta Cifuncho entre los 25°30'-26°S.

A continuación, se describe de forma temporal las unidades geológicas presentes en el área, con especial mención del Complejo Plutónico Cifuncho. La información es recopilada de los trabajos de Contreras *et al.* (2013) y Contreras (2018). En la Figura 3.2 se representa la geología agrupada en rocas estratificadas e intrusivas haciendo distinción entre los litodemas reconocidos en el Complejo Plutónico Cifuncho.

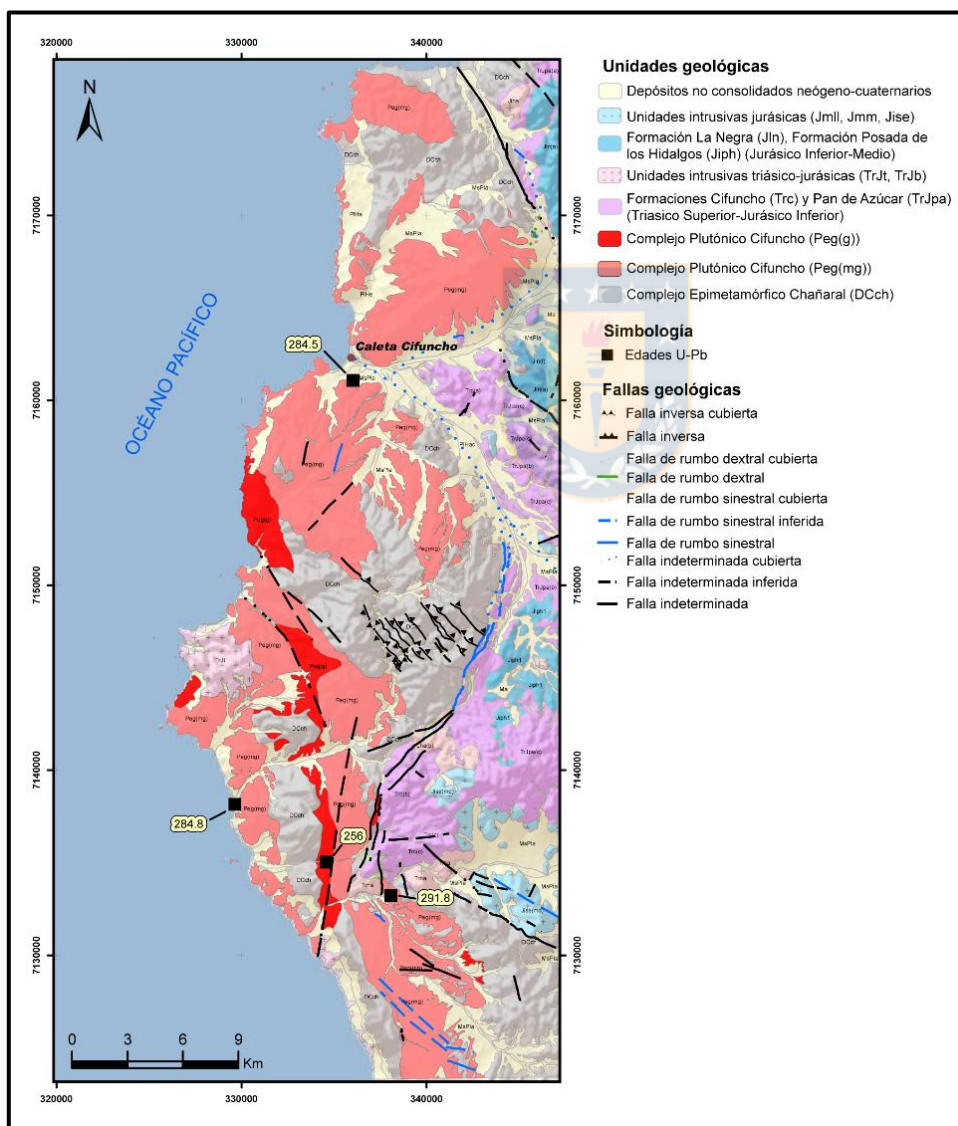


Figura 3.2. Mapa geológico del área de estudio. Basado en el trabajo de Contreras *et al.* (2013).



### 3.2.1 Basamento paleozoico

Constituido por el Complejo Epimetamórfico Chañaral, el cual se define como una asociación metaturbidítica incluyendo facies de *melange* (Godoy y Lara, 1998). Está cubierta en discordancia angular por todas las unidades estratificadas meso-cenozoicas presentes y es intruida por rocas plutónicas paleozoicas y mesozoicas. Posee edades de depositación máxima de 358 Ma y 384 Ma alrededor del área presentada en la Figura 3.2 (Espinoza *et al.*, 2014; Escribano *et al.*, 2013). El ambiente de sedimentación del protolito se ha interpretado como marino profundo con algunos sectores que reflejan un ambiente de plataforma proximal.

### 3.2.2 Complejo Plutónico Cifuncho

Definido por Naranjo y Puig (1984) como rocas plutónicas de grano grueso, leucocráticas, compuestas por sieno- y monzogranitos, de aspecto “vetado” por la intrusión de enjambres de diques andesíticos. Intruye al Complejo Epimetamórfico Chañaral con una aureola de contacto con presencia de andalucita y muscovita, en contacto por intrusión (Grocott y Taylor, 2002). De igual forma, es intruido por los Monzogranitos Tigrillo y está en contacto por falla con las formaciones Cifuncho y Pan de Azúcar, además de ser cubierto en inconformidad por depósitos no consolidados neógeno-cuaternarios. El emplazamiento de este complejo plutónico se habría producido por alzamiento de sus raíces por plegamiento y deformación frágil en los bordes del intrusivo (Grocott y Taylor, 2002).

Se distinguen dos litodemas para este complejo plutónico: (1) Monzogranitos de biotita y biotita-anfibola (mg): incluye monzogranitos y granodioritas holocristalinas y texturas hipidiomórfica inequigranular de grano medio a grueso. Presencia de fenocristales de feldespato de hasta 7 cm y en la masa fundamental se encuentra cuarzo con extinción ondulosa, plagioclasa, ortoclasa, biotita y anfibola (<10%). Además, la ortoclasa muestra texturas pertíticas y poiquilíticas. Esta subunidad posee dos edades U-Pb de  $284,5 \pm 6,2$  Ma y  $284,8 \pm 6,6$  Ma. (2) Granitos con escasa biotita (g): rocas holocristalinas leucocráticas, de grano grueso y equigranulares, dispuestas en una franja norte-sur. Se distinguen por la baja presencia de xenolitos del Complejo Epimetamórfico Chañaral, la aparición de mica blanca y ocurrencia de enclaves de composición ácida, los minerales máficos son muy escasos. Poseen una edad U-Pb de  $256 \pm 2,5$  Ma.

### 3.2.3 Cobertura Mesozoica

Está constituida por las formaciones Cifuncho y Pan de Azúcar (Triásico Superior-Jurásico Inferior) junto con las formaciones Posada de los Hidalgo y La Negra (Jurásico Inferior-Medio).

Las unidades del Triásico Superior-Jurásico inferior contienen material sedimentario granodecreciente con contenido fosilífero, lavas y brechas volcanoclásticas depositadas en una cuenca de ambiente continental que gradúa a marina producto de una transgresión ocurrida en el Jurásico Inferior. Cabe destacar que la composición de las facies basales indica la erosión del Complejo Epimetamórfico Chañaral y Complejo Plutónico Cifuncho, lo cual es complementado por mediciones de paleocorrientes con dirección oeste a este interpretándose un alto topográfico coetáneo a la depositación al oeste de esta unidad (Suárez y Bell, 1992). Luego, las unidades sedimentarias indican un aumento en el aporte de material volcánico junto con calizas y areniscas, depositándose en una cuenca que gradúa de ambiente continental volcánico a marino en régimen extensional (Jurásico Inferior) y que hacia el techo cambia a condiciones continentales en una posición de intrarco (Jurásico Medio).

### 3.2.4 Intrusivos Mesozoicos

#### 3.2.4.1 Unidades intrusivas triásico-jurásicas

Corresponden a monzogranitos de biotita (TrJt) y dioritas gneissicas de piroxeno (TrJb). Estas unidades intruyen al Complejo Epimetamórfico Chañaral y al Complejo Plutónico Cifuncho. Las edades para estas unidades varían entre 204-193 Ma.

#### 3.2.4.2 Unidades intrusivas jurásicas

Incluye rocas plutónicas que van desde el Jurásico Inferior al Jurásico Medio, conformadas por las dioritas, monzodioritas, tonalitas y granodioritas del Complejo Plutónico Sierra Esmeralda; Grupo Plutónico Matancilla y Granitoides Las Luces. Intruyen a las formaciones Cifuncho, Pan de Azúcar, Posada Los Hidalgo y La Negra.

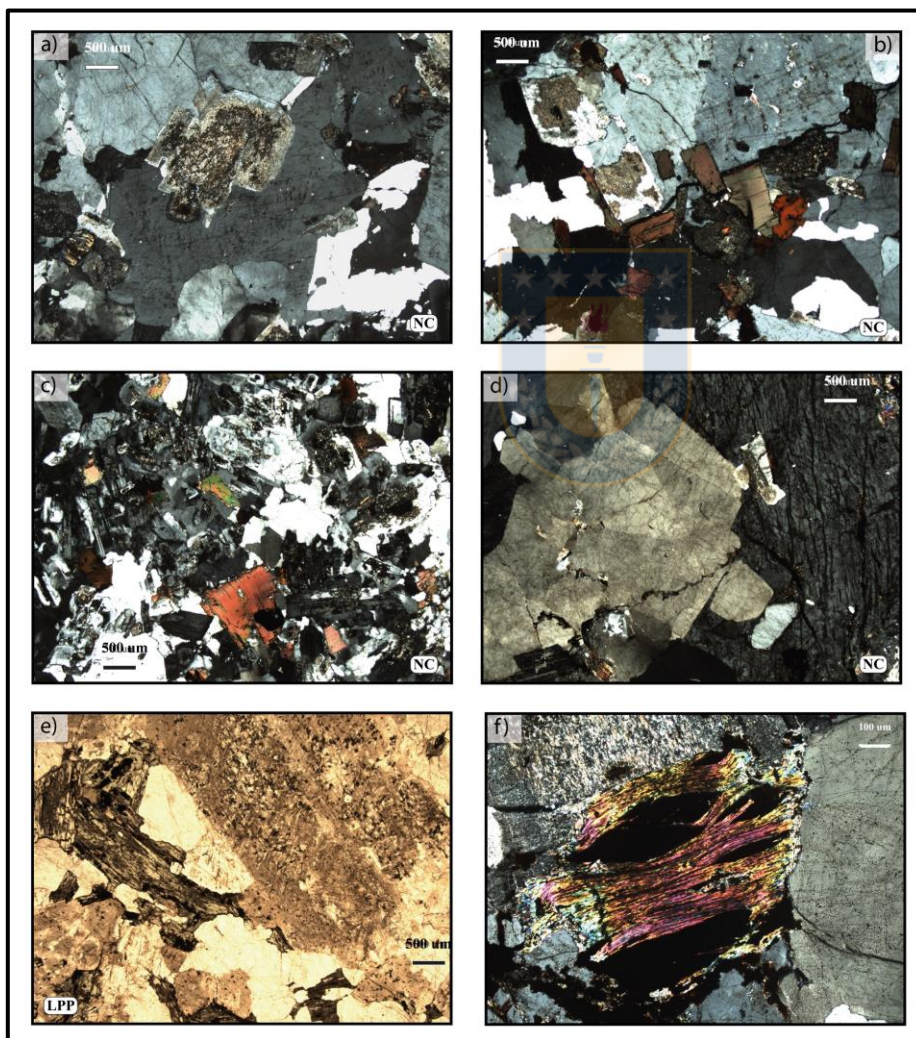
### 3.2.5 Cobertura Cenozoica

Incluye las Gravas de Atacama del Mioceno inferior-medio que forman planicies o terrazas en el curso de valles y quebradas; depósitos aluviales y coluviales que se distinguen desde el Mioceno hasta el Holoceno y depósitos coluviales costeros, eólicos, marino, litorales y antrópicos de edad Pleistoceno-Holoceno.

## 4. RESULTADOS

### 4.1 Petrografía Complejo Plutónico Cifuncho

El análisis petrográfico de los cortes transparentes (21) pertenecientes al Complejo Plutónico Cifuncho, indica que está conformado principalmente por monzogranitos (10), granodioritas (6), tonalitas (5) y, en menor medida, por sienogranitos (2) (Figura 4.1a-d, Figura 4.2). De manera general, las muestras presentan grados variables de alteración supérgena y propilítica (Figura 4.1e). Se destaca que todas las muestras presentan cuarzo con extinción ondulosa (excepto la muestra CPK-060).



**Figura 4.1. Microfotografías del Complejo Plutónico Cifuncho.** Litologías identificadas: a) monzogranitos, b) granodioritas, c) tonalitas, d) sienogranitos. e) Ejemplo de alteración supérgena en feldespatos y propilítica en biotitas, f) xenolito metamórfico.

#### 4.1.1 Sienogranitos

Los sienogranitos presentan texturas hipidiomórfica granular de grano grueso-medio. Se componen de cuarzo subhedral con extinción ondulosa, plagioclasa subhedral alteradas a sericita y arcillas, y ortoclasa subhedral alterada levemente a arcillas exhibiendo textura pertítica en algunos cristales. Entre los minerales de segundo orden se encuentran muscovita y biotita subhedral variando entre un 2-3%, esta última alterada a clorita y óxidos. Incluyen xenolitos correspondientes a filitas y esquistos de muscovita de hasta 4 mm de largo. Además, poseen cavidades de diámetro menor a 2 mm rellenas por calcita y pequeñas vetillas discontinuas de limonita.

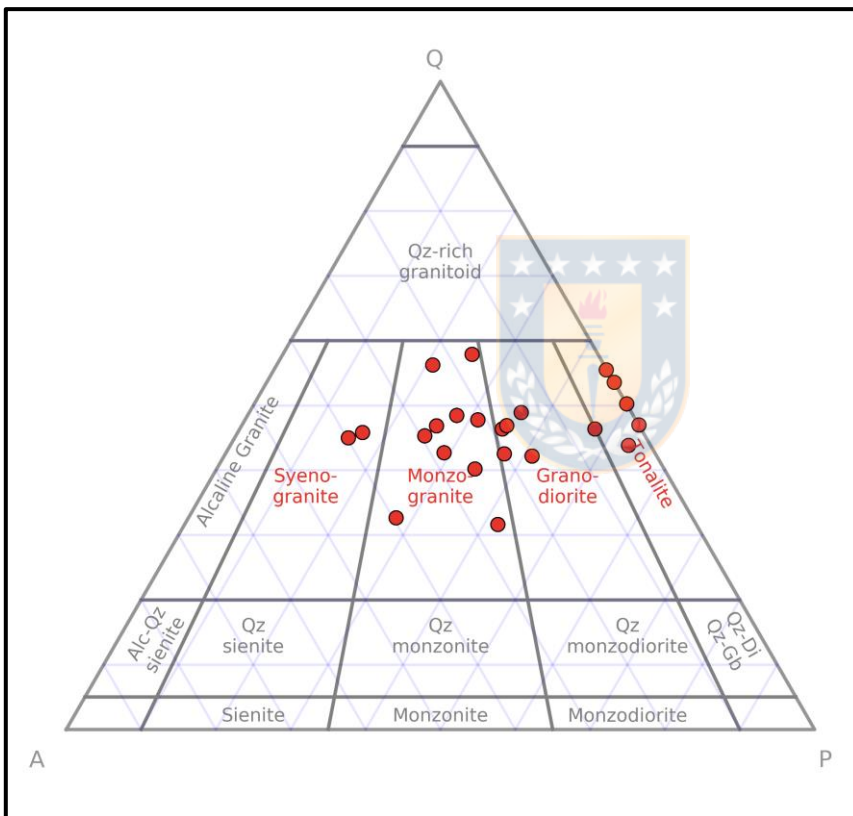


Figura 4.2. Triángulo QAP para muestras del Complejo Plutónico Cifuncho.

#### 4.1.2 Micromonzogranitos porfídicos

Corresponden a la litología predominante. Se reconocen monzogranitos de biotita, muscovita y biotita-muscovita, principalmente con texturas porfídica con masa fundamental hipidiomórfica granular de grano medio-fino y, minoritariamente, hipidiomórfica granular de grano medio-grueso. Compuestos por cuarzo subhedral-anhedral con extinción ondulosa,

plagioclasa alterada a sericita y arcillas de manera fuerte a moderada, y ortoclasa anhedral-subhedral alterada débilmente a arcillas, mostrando textura pertítica y algunos fenocristales con textura poiquilítica englobando cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y/o muscovita. Entre los minerales de segundo orden se identifican biotita (1-13%) y muscovita (1-8%) subhedral, la biotita se encuentra alterada en grados variables a clorita, epidota y óxidos. Por otro lado, entre los minerales accesorios se registran microclina y circón, además de xenolitos metamórficos, limonita y calcita en vetillas.

#### **4.1.3 Microgranodioritas porfídicas**

Se identifican granodioritas de biotita con características texturales y mineralogía secundaria similares a los monzogranitos. Poseen textura porfídica con masa fundamental hipidiomórfica granular de grano medio-fino y están constituidas por cuarzo anhedral-subhedral con extinción ondulosa, plagioclasa subhedral alterada a sericita y arcillas de manera fuerte a moderada, y ortoclasa anhedral-subhedral alterada débilmente a arcillas, mostrando textura pertítica en algunos cristales. Entre los minerales de segundo orden se identifican biotita (6-17%) alterada en grados variables a clorita, epidota y óxidos de hierro; muscovita primaria (1-3%) subhedral; anfíbola (2%) alterada fuertemente a clorita y biotita y escasos xenolitos metamórficos y vetillas de limonita.

#### **4.1.4 Microtonalitas**

Se reconocen tonalitas de biotita y biotita-anfíbola con texturas hipidiomórfica granular de grano fino-medio. Están compuestas por cuarzo anhedral-subhedral con extinción ondulosa y texturas de embahiamiento, plagioclasa subhedral alterada de forma variable a sericita y arcillas, y epidota (saussuritización) y ortoclasa (<3%). Los minerales accesorios corresponden a anfíbola (<1-5%), epidota secundaria (<1%) y circón (<<1%). Las anfíbolas muestran alteración a biotita, clorita y epidota de forma moderada a fuerte.

#### **4.1.5 Alteración**

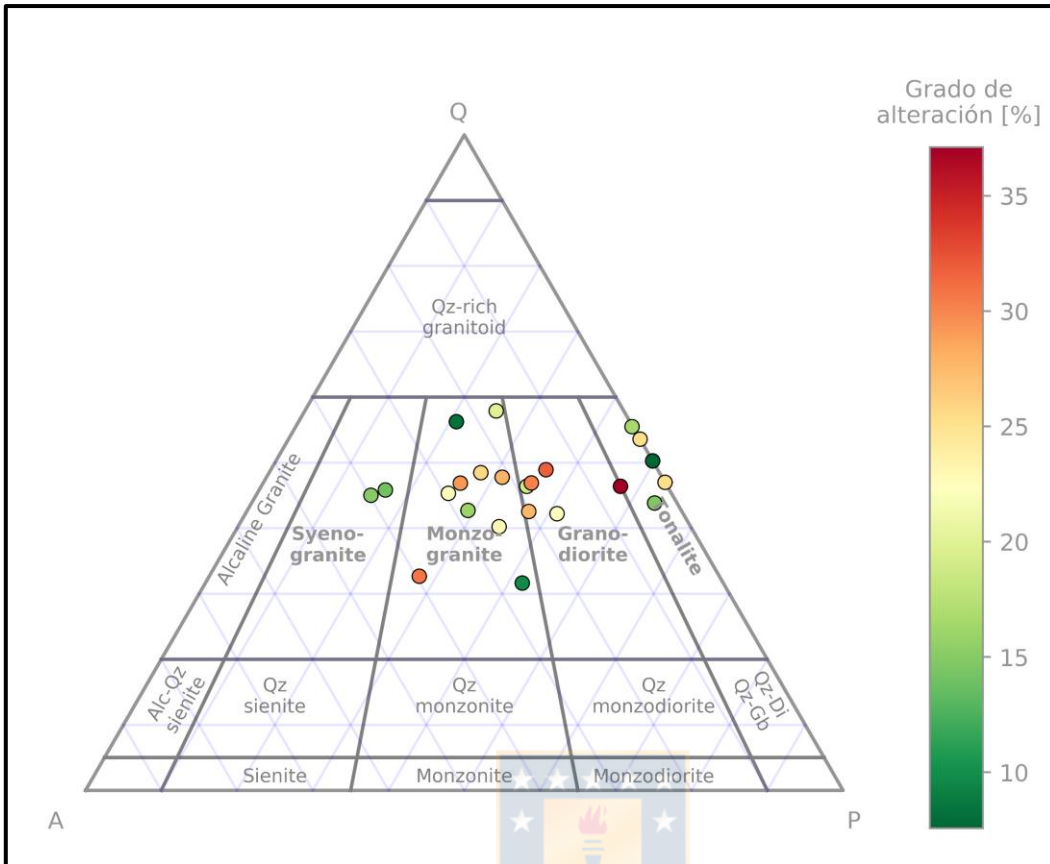
Las muestras analizadas registran diferentes grados de alteración (Figura 4.3). Este concepto corresponde a la suma porcentual de todos los minerales de alteración reconocidos en cada corte transparente. El análisis indica que los sienogranitos muestran un 14-15% de alteración, tonalitas entre un 8-25%, monzogranitos entre un 8-31% y las granodioritas entre un 19-37%.



En términos generales, el Complejo Plutónico Cifuncho presenta alteración supérgena y propilítica (Figura 4.1e). La primera, se identifica por los minerales arcillosos que afectan intensamente a las plagioclasas y de manera incipiente a los feldespatos potásicos. Asociadas a esta alteración, posiblemente se generaron las vetillas rellenas con limonita, la cual se reconoce minoritariamente en las rocas más diferenciadas. La alteración propilítica afecta de manera débil a moderada a los cristales de biotita y anfíbola, siendo estos reemplazados por minerales como clorita, epidota y óxidos de hierro, también se asocia a esta alteración la presencia de calcita rellenoando cavidades y en vetillas milimétricas.

Por otra parte, los xenolitos metamórficos incluidos en este complejo plutónico se reconocen como filitas o esquistos de muscovita, con porfiroblastos que están fuertemente alterados probablemente a rutilo (Figura 4.1f). Estos xenolitos corresponderían a fragmentos del Complejo Epimetamórfico Chañaral (Contreras *et al.*, 2013) y podrían representar un porcentaje de asimilación de la roca caja, al menos, en las partes más próximas al contacto.

A partir de esto y, en conjunto con la presencia de xenolitos metamórficos vistos al microscopio, las muestras que se analizaron químicamente se eligieron considerando un grado de alteración menor a un 15% y nula o escasa presencia de xenolitos metamórficos. Estas fueron: cuatro tonalitas, tres granodioritas, cinco monzogranitos y un sienogranito.



**Figura 4.3. Grado de alteración para muestras del complejo plutónico Cifuncho.** Se observa que las rocas que alcanzan un mayor grado de alteración son los monzogranitos y granodioritas. El grado de alteración corresponde a la suma porcentual de los minerales de alteración reconocidos en cada corte transparente (sericita, arcillas, clorita, epidota, calcita, muscovita, óxidos de hierro, biotita, limonita).

## 4.2 Geoquímica Complejo Plutónico Cifuncho

Los gráficos geoquímicos para este complejo plutónico son realizados con la información química de este trabajo junto con las muestras analizadas por Brown (1991) y Oliveros *et al.* (2020).

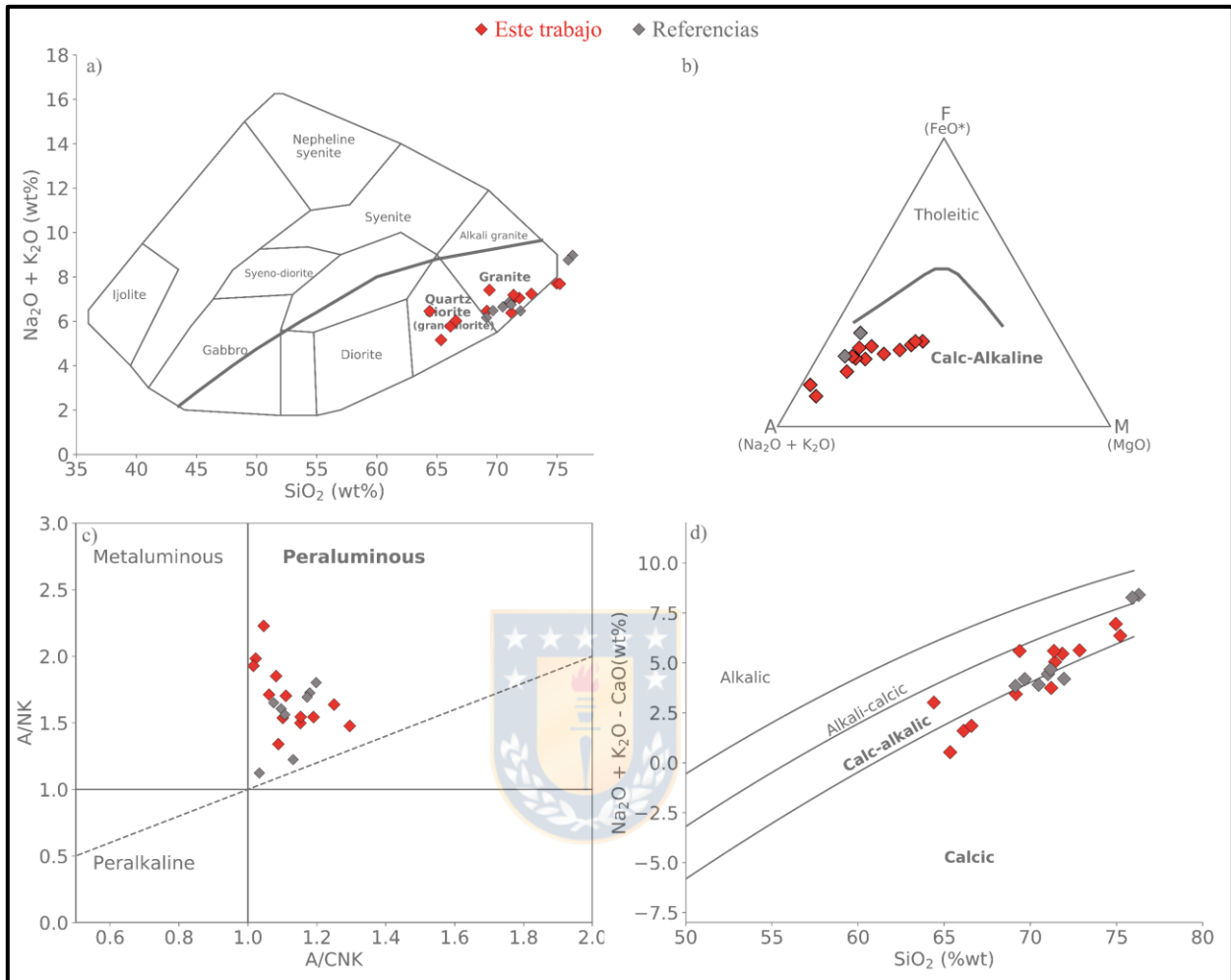
### 4.2.1 Diagramas de clasificación

De acuerdo al diagrama TAS para rocas plutónicas (Wilson, 1989 basado en Cox *et al.*, 1979), las rocas clasifican en el campo de los granitos y granodioritas, y algunas muestras que exceden el límite superior de clasificación. El porcentaje de sílice varía entre un 64-77%, correspondiendo a rocas subalcalinas intermedias a ácidas (Figura 4.4a).

Por otro lado, en el triángulo AFM todas las muestras corresponden a la serie calcoalcalina (Figura 4.4b). Mientras que en el diagrama de clasificación para rocas graníticas de Frost *et al.*



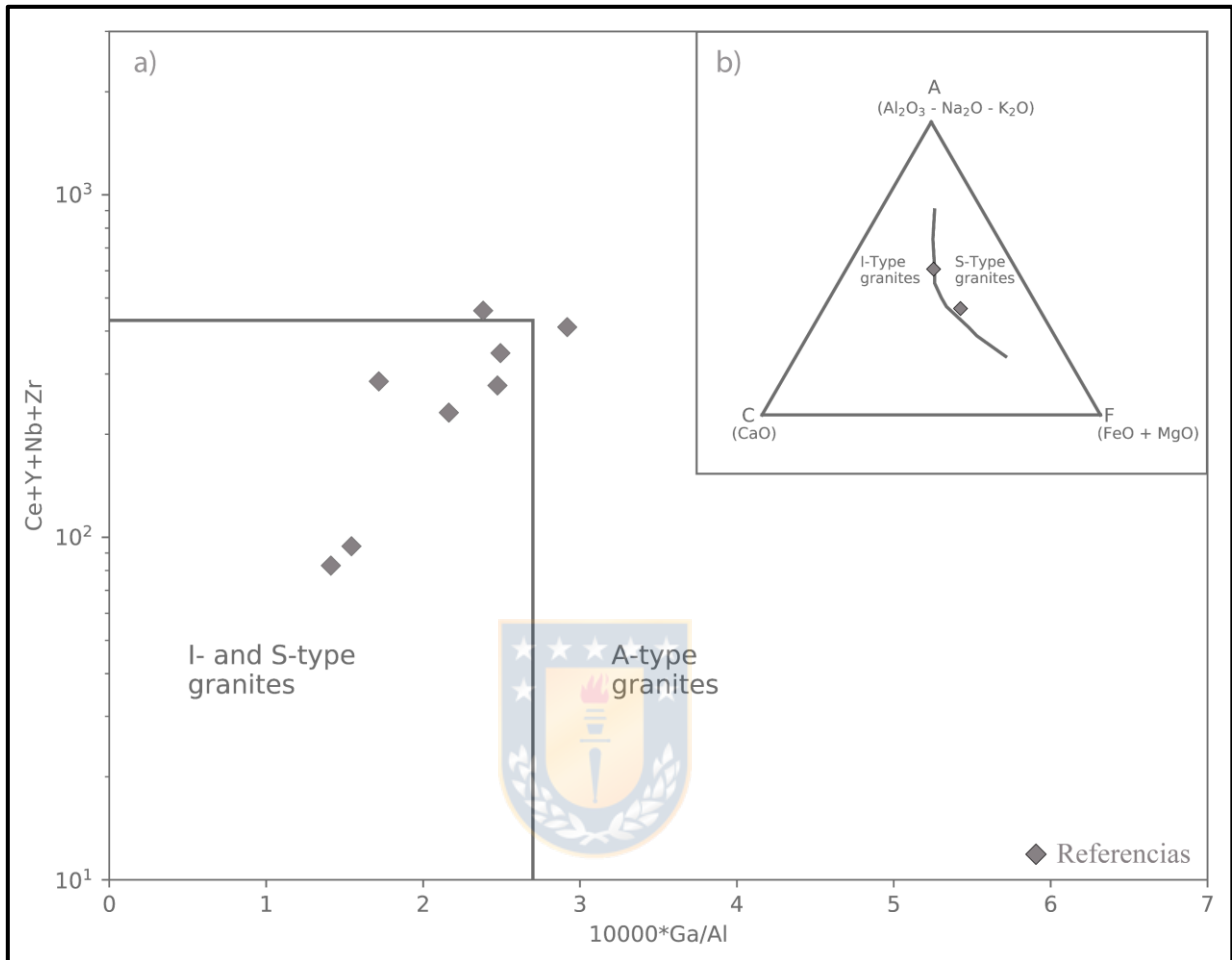
(2001) la mayoría de las muestras son calcoalcalinas a cálcicas y, en menor medida, álcali-cálcicas (Figura 4.4d).



**Figura 4.4. Diagramas de clasificación para las muestras del Complejo Plutónico Cifuncho.** a) Diagrama de clasificación TAS para rocas plutónicas (Wilson, 1989 basado en Cox *et al.*, 1979), donde la curva gruesa gris determina el límite entre rocas alcalinas y subalcalinas (Irvine & Baragar, 1971). b) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971), la curva gris indica el límite entre serie toleítica (sobre) y calcoalcalina (abajo). c) Clasificación de rocas ígneas de acuerdo al índice de alúmina (Shand, 1943). d) Diagrama de clasificación MALI vs  $\text{SiO}_2$  (Frost *et al.*, 2001).

De acuerdo con el diagrama de discriminación para granitos de Whalen *et al.* (1987), los granitos clasifican mayoritariamente como I/S, con algunas muestras indicando tipo A (Figura 4.5a). Sobre la base de esta clasificación, con las muestras que poseen información de elementos mayores, se discrimina entre granitos tipo I y S utilizando el diagrama ternario ACF de Takahashi *et al.* (1980) (Figura 4.5b). En este triángulo se observa que las muestras se ubican cercanos al límite entre ambos tipos de granitos. Al complementar esta información con la clasificación que

muestra la Figura 4.4c, en donde se observa un carácter peraluminoso ubicuo, se sugiere una predominancia de granitos tipo S.

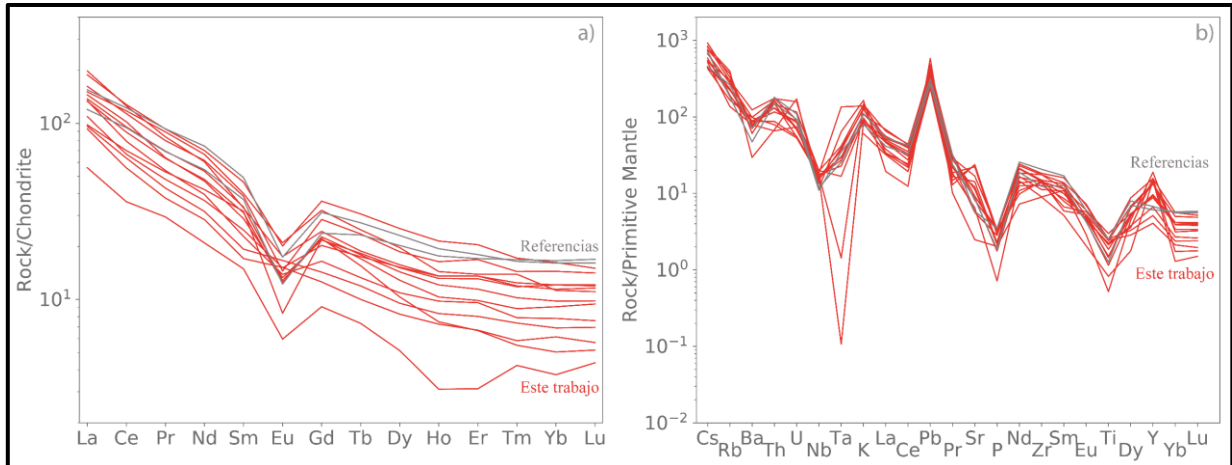


**Figura 4.5. Discriminación de granitos tipo A, I y S para rocas del Complejo Plutónico Cifuncho.** a) Basado en la separación realizada por Whalen *et al.* (1987). b) Triángulo de clasificación ACF (Takahashi *et al.*, 1980). Para el triángulo ACF se utilizan aquellos datos restringidos al campo I/S del diagrama de Whalen *et al.* (1987) y, a pesar, de que en a) seis muestras están dentro de este campo, en b) solo aparecen dos muestras debido a que no todas las muestras tienen FeO medido. Al: en ppm calculado desde base anhidra.

#### 4.2.2 Diagramas de tierras raras y multielemento

En la Figura 4.6a, donde se muestran las tierras raras normalizadas al condrito, se identifica un patrón fraccionado con un enriquecimiento de las LREE sobre las HREE. La mayoría de las muestras exhiben anomalías negativas de Eu, reflejando cristalización de plagioclasa en un ambiente reductor (*e. g.*, Ciocca, 2018). Las razones  $(La/Yb)_N$  varían entre 7,2-27,3 (media=13,6), y el  $Eu/Eu^*$  arroja valores entre 0,31-1,03 (media=0,58).

Como se observa en el diagrama multielemento normalizado a valores del manto primitivo (Figura 4.6b), los elementos LIL están enriquecidos con respecto a los elementos HFS. Además, se registran anomalías positivas Pb y anomalías negativas de Ba, Nb, Ta, P y Ti.



**Figura 4.6. Diagrama de tierras raras y multielemento para el Complejo Plutónico Cifuncho.** a) Diagrama de tierras raras normalizado al condrito (Sun y McDonough, 1989). b) Diagrama multielemento normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989)

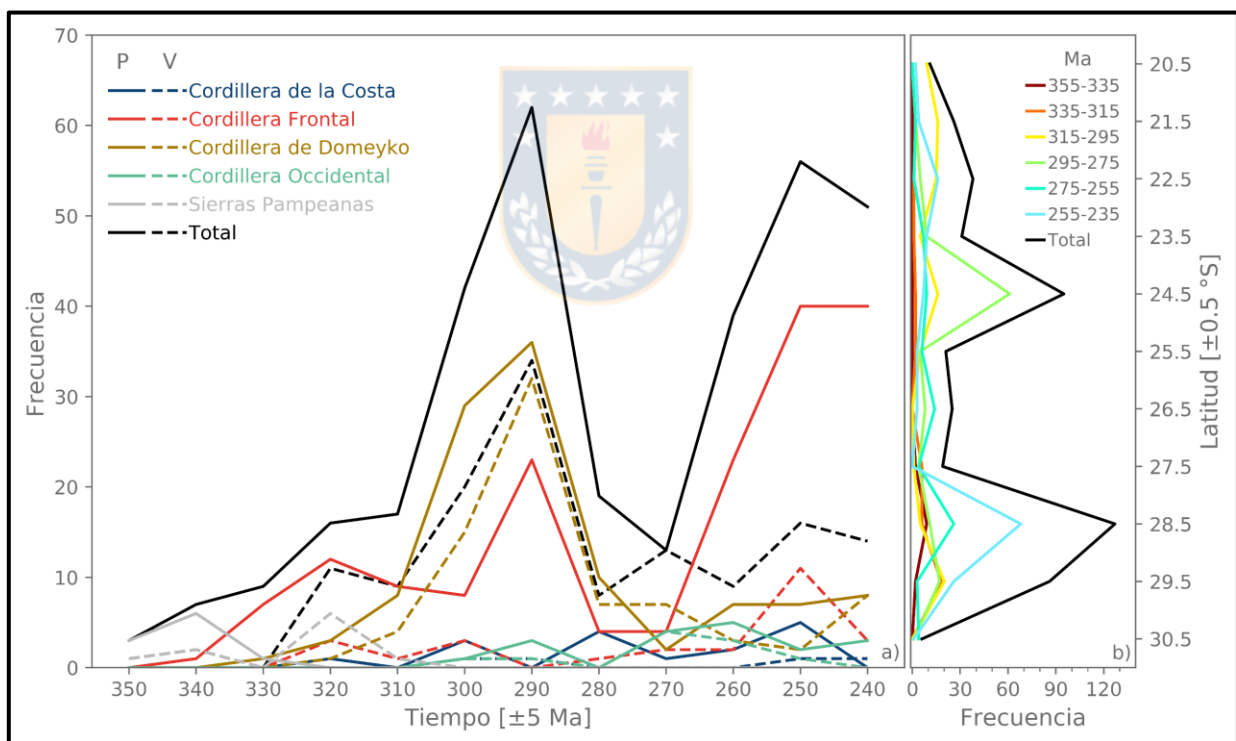
### 4.2.3 Geoquímica isotópica

En particular, la información isotópica de esta unidad es limitada (2 muestras). A pesar de ello, los datos disponibles son una herramienta útil para el estudio petrogenético de los magmas involucrados. Las muestras poseen valores de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  entre 0,70612-0,71054 y  $\epsilon\text{Nd}_i$  de -4,39 y -4,62 (Oliveros *et al.*, 2020).

## 5. GEOCROLOGÍA Y GEOQUÍMICA CARBONÍFERO-TRIÁSICO MEDIO

### 5.1 Geocronología

En este estudio se han recopilado 471 edades U-Pb y Ar-Ar que cumplen con los criterios señalados en el capítulo 2, es decir, corresponder a edades de cristalización con un error menor a 10 Ma (Figura 5.1). Se observan dos *peaks* entre los 305-285 Ma (volcánico y plutónico) y 265-235 Ma (plutónico), sostenidos por la actividad magmática de la Cordillera de Domeyko y Cordillera Frontal, respectivamente (Figura 5.1a). Además, existen dos zonas con concentración de dataciones entre los 24-25°S y entre los 28-30°S, donde el periodo de tiempo con mayor cantidad de datos es entre los 295-275 y 255-235 Ma, respectivamente (Figura 5.1b). Este análisis muestra que los datos no se distribuyen de manera homogénea en el tiempo ni espacio.



**Figura 5.1. Distribución de edades de cristalización U-Pb y Ar-Ar.** a) Distribución de edades por tipo de roca y morfoestructura, de aquí se desprenden dos *peaks* entre los 305-285 Ma (volcánico y plutónico) y 265-235 Ma (plutónico). b) Distribución latitudinal de edades por intervalos de 20 Ma, muestra dos zonas con concentraciones de dataciones entre los 20-25°S y entre los 28-30°S, donde el periodo de tiempo con mayor cantidad de datos es entre los 295-275 y 255-235, Ma, respectivamente. Este análisis muestra que los datos tienen un sesgo marcado tanto en el espacio como en el tiempo. P: Plutónica (plutones, diques y pórfidos); V: Volcánica (lavas y flujos piroclásticos). El color negro representa el total de los datos. Número de datos: 471.

## 5.2 Geoquímica

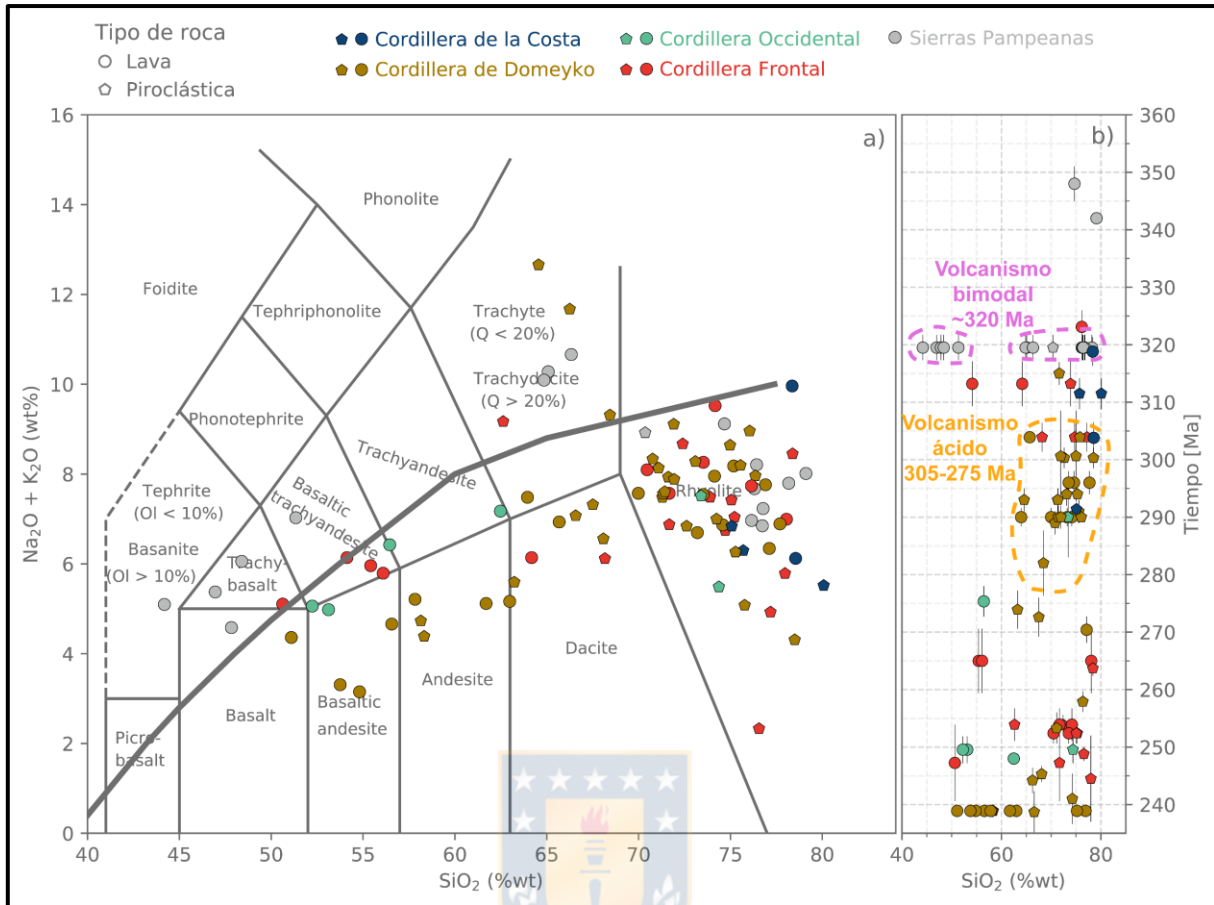
En este subcapítulo se detalla la información geoquímica utilizada para estudiar la evolución magmática entre los 355 a 237 Ma. Como se menciona en el capítulo 2, se crearon ventanas temporales de 10 Ma para trazar los cambios en la geoquímica. De este modo, la clasificación realizada mediante diagramas (AFM (Irvine y Baragar, 1971), MALI vs SiO<sub>2</sub> (Frost *et al.*, 2001), ACF (Takahashi *et al.*, 1980), A/CK vs A/CNK (Shand, 1943), discriminación de granitos tipo A e I/S (Whalen *et al.*, 1987)) es representada en gráficos que muestran su distribución temporal en intervalos de 10 Ma. Por otra parte, la clasificación química de rocas volcánicas y plutónicas se muestra en los respectivos gráficos junto con la evolución temporal del contenido de SiO<sub>2</sub>, indicando la unidad morfoestructural (color del símbolo) y tipo de roca (forma del símbolo).

En el subcapítulo siguiente se describen los resultados por morfoestructura. Por simplicidad los datos de la Depresión Intermedia han sido agregados a la Cordillera de la Costa, mientras que los datos del Salar de Atacama y Puna se incorporaron a la Cordillera Occidental.

Otro aspecto a tener en consideración es que la información geoquímica no está disponible para la totalidad de eventos indicados por los datos geocronológicos (Figura 5.1a) y que no se consideró la información geoquímica de rocas piroclásticas, excepto en la clasificación de rocas volcánicas (Figura 5.2).

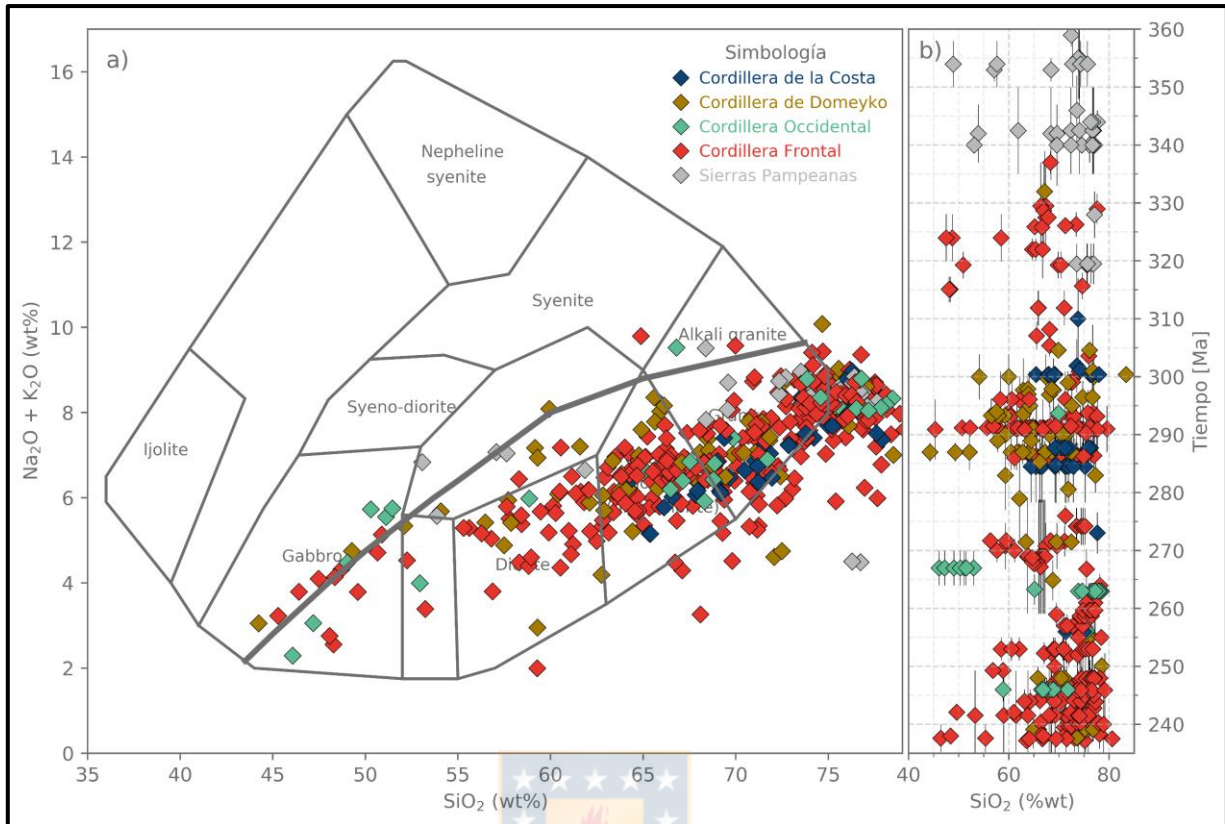
### 5.2.1 Diagramas de clasificación

Para la clasificación de rocas volcánicas la IUGS (Unión Internacional de Ciencias Geológicas) recomienda la utilización del diagrama TAS para rocas volcánicas (Le Bas *et al.*, 1986), el cual discrimina según el porcentaje en peso de sílice y álcalis recalculados en base anhidra. En la Figura 5.2a se observa que la mayoría de las muestras indican magmatismo subalcalino (curva que separa series alcalinas y subalcalinas de Irvine y Baragar (1971)). Además, se destaca el volcanismo bimodal >320 Ma en las Sierras Pampeanas y Cordillera de la Costa, rocas de composición ácida entre los 305-275 Ma, y la incorporación progresiva de miembros menos diferenciados desde los 305 Ma hasta los 240 Ma (Figura 5.2b).



**Figura 5.2. Clasificación de rocas volcánicas.** a) Diagrama de clasificación TAS para rocas volcánicas (Le Bas *et al.*, 1986), donde la curva gruesa gris determina el límite entre rocas alcalinas y subalcalinas (Irvine y Baragar, 1971). b)  $\text{SiO}_2$  vs tiempo, para rocas mayores a ~320 Ma el porcentaje de sílice muestra un comportamiento bimodal, mientras que entre 305-275 Ma el volcanismo es ácido ( $\text{SiO}_2 > 63\%$ ). Ambas características son contorneadas en b). La forma y color de las muestras indica el tipo de roca y morfoestructura, respectivamente

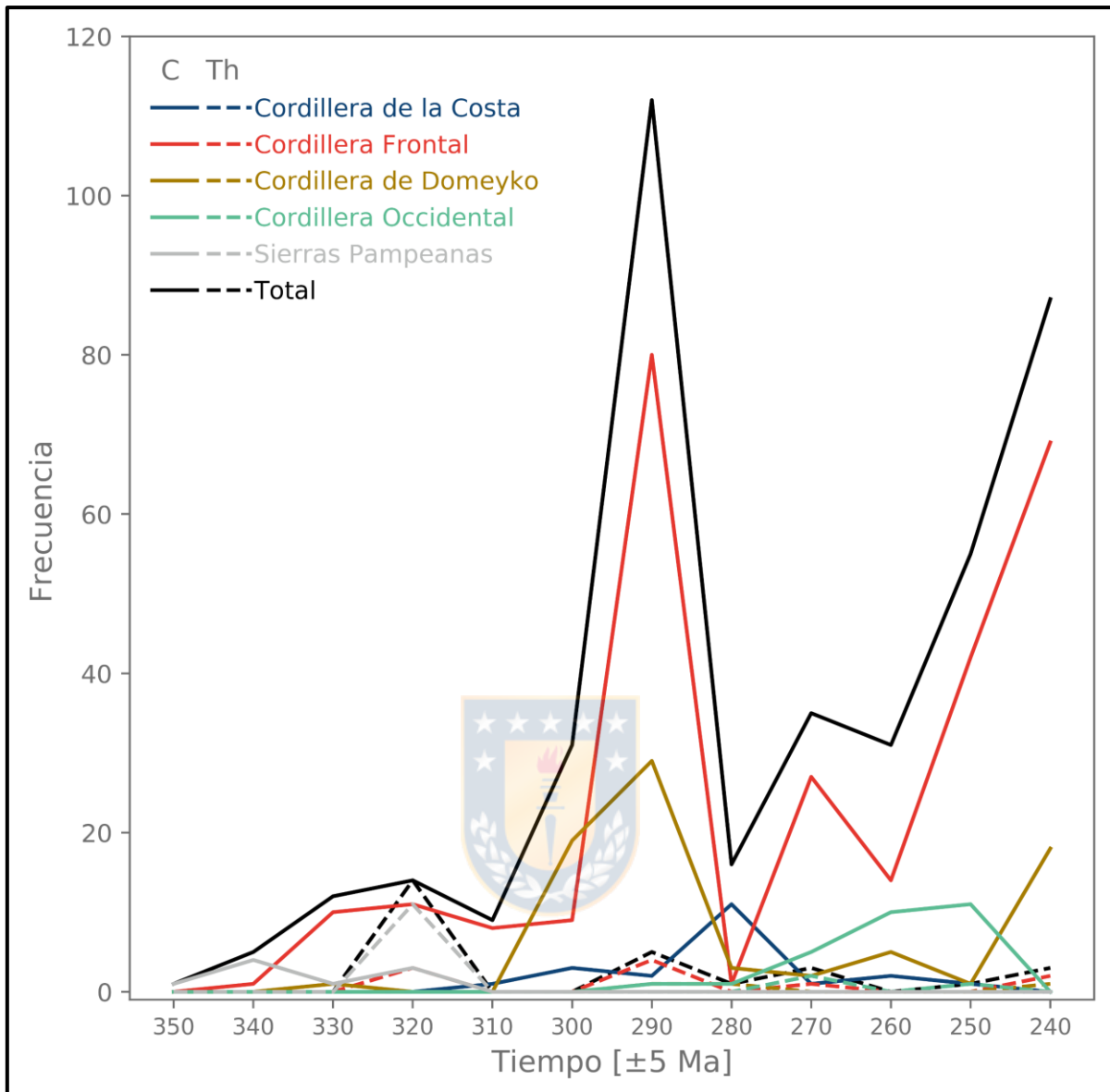
En contraparte, el diagrama TAS de rocas plutónicas (Wilson, 1989 basado en Cox *et al.*, 1979) clasifica las rocas intrusivas de acuerdo al porcentaje en peso de sílice y álcalis. En la Figura 5.3a se identifica que la mayoría de las muestras caen en el campo subalcalino (curva de discriminación de Irvine y Baragar (1971)) concentrándose entre un 60-80% de sílice. Sin embargo, en la Figura 5.3b se observa que en todo el rango de tiempo existe un amplio espectro en el contenido  $\text{SiO}_2$ , con algunos periodos restringidos y de composición principalmente ácida ( $>59\%$   $\text{SiO}_2$ ) entre los ~315-300, ~285-270 y ~265-255 Ma. Además, desde los 265 Ma en adelante ocurre un aumento paulatino de los miembros menos silíceos (Figura 5.3b).



**Figura 5.3. Clasificación de rocas plutónicas.** a) Diagrama de clasificación TAS para rocas plutónicas (Wilson, 1989 basado en Cox *et al.*, 1979), donde la curva gruesa gris determina el límite entre rocas alcalinas y subalcalinas (Irvine y Baragar, 1971). b) SiO<sub>2</sub> vs tiempo, donde el rango de SiO<sub>2</sub> varía entre un 45-80%, incluyendo periodos con contenido de sílice más restringido y de composición principalmente ácida (>59% SiO<sub>2</sub>) entre los ~315-300, ~285-270 y ~265-255 Ma. El color de las muestras indica la morfoestructura. Se destacan los datos del Complejo Plutónico Cifuncho (C. P. Cifuncho).

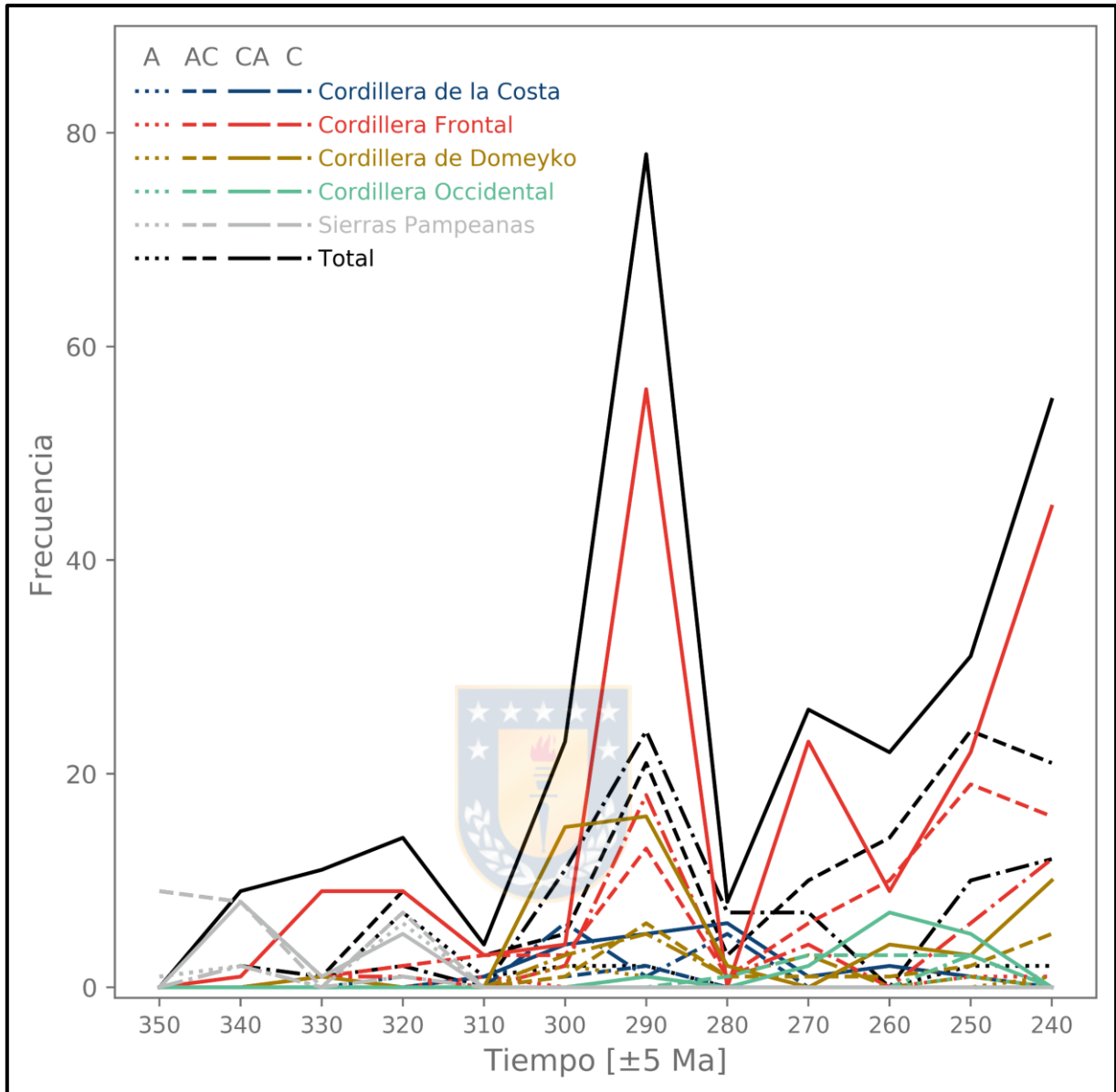
Ahora, dentro de la serie subalcalina se puede subdividir el magmatismo entre serie toleítica y calcoalcalina. Una forma de hacerlo, es utilizando el diagrama ternario AFM (Irvine y Baragar, 1971) en el cual se utilizan los porcentajes recalculados en base anhidra de álcalis (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O), FeO\* y MgO. En la Figura 5.4, se identifica que la mayor parte de las muestras indica señal calcoalcalina, excepto a los ~320 Ma. El magmatismo calcoalcalino es predominante durante todo el periodo de tiempo en todas las morfoestructuras. Por otra parte, la señal toleítica se reconoce mayoritariamente previo a los 265 Ma, con un *peak* entre los 325-315 Ma focalizado en las Sierras Pampeanas.





**Figura 5.4. Distribución temporal del tipo de magmatismo de acuerdo al triángulo AFM para la clasificación de rocas subalcalinas (Irvine y Baragar, 1971).** Durante todo el rango temporal el magmatismo calcoalcalino es predominante, excepto entre los 325-315 Ma, donde el magmatismo toleítico iguala al calcoalcalino. C: Calcoalcalino, Th: Toleítico. El color negro representa el total de los datos.

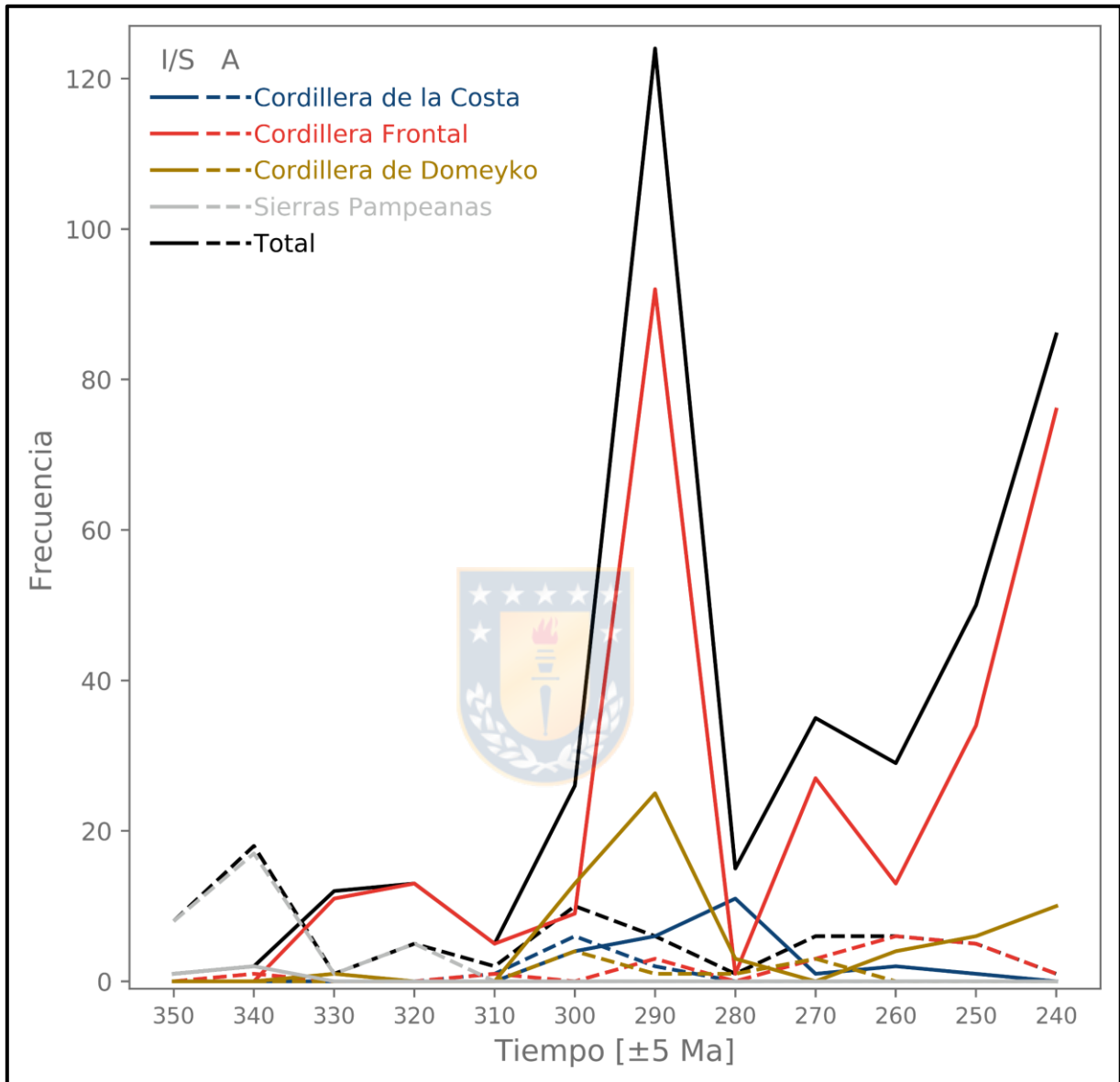
En el trabajo de Frost *et al.* (2001) se propuso el diagrama de clasificación MALI (*modified alkali-lime index*,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ ) vs sílice, dividiendo las muestras en cálcicas, calcoalcalinas, álcali-cálcicas y alcalinas. En la Figura 5.5 se identifica que el magmatismo varía entre calcoalcalino y álcali-cálcico, y en menor medida, de tipo cálcico entre los ~310-280 y ~250-240 Ma.



**Figura 5.5. Distribución temporal del tipo de magmatismo de acuerdo a la clasificación MALI vs  $\text{SiO}_2$  (Frost *et al.*, 2001).** Prácticamente durante todo el rango de tiempo predomina el magmatismo de tipo calcoalcalino, seguido por el magmatismo de tipo álcali-cálcico y, en menor medida, de tipo cálcico con *peaks* relevantes entre los ~310-280 y ~250-240 Ma. A: Alcalino, AC: Álcali-cálcico, CA: Calco-alcalino, C: Cálcico. El color negro representa el total de los datos.

Las rocas graníticas también pueden ser clasificadas de acuerdo a lo señalado por Chappell y White (1974) y Loiselle y Wones (1979), quienes propusieron una clasificación “alfabética” de los granitos (I, S, A, entre otros). Desde este punto de vista, Whalen *et al.* (1987) propusieron un diagrama para diferenciar entre granitos A e I/S. Utilizando la clasificación de este diagrama se observa que prácticamente en todo el tiempo de estudio predominan los granitos I/S, excepto

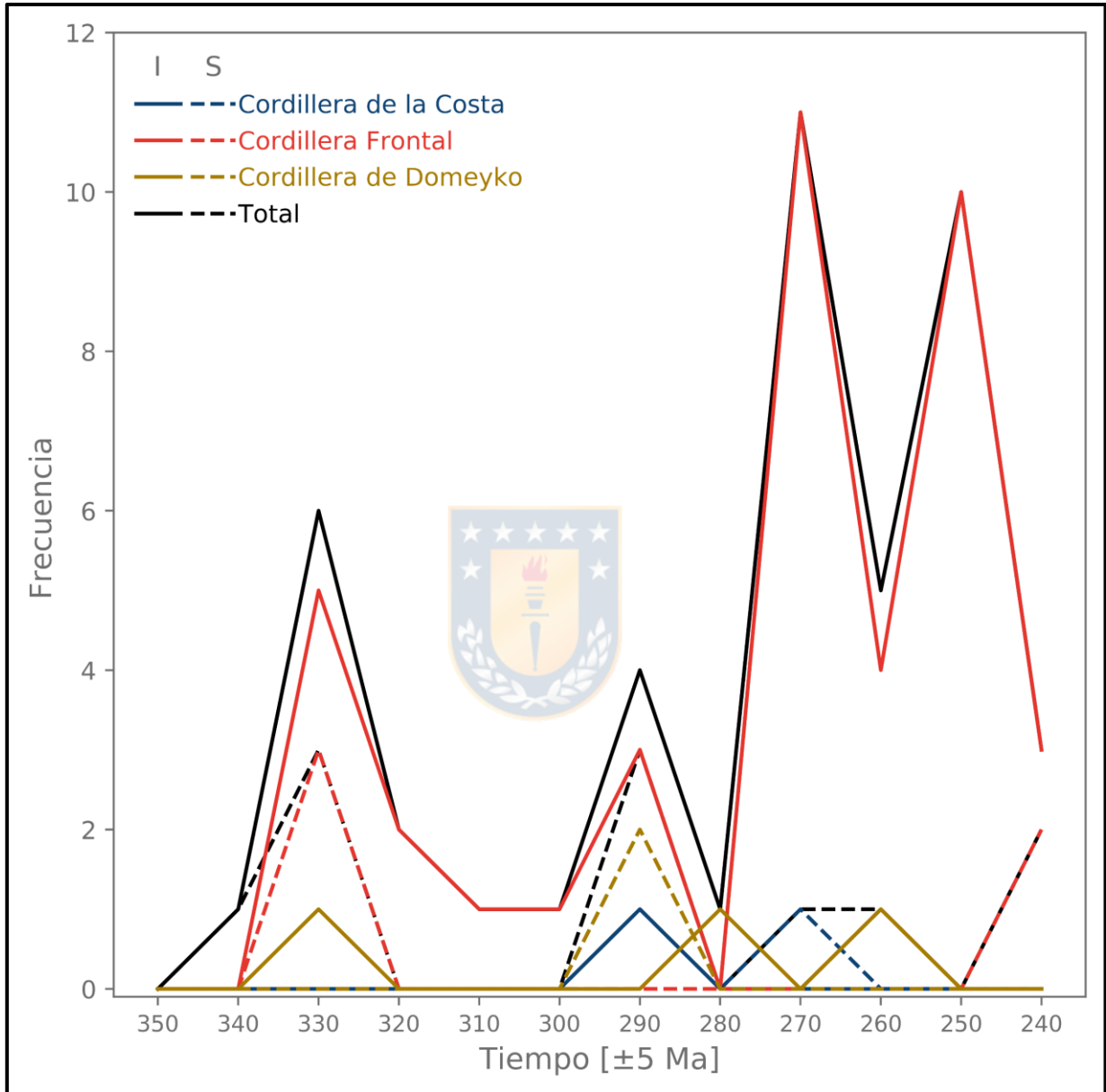
previo a los 330 Ma (Figura 5.6). Los granitos tipo A se presentan durante todo el intervalo de tiempo, con *peaks* significativos a los ~340 y ~300 Ma.



**Figura 5.6. Distribución temporal del tipo de magmatismo de acuerdo a la clasificación de granitos tipo A e I/S (Whalen *et al.*, 1987).** Desde los 330 Ma en adelante predominan los granitos tipo I/S. Los granitos tipo A se registran durante todo el intervalo de tiempo, con *peaks* significativos a los ~340 y ~300 Ma. A: Granitos tipo A, I/S: Granitos tipo I/S. El color negro representa el total de los datos.

De manera complementaria a la clasificación anterior, es posible diferenciar químicamente entre granitos tipo I y S utilizando el diagrama ternario ACF (Takahashi *et al.*, 1980). La discriminación entre estos tipos de granitos se realizó utilizando como primer filtro la clasificación de granitos de Whalen *et al.* (1987). De esta forma, en la Figura 5.7 solo aparecen

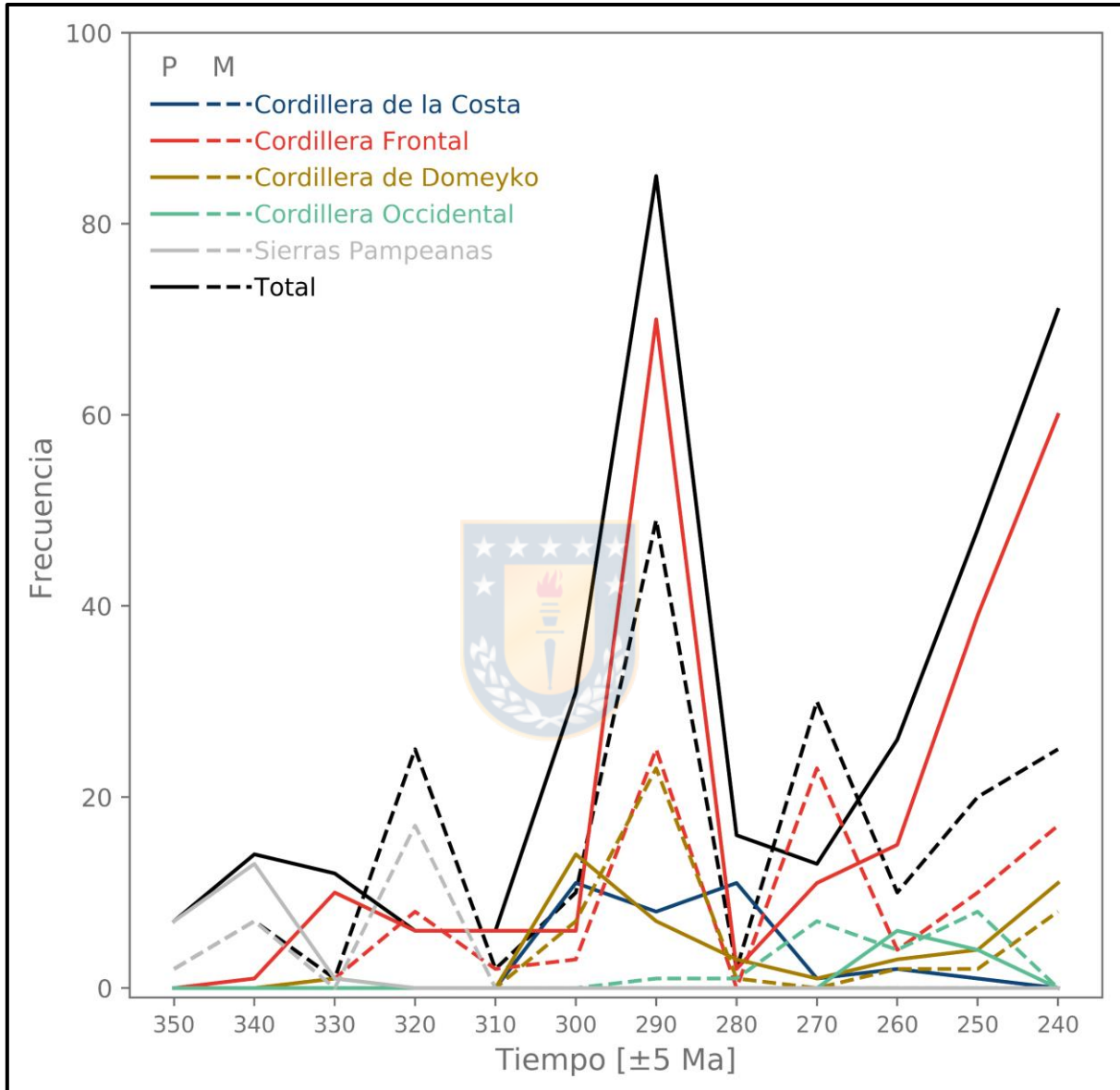
los granitos que fueron clasificados como I/S. Los datos indican que hay mayor evidencia de granitos tipo I en todo el periodo de tiempo, excepto a los ~340 Ma, donde ambos tienen igual cantidad de datos.



**Figura 5.7. Distribución temporal del tipo de magmatismo de acuerdo de acuerdo a la clasificación de granitos tipo I y S (Takahashi *et al.*, 1980).** Se clasifican los granitos restringidos al campo I/S del diagrama de Whalen *et al.* (1987). Los granitos tipo I predominan en todo el periodo de tiempo, excepto a los ~340 Ma, donde ambos tienen igual número de datos. I: Granitos tipo I, S: Granitos tipo S. El color negro representa el total de los datos.

Otra forma de clasificar rocas ígneas es mediante el diagrama A/NK vs A/CNK (Shand, 1943), en el cual se contrasta la razón molar de Al, Na y K (A/NK) vs Al, Na, K y Ca (A/CNK).

En la mayoría del tiempo de estudio predomina la señal peraluminosa. Sin embargo, se identifica que el magmatismo fue predominantemente metaluminoso entre los 325-315 Ma y 275-265 Ma (Figura 5.8).



**Figura 5.8. Distribución temporal del tipo de magmatismo de acuerdo a la clasificación de Shand (1943).** Prácticamente en la totalidad del periodo de tiempo predomina el magmatismo peraluminoso, excepto entre los 325-315 Ma y 275-265 Ma. P: Peraluminoso, M: Metaluminoso. El color negro representa el total de los datos.

### 5.2.2 Diagramas de tierras raras y multielemento

En la Figura 5.9 se muestran las concentraciones de REE normalizadas al condrito (valores obtenidos de Sun y McDonough, 1989). Se observa que las tierras raras pesadas (HREE) tienen

pendientes suaves a planas y las tierras raras livianas (LREE) muestran patrones inclinados a fuertemente inclinados. Además, son destacables las fuertes anomalías negativas de Europio (Eu) en las Sierras Pampeanas previo a los 300 Ma, las cuales son propias de los granitos tipo A (Whalen *et al.*, 1987). En términos generales, no se evidencia una variación temporal importante en el patrón de REE, excepto en las Sierras Pampeanas, donde existe un enriquecimiento en tierras raras en las rocas más jóvenes (~320 Ma).

El diagrama multielemento es otra herramienta utilizada para evaluar procesos petrogenéticos al igual que el diagrama de REE. Estos elementos son claves para evaluar procesos que involucren fluidos, como ocurre en zonas de subducción. En la Figura 5.10 se destacan anomalías negativas de Ba, Nb, Ta, Sr, P y Ti y anomalías positivas de Pb, presentes en todas las unidades morfoestructurales, destacando que las anomalías de Nb-Ta en las Sierras Pampeanas son tenues. Se destaca el enriquecimiento en elementos traza en las Sierras Pampeanas donde, además, las anomalías negativas de Ba, Sr, P, Eu y Ti son más intensas.



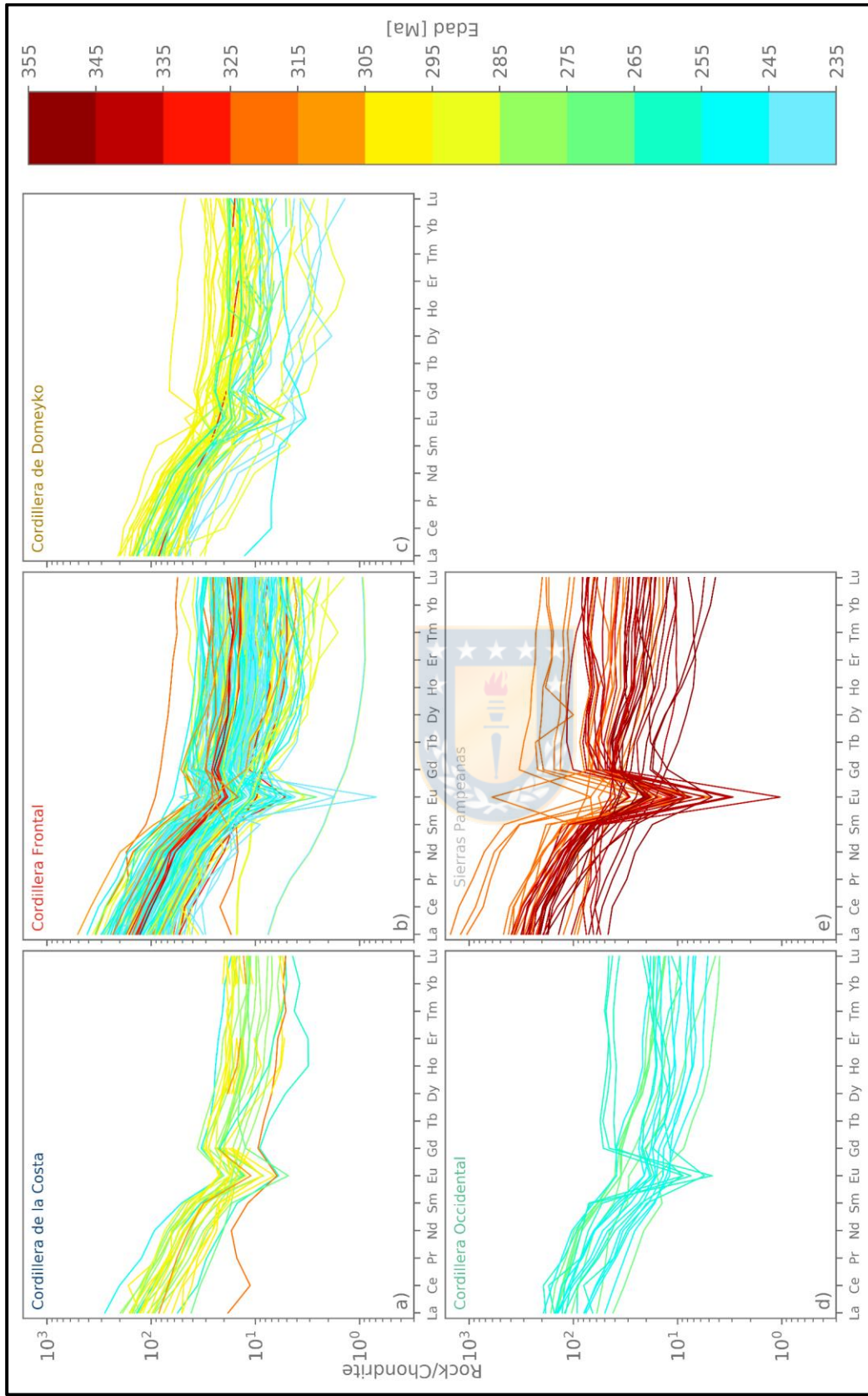


Figura 5.9. Diagrama de tierras raras normalizado al condrito (Sun y McDonough, 1989).



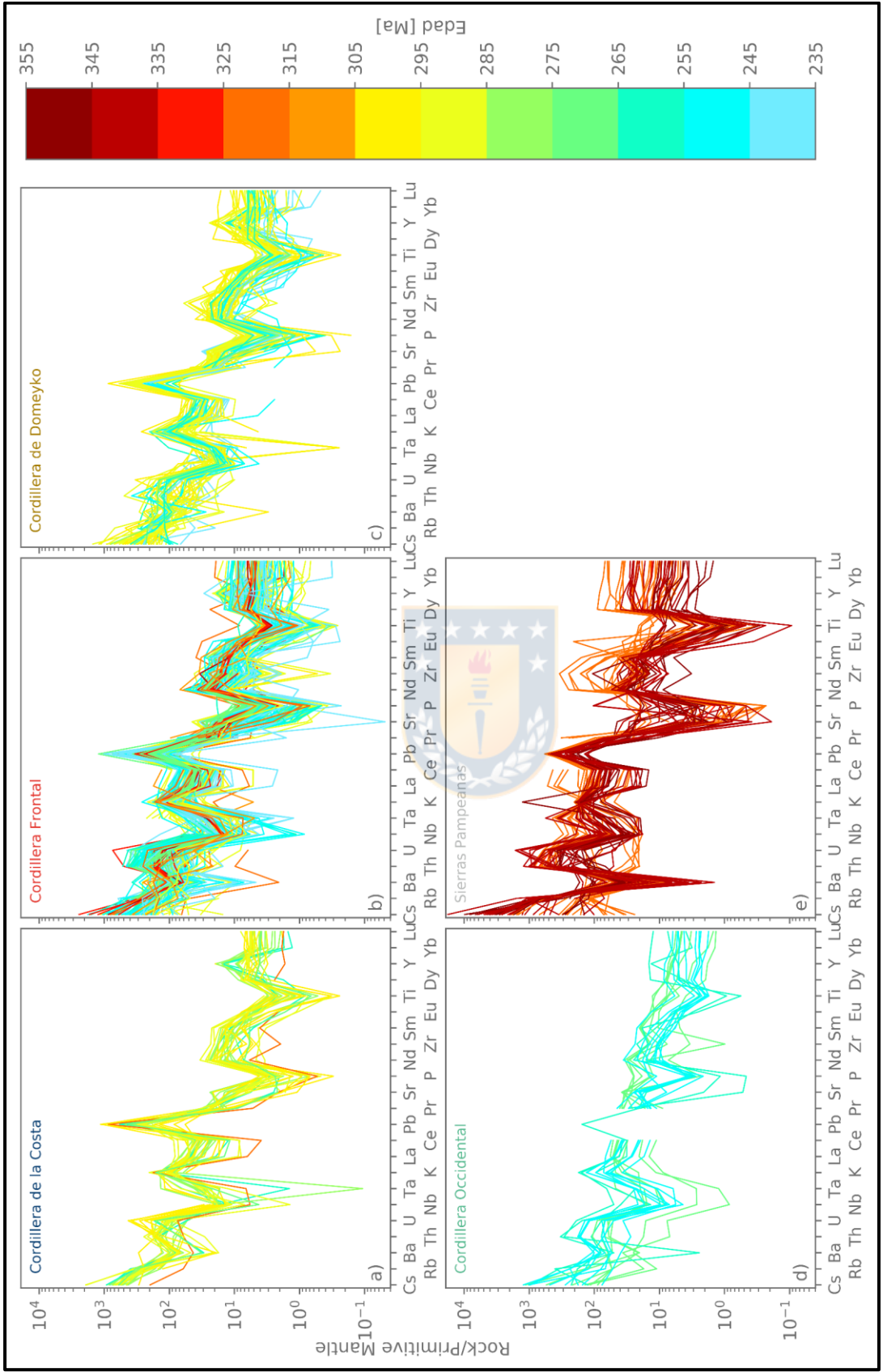


Figura 5.10. Diagrama multielemento normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

## 5.3 Unidades morfoestructurales

### 5.3.1 Sierras Pampeanas

El volcanismo incluye basaltos, traqui-basaltos y traqui-andesitas basálticas alcalinas y, por otro lado, riolitas (subalcalinas) y traquitas (Figura 5.2a) mostrando un comportamiento bimodal ~320 Ma (Figura 5.2b). En cambio, las unidades plutónicas son principalmente subalcalinas, con litologías entre dioritas y granitos (Figura 5.3a) y un rango de SiO<sub>2</sub> que varía entre 49-77% en todo el periodo de tiempo, y de manera más restringida y ácida ~320 Ma (Figura 5.3b). El magmatismo evoluciona de peraluminoso (previo a 325 Ma) a metaluminoso (entre 325-315 Ma) (Figura 5.8). De acuerdo con la clasificación AFM es predominantemente calcoalcalino, con señal toleítica solo a los ~320 Ma (Figura 5.4). Algo similar se observa al utilizar la clasificación MALI vs SiO<sub>2</sub>, donde este es principalmente calcoalcalino y álcali-cálcico, con expresiones menores de señal alcalina y cálcica (Figura 5.5). Adicionalmente, los datos isotópicos indican (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> entre 0,67758 y 0,77604 y εNd<sub>i</sub> entre -5,9 y 3,11, donde la mayoría indica componente enriquecida de los magmas (Figura 6.16a, b).

Los granitos son principalmente de tipo A, no obstante, la señal de tipo I/S ocurre durante todo el intervalo de tiempo en que hubo magmatismo en esta morfoestructura (Figura 5.6).

Por su parte, las REE muestran concentraciones enriquecidas con respecto a las otras unidades morfoestructurales y pendientes moderadamente inclinadas con fuertes anomalías negativas de Eu (Figura 5.9e). El Eu/Eu\* oscila entre 0,02-1,36 con promedio de 0,41, los valores >1 se concentran a los ~320 Ma. Además, el diagrama multielemento indica fuertes anomalías negativas de Ba, Sr, P, Eu y Ti, tenues anomalías negativas de Nb y anomalías positivas de Pb (Figura 5.10e).

### 5.3.2 Cordillera Frontal

El volcanismo es mayoritariamente subalcalino y de composición ácida (>62% SiO<sub>2</sub>) en todo el intervalo de tiempo, con algunas expresiones de composiciones más básicas (50-56% SiO<sub>2</sub>) (Figura 5.2a, b). En cuanto a la contraparte plutónica, se observa un amplio espectro composicional para todo el intervalo de tiempo, con porcentajes de SiO<sub>2</sub> entre 45-80% (Figura 5.3a), excepto entre los 315-300 Ma y 275-255 Ma, donde el contenido de sílice es más restringido: 56-76% y 59-77%, respectivamente (Figura 5.3b). Notablemente se observa la incorporación progresiva de miembros menos diferenciados a partir de los 265 Ma (Figura 5.3b).

A partir del diagrama A/NK vs A/CNK se distingue que el magmatismo varía entre peraluminoso a metaluminoso, con un claro predominio del carácter peraluminoso acentuado entre los 295-285 y 245-235 Ma (Figura 5.8). Por otra parte, de acuerdo a la clasificación AFM se identifica que la mayoría del magmatismo tiene señal calcoalcalina, con algunas excepciones con señal toleítica a los 325-315, 295-285, 275-265 y 245-237 Ma (Figura 5.4). Complementariamente, la clasificación MALI vs SiO<sub>2</sub> indica señal calcoalcalina predominante y, de manera secundaria, una impronta álcali-cálcica y cálcica entre los 295-285 y 255-237 Ma (Figura 5.5). Los datos isotópicos indican valores de (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> entre 0,675663 y 0,710667 y εNd<sub>i</sub> entre -12,17 y 6,17 (Figura 6.16a, b).

A partir del diagrama de clasificación de Whalen *et al.* (1987) se identifica que la mayoría de los granitos son tipo I/S, con algunas evidencias puntuales de granitos tipo A ~307 Ma, ~261 Ma, ~257 Ma y entre 248-245 Ma (Figura 5.6). Además, se observa la predominancia de granitos tipo I, no obstante, hay datos que indican granitos S ~326 Ma y ~244 Ma (Figura 5.7).

En la Figura 5.9b se observa que las HREE tienen pendientes suaves y las LREE tienen pendientes fuertes a suaves, con diferencias sutiles durante el periodo de tiempo, marcadas por las anomalías de Eu, que se acentúan luego de los 255 Ma. En general, las anomalías de Eu, expresadas en Eu/Eu\* se mantienen entre 0,5-1 (media: 0,74), sin embargo, algunos datos indican valores >1 entre los 315-285 Ma y 260-237 Ma. Por otro lado, en el diagrama multielemento se identifican anomalías negativas de Ba, Nb, Ta, Sr, P y Ti y anomalías positivas de Pb (Figura 5.10b).

### 5.3.3 Cordillera Occidental y Puna

La información geoquímica para este periodo de tiempo está restringida mayoritariamente a la Cordillera Occidental. El volcanismo es subalcalino y tiene un rango de sílice amplio (55-75%) (Figura 5.2a, b). Las rocas intrusivas pertenecen a la serie subalcalina, a excepción de algunos gabros de edad ~267 Ma (Figura 5.3b). Se exhiben litologías desde gabros a granitos con un amplio rango composicional (46-78 %SiO<sub>2</sub>) entre los 270-255 Ma, luego de los 255 Ma las litologías varían entre dioritas a granitos con un rango de sílice más acotado (59-72 %SiO<sub>2</sub>) (Figura 5.3a, b). De acuerdo con el diagrama A/NK vs A/CNK el magmatismo es metaluminoso a peraluminoso sin un predominio marcado (Figura 5.8). Por otro lado, de acuerdo con la clasificación AFM la mayoría del magmatismo es de carácter calcoalcalino, con escasa evidencia

de señal toleítica ~267 Ma (Figura 5.4). De forma similar, según la clasificación de Frost *et al.* (2001) el magmatismo es principalmente calcoalcalino, con expresiones menores de carácter alcalino-cálcico y cálcico (Figura 5.5).

En cuanto a las REE, en la Figura 5.9d se observan pendientes inclinadas para las LREE y HREE, aunque algunas muestras indican pendientes planas para las HREE. Las anomalías de Eu son relativamente bajas, en general, con valores de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  entre 0,08-1,41 (media: 0,73) y distintivamente con valores  $>1$  ~267 Ma y  $<0,5$  ~263 Ma. Por otro lado, el diagrama multielemento indica anomalías negativas de Ba, Nb, Ta, Sr, P y Ti (Figura 5.10d).

### 5.3.4 Cordillera de Domeyko

El volcanismo en esta unidad morfoestructural es principalmente de carácter subalcalino, con algunas muestras que indican señal alcalina (Figura 5.2a). Entre los 315-245 Ma se observan tobas y lavas de composición riolítica y dacítica (63-77%  $\text{SiO}_2$ ) y entre los 245-237 Ma se distinguen litologías entre basaltos a riolitas, mostrando un espectro composicional mayor (51-77%  $\text{SiO}_2$ ) (Figura 5.2a, b). Al igual que el volcanismo, las rocas intrusivas en su mayoría son subalcalinas, compuestas principalmente por dioritas cuarcíferas, granodioritas y granitos con porcentajes de sílice variando de 63-78%, excepto entre 300-275 Ma, donde se amplía el registro composicional (44-83 %  $\text{SiO}_2$ ) y litológico, agregando dioritas y gabros (Figura 5.3a, b). A partir de la clasificación del diagrama A/NK vs A/CNK se reconoce que el magmatismo evoluciona de peraluminoso, previo a 295 Ma, a metaluminoso entre los 295-285, finalmente, entre los 285-237 Ma varía indistintamente entre peraluminoso y metaluminoso (Figura 5.8). Por otro lado, la clasificación AFM muestra que el magmatismo es calcoalcalino durante todo el rango de tiempo (Figura 5.4), mientras que la clasificación de Frost *et al.* (2001) indica que las rocas son calcoalcalinas con manifestaciones menores de señal cálcica y álcali-cálcica (Figura 5.5). Los datos isotópicos indican valores de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  entre 0,70693 y 0,709576 y  $\epsilon\text{Nd}_i$  entre -6,4 y -1,67 (Figura 6.16a, b).

En cuanto a los tipos de granitos presentes, se identifica que la mayoría son del tipo I/S, destacando la ocurrencia de granitos tipo A a los ~300 Ma y ~270 Ma (Figura 5.6). Los datos también indican granitos tipo I a los ~330, ~280 y ~260 Ma y granitos tipo S a los ~290 Ma (Figura 5.7).

La Figura 5.9c exhibe pendientes planas a suaves para las HREE y las LREE muestran patrones levemente inclinados. Se destaca que entre los 300-275 Ma y entre 255-237 Ma el patrón de REE es más amplio que los otros periodos. Asimismo, las anomalías de Eu varían entre 0,24-2,70, mostrando valores anómalamente altos (1,5-2,7) entre 300-280 Ma y valores <0,5 entre los 305-295 Ma y ~255 Ma. Por otra parte, el diagrama multielemento indica anomalías negativas de Nb, Ta, P y Ti y positiva de Pb presentes en todo el periodo de tiempo (Figura 5.10c).

### 5.3.5 Cordillera de la Costa

En esta unidad morfoestructural las evidencias de magmatismo se localizan en tres sectores (capítulo 1). Se observa volcanismo previo a los 290 Ma de carácter subalcalino conformado por basaltos y riolitas (Figura 5.2a, b). Por otro lado, el registro plutónico muestra dioritas cuarcíferas, granodioritas y granitos de composición ácida (64-78% SiO<sub>2</sub>) (Figura 5.3a). En general, el magmatismo es esencialmente peraluminoso (Figura 5.8), mientras que la clasificación AFM indica que las rocas pertenecen a la serie calcoalcalina, excepto los basaltos que muestran impronta toleítica (Figura 5.4). De forma complementaria, la clasificación de Frost *et al.* (2001) señala que las rocas son principalmente calcoalcalinas desde los 295 Ma en adelante, previo a esto la impronta es cálcica o álcali-cálcica (Figura 5.5). Adicionalmente, los datos isotópicos indican valores de (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> entre 0,701124 y 0,71936 y εNd<sub>i</sub> entre -5,33 y -1,77 (Figura 6.16a, b).

En cuanto al tipo de granitos, se identifican granitos tipo A entre 305-285 Ma, de igual forma existen granitos tipo I/S entre los 305-245 Ma (Figura 5.6). Se destaca que los granitos tipo A predominan en el sector norte, mientras que los granitos tipo I/S lo hacen en el sector sur. Adicionalmente, se reconoce que los granitos I y S se presentan en igual proporción entre los 295-285 Ma (Figura 5.7).

El patrón de tierras raras (Figura 5.9a) indica que las HREE tienen pendientes suaves y las LREE muestran patrones inclinados, asimismo, las anomalías de Eu varían entre 0,31-1,07 (Eu/Eu\*), mostrando valores contrastantes antes (entre 0,5-1) y después (<0,5) de los 285 Ma. El diagrama multielemento muestra anomalías negativas de Ba, Nb, Ta, P y Ti y positiva de Pb presentes en todo el periodo de tiempo (Figura 5.10a).

Tabla 5.1 Resumen sobre las principales características magmáticas en cada unidad morfoestructural.

Características	Cordillera de la Costa y Depresión Intermedia	Cordillera de Domeyko	Cordillera Occidental y Puna	Cordillera Frontal	Sierras Pampeanas
Volcanismo	Basaltos y riolitas (>290 Ma)	315-255 Ma: Tobas y lavas riolíticas y dacíticas (63-77% SiO <sub>2</sub> ). 255-237 Ma: Basaltos a riolitas (51-77 % SiO <sub>2</sub> ).	Subcalcina (55-75% SiO <sub>2</sub> )	Ácido (>62% SiO <sub>2</sub> ) ± Intermedio (50-56% SiO <sub>2</sub> )	Basaltos, traqui-basaltos, traqui-andesitas basálticas y traquitas alcalinas; riolitas subcalcinas
Plutonismo	Dioritas-qz, granodioritas y granitos (64-78% SiO <sub>2</sub> )	Dioritas-qz a granitos (63-78% SiO <sub>2</sub> )	275-255 Ma: Gabros a granitos (46-78% SiO <sub>2</sub> ) 255-237 Ma: Dioritas a granitos (59-72% SiO <sub>2</sub> )	Gabros a granitos (45-80% SiO <sub>2</sub> ), excepto entre 315-300 Ma y 275-255 Ma (56-77% SiO <sub>2</sub> )	Gabros a granitos (49-77% SiO <sub>2</sub> )
A/NK vs A/CNK (Shand, 1943)	Peraluminoso	>295 Ma: Peraluminoso 295-285 Ma: Metaluminoso 285-237 Ma: Peraluminoso a metaluminoso	Metaluminoso a peraluminoso	Peraluminoso a metaluminoso	Peraluminoso (>325 Ma) a metaluminoso (325-315)
Serie magmática (Irvine y Baragar, 1971)	Calcoalcalina (Basaltos son toleíticos)	Calcoalcalina	Calcoalcalina (± toleítica ~267 Ma)	Calcoalcalina (± toleítico 325-315 Ma, ~291 Ma, ~271 Ma y ~237 Ma)	Volcanismo toleítico (±calcoalcalino)
MALI vs SiO <sub>2</sub> (Frost <i>et al.</i> , 2001)	>295 Ma: C-AC <295 Ma: CA	CA (± C y ± AC)	CA (± AC y ± C)	CA (± AC y ± C)	CA-AC (±A y ±C)
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub>	0,701124 - 0,71936	0,70693 - 0,709576	Sin información	0,675663 - 0,710667	0,67758 - 0,77604
εNd <sub>i</sub>	Entre -5,33 y -1,77	Entre -6,4 y -1,67	Sin información	Entre -12,17 y 6,17	Entre -5,9 y 3,11
Clasificación de granitos (Whalen <i>et al.</i> , 1987)	Tipo I/S (305-245 Ma) Tipo A (305-285 Ma)	Tipo I/S Tipo A (300 Ma, 270 Ma)	Sin información	Tipo I > Tipo S (~326 y 244 Ma) Tipo A (~307, 261, 257 y 248-245 Ma)	Tipo A

Continúa en la página 61

Continuación Tabla 4.1

Características	Cordillera de la Costa y Depresión Intermedia	Cordillera de Domeyko	Cordillera Occidental y Puna	Cordillera Frontal	Sierras Pampeanas
REE	REE: pendientes suaves LREE: pendientes inclinadas La/Yb (rango) = 2,46 – 27,32 La/Yb (promedio) = 10,47	HREE: Pendientes planas a suaves LREE: Pendientes levemente inclinadas La/Yb (rango) = 1,35 - 40,69 La/Yb (promedio) = 8,72	HREE y LREE muestran pendientes inclinadas La/Yb (rango) = 2,83-15,89 La/Yb (promedio) = 9,10	HREE: Pendientes suaves LREE: Pendientes fuertes a suaves La/Yb (rango) = 0,88 – 55,56 La/Yb (promedio) = 11,18	REE enriquecidas c/r a otras unidades morfoestructurales (pendientes levemente inclinadas) La/Yb (rango) = 0,66-25,79 La/Yb (promedio) = 8,93
Eu/Eu*	Promedio = 0,58 Rango = 0,32-1,07 0,5-1 (>300 Ma) y <0,5 (<300 Ma)	Promedio = 0,85 Rango = 0,24-2,70 <0,5 (305-295 Ma y ~255 Ma) >1,5 (300-280 Ma)	Promedio = 0,73 Rango = 0,08-1,42 >1 (~267 Ma) y <0,5 (~263 Ma)	Promedio = 0,74 Rango = 0,02-1,84 0,5-1 >1 (315-285 Ma y 260-237 Ma)	Promedio = 0,41 Rango = 0,02-1,36 (> 1 a ~320 Ma)
Multielemento (anomalías)	Negativas: Ba, Nb, Ta, P y Ti. Positiva: Pb	Negativas: Nb, Ta, P y Ti Positiva: Pb	Negativas: Ba, Nb, Ta, Sr, P y Ti	Negativas: Ba, Nb, Ta, Sr, P y Ti Positiva: Pb	Negativas: Ba, Sr, P, Eu y Ti (fuertes); Nb (tenue) Positiva: Pb

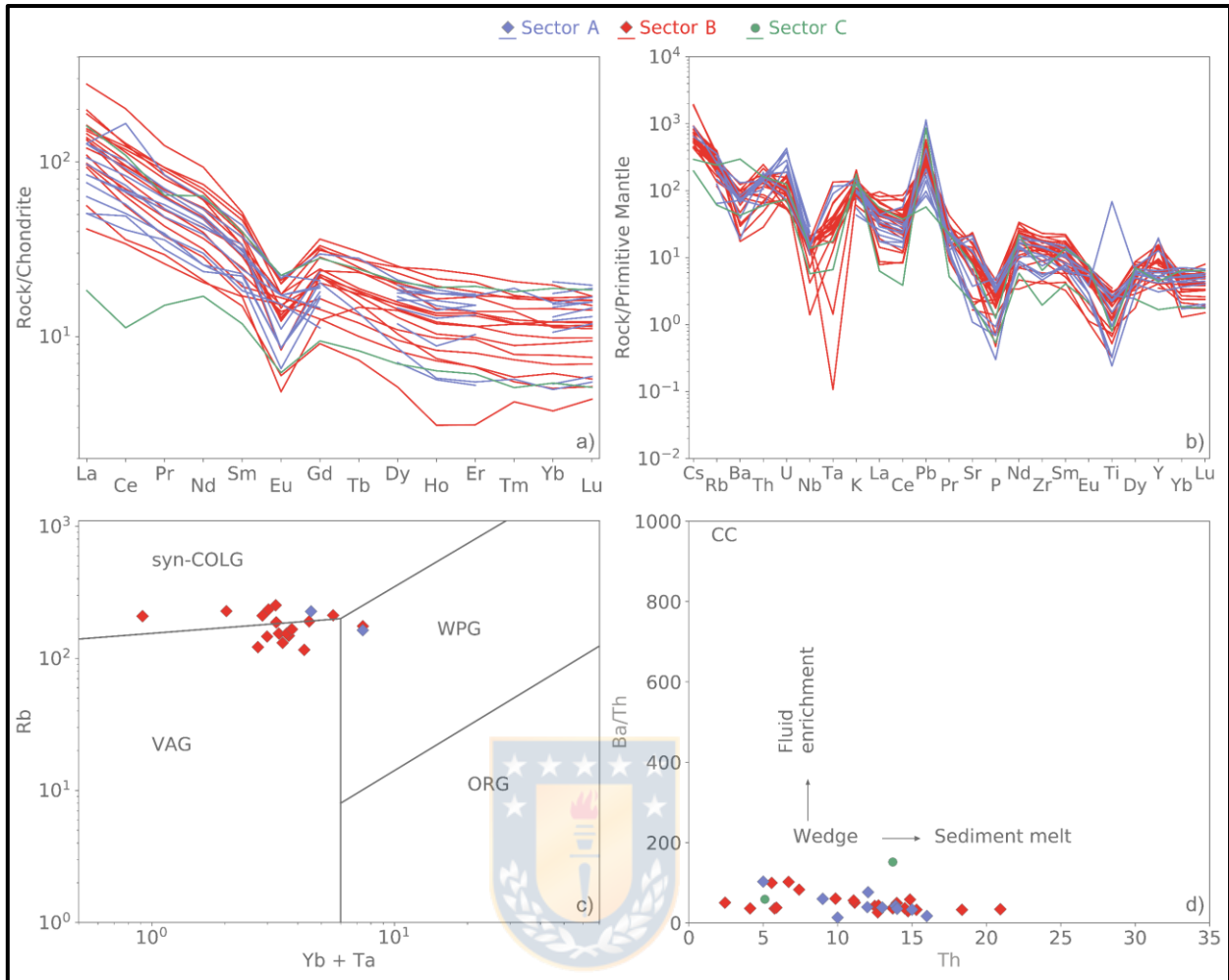


## 6. DISCUSIÓN

### 6.1 Magmatismo Cordillera de la Costa

#### 6.1.1 Características geoquímicas asociadas a subducción

Como se menciona en el capítulo 1, existen 3 sectores aislados en la Cordillera de la Costa donde afloran rocas magmáticas del Carbonífero superior-Pérmico: el sector A, al sur de Iquique; el sector B, al sur de Taltal y el sector C al sur de Huasco (Figura 1.3). A pesar de la separación que existe entre estos afloramientos, la geoquímica muestra características similares entre estos sectores. En primer lugar, el magmatismo en esta morfoestructura es exclusivamente de composición ácida ( $>64\%$   $\text{SiO}_2$ ) (Figura 5.2 y Figura 5.3), peraluminoso (Figura 5.8) y calcoalcalino (Figura 5.4). El patrón de REE muestra pendientes suaves para las HREE e inclinadas para las LREE, con concentraciones similares en los tres sectores (Figura 6.1a). De forma semejante, en el diagrama multielemento se aprecia que comparten las mismas concentraciones y anomalías de elementos trazas, con anomalías negativas de Ba, Nd, Ta, P y Ti y positivas de Pb (Figura 6.1b). Cabe destacar, que el sector C es el único que posee anomalías negativas de Zr. El diagrama de discriminación de ambiente tectonomagmático para los sectores A y B indica que el magmatismo fue generado en una zona de subducción y en un ambiente sin-colisional (Figura 6.1c). No obstante, la alteración moderada-fuerte vista en feldespatos podría haber favorecido el aumento de Rb (Pearce *et al.*, 1984) sugiriendo que el valor de Rb estaría sobrestimado y, por lo tanto, la señal sin-colisional de los magmas estaría asociada a la alteración secundaria más que a un proceso tectónico primario. Además, indicarían que los magmas de los tres sectores fueron generados por la participación de la cuña mantélica y aporte de sedimentos (Figura 6.1d).



**Figura 6.1. Características geoquímicas similares entre sectores de la Cordillera de la Costa.** a) Diagrama de tierras raras normalizado al condrito (Sun y McDonough, 1989). b) Diagrama multielemento normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) indicando anomalías negativas de Ba, Nb, Ta, P y Ti y anomalías positivas de Pb. c) Diagrama de discriminación tectónica para rocas plutónicas de Pearce *et al.* (1984), donde se observa una mezcla entre ambiente de arco volcánico y sin-colisional. d) Diagrama Ba/Th vs Th (Münker *et al.*, 2004) muestra la participación de la cuña y sedimentos en la generación de los magmas.

Dicho lo anterior, también hay características geoquímicas disímiles entre los tres sectores. Una de estas diferencias se refiere al tipo de granitos presentes en los sectores A y B. De acuerdo con la clasificación de Whalen *et al.* (1987) los granitoides del sector A son mayoritariamente tipo A mientras que en el sector B son tipo I/S (Figura 6.2a). En algunos trabajos se ha mencionado que el tipo de granito es indicativo del régimen tectónico, por ejemplo, los granitos tipo A han sido asociados típicamente a procesos anorogénicos y/o extensionales en la corteza continental (*e. g.*, Riel *et al.*, 2018; Dahlquist *et al.*, 2013), de esta forma el sector A y B habría estado sometido a un régimen extensional y compresivo, respectivamente. Por otra parte, según la identificación de reservorios con isótopos de Pb (Rollinson, 1993), las rocas volcánicas del sector

C procederían de la fusión de rocas del manto enriquecido y de la corteza superior mientras que las rocas del sector A y B provendrían de la corteza inferior (Figura 6.2b). Esto es visto de forma parecida en el diagrama  $\epsilon\text{Nd}_i$  vs  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  (Figura 6.2c), el cual muestra valores similares y negativos de  $\epsilon\text{Nd}_i$  en los tres sectores. Sin embargo, los valores de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  son menores en el sector C si se compara con los sectores A y B, los cuales tienen un rango similar entre sí indicando una fuente enriquecida (Rollinson, 1993).

En resumen, las anomalías de elementos trazas (negativas: Nb, Ta, Ti y positiva: Pb), la clasificación tectonomagmática y la señal calcoalcalina indican un origen indudablemente relacionado a procesos de subducción. Por otra parte, el carácter peraluminoso, la composición exclusivamente ácida, la relación Ba/Th vs Th y las razones isotópicas de Sr, Nd y Pb indican la asimilación y fusión de sedimentos como un proceso fundamental en la generación de los magmas de la Cordillera de la Costa, con escasa o nula mezcla con el manto (Figura 6.1d, Figura 6.2b). Además, el patrón de REE (Figura 6.1a) y elementos trazas (Figura 6.1b) indicaría que la fuente y procesos posteriores fueron bastante similares.

Otro aspecto relevante es si estos magmas presentan o no señal adakítica. Para identificar esto se utilizan los diagramas Sr/Y vs Y (Defant y Drummond, 1990) y La/Yb vs Yb (Madsen, 2004) (Figura 6.2d, e). En el primero de estos gráficos se desprende que ningún sector de la Cordillera de la Costa posee esta señal. Sin embargo, en el segundo diagrama se reconoce que las unidades del sector A y B tienen una mezcla entre señal adakítica y calcoalcalina.

Las adakititas son definidas geoquímicamente por presentar  $\text{SiO}_2 > 56\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} > 3,5$ ,  $\text{Yb} < 1,9$  ppm,  $\text{La}/\text{Yb} > 20$ ,  $\text{Sr} > 400$  ppm,  $\text{Y} < 18$  ppm,  $\text{Sr}/\text{Y} > 40$  (Defant y Kepezhinskas, 2001 en Madsen, 2004). En la Figura 6.2f se analizan estos criterios en el grupo de tonalitas y granitos que tienen señal adakítica (Figura 6.2e). También se agregaron los valores mínimos de Cr (80 ppm) y Ni (45 ppm) encontrados en las adakititas de Cerro Pampa (sur de Chile), interpretadas como el producto de la fusión de la corteza oceánica (Ramos *et al.*, 2004). Ningún grupo presenta todos los criterios antes mencionados para clasificarse como adakititas. No obstante, las tonalitas del sector norte de los afloramientos del Complejo Plutónico Cifuncho (sector B) son las que cumplen la mayor cantidad de estos criterios.

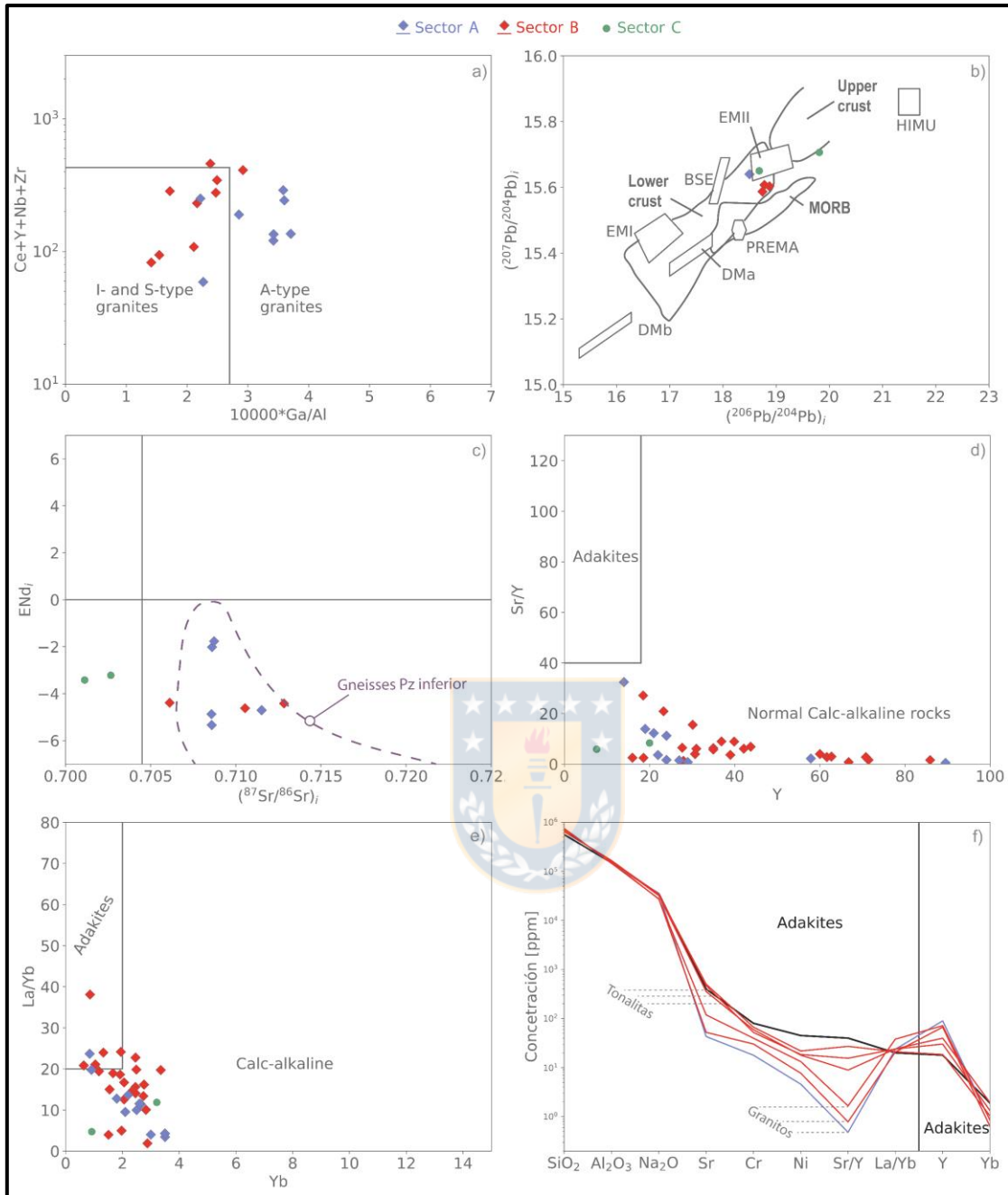
Esta señal es atribuida a diferentes procesos, como la participación de fundidos provenientes de la corteza oceánica, fusión parcial de la parte inferior de una corteza continental

engrosada, fusión parcial de una corteza inferior delaminada, procesos de asimilación y cristalización de magmas basálticos (Shen *et al.*, 2014 y referencias allí citadas). En la Tabla 6.1 se comparan los valores geoquímicos referenciales para rocas que han sido definidas como adakitas provenientes de corteza oceánica. Así, las bajas concentraciones de Cr y Ni sumado a los valores radiogénicos de los isótopos de Sr disminuyen la posibilidad de alguna influencia de la corteza oceánica, aunque no se descarta que estén afectados por interacción con agua de mar (*e. g.*, Verma, 1992)

**Tabla 6.1 Comparación valores geoquímicos para rocas con señal adakítica.** Valores de Cr y Ni de Ramos *et al.* (2004) y ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> de Drummond *et al.* (1996).

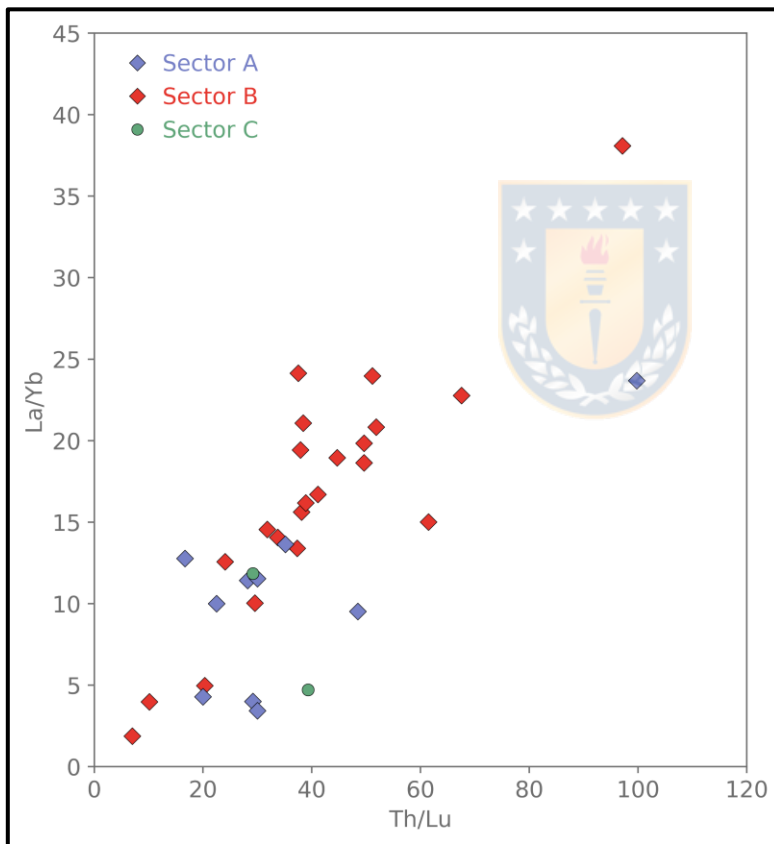
Sector\Geoquímica	Cr > 80 ppm	Ni > 45 ppm	( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) <sub>i</sub> < 0,7045
Sector A	2-28 ppm	4-14 ppm	>0,7612
Sector B	26-67 ppm	2-22 ppm	>0,7612
Sector C	-	-	-





**Figura 6.2. Características geoquímicas disímiles entre sectores de la Cordillera de la Costa.** a) Discriminación de granitos tipo A e I/S (Whalen *et al.*, 1987), se observa un predominio de granitos tipo A en el sector A y tipo I/S en el sector B. b) Diagrama  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  vs  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$  (Rollinson, 1993), indica un reservorio de corteza inferior (sectores A y B) y manto enriquecido y corteza superior (sector C). c) Diagrama  $\epsilon\text{Nd}_i$  vs  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  (Rollinson, 1993) muestra valores de Sr principalmente radiogénicos; campo de gneisses de Lucassen *et al.* (1999a). d) Diagrama Sr/Y vs Y (Defant y Drummond, 1990) identifica rocas calcoalcalinas. e) Diagrama La/Yb vs Yb (Madsen, 2004) con rocas adakíticas en los sectores A y B. f) Criterios geoquímicos de adakitas (Defant y Kepezhinskas, 2001 en Madsen, 2004), los valores de Cr y Ni corresponden a adakitas relacionadas a la fusión de la corteza oceánica en el punto triple, sur de Chile (Ramos *et al.*, 2004).

Otra forma de distinguir entre los procesos involucrados en la generación de magmas adakíticos es testear la relación entre la razón La/Yb y Th/Lu (Madsen, 2004). De acuerdo a Madsen (2004), la razón La/Yb puede usarse como indicativa de la señal adakítica y/o del fraccionamiento que produce el granate sobre las HREE, mientras que la razón Th/Lu es un estimador de la incorporación de sedimentos al fundido. En la Figura 6.3 se identifica una relación directa entre ambas razones en los dos sectores, por lo tanto, la señal adakítica que se observa en algunas muestras podría haber sido producida principalmente por la fusión y asimilación de sedimentos, aunque se debe tener en cuenta que las rocas de la Cordillera de la Costa son muy diferenciadas y, por lo tanto, las razones de elementos pudieran estar afectadas por procesos de diferenciación magmática.



**Figura 6.3. Diagrama La/Yb vs Th/Lu (Madsen, 2004).** La razón La/Yb es indicativa de la señal adakítica y/o del fraccionamiento que produce el granate sobre las HREE y la razón Th/Lu es un estimador de la incorporación de sedimentos al fundido. La tendencia directa entre ambas razones en los sectores A y B favorece la participación de sedimentos en la formación de adakitas.

Es muy probable que la señal adakítica reconocida en los sectores A y B no provenga de fundidos de la corteza oceánica (Figura 6.2f), por el contrario, esta señal podría haber sido generada por la asimilación de sedimentos (Figura 6.3). Aunque en sí, la señal adakítica es un rasgo secundario en los magmas de la Cordillera de la Costa.

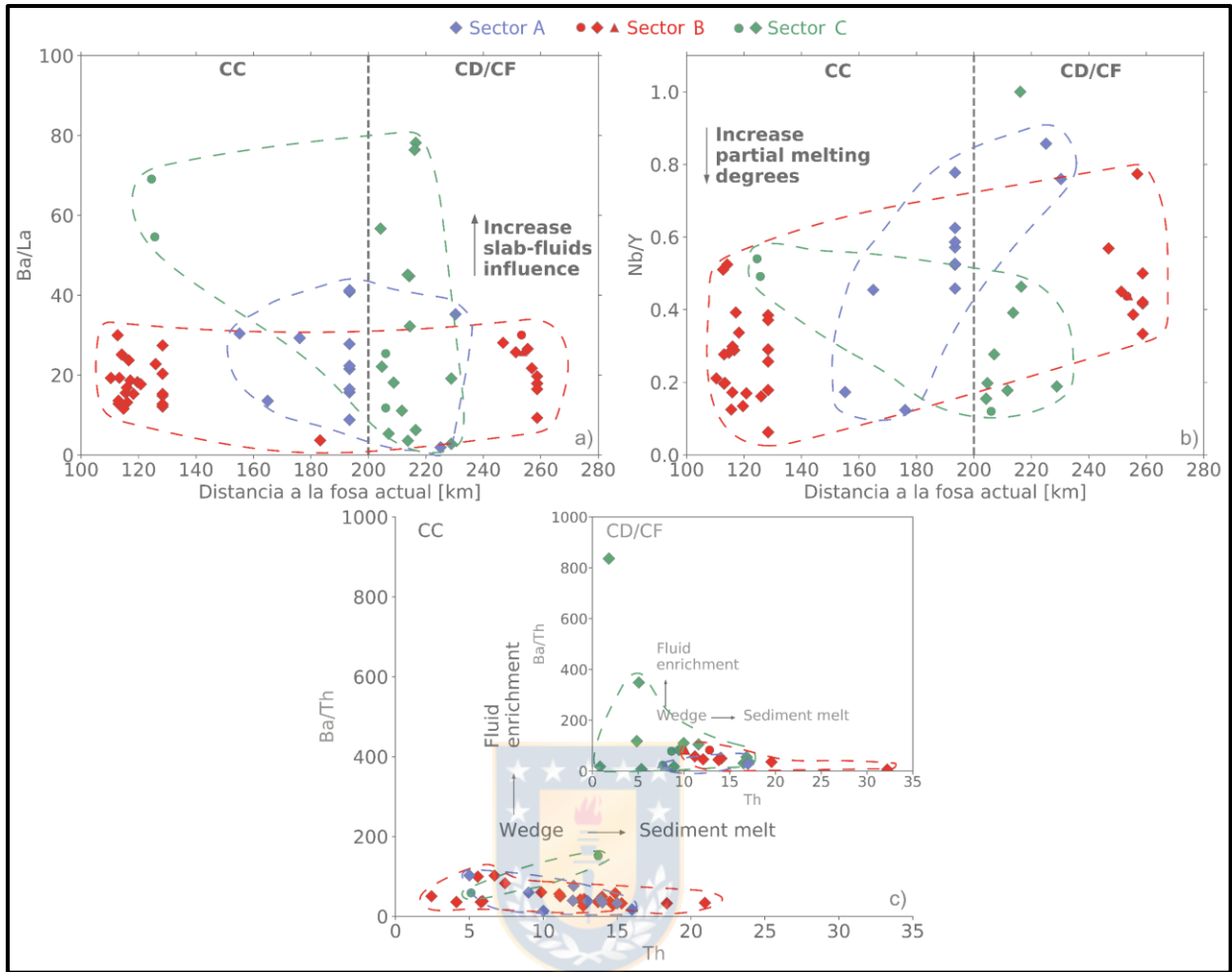
Ciertamente, la geoquímica muestra que el contexto de subducción y la asimilación de sedimentos fueron claves en la generación de los magmas de la Cordillera de la Costa. No obstante, cabe preguntarse si estos afloramientos son similares o no a la franja magmática principal ubicada al interior del continente en la Cordillera de Domeyko y Cordillera Frontal.

### 6.1.2 Cordillera de la Costa vs Cordillera de Domeyko y Frontal

Para estudiar ambos sectores magmáticos se pueden utilizar las razones de elementos trazas con diferentes grados de movilidad y/o compatibilidad, las cuales responden a cuestiones como el aporte de fluidos de la placa oceánica (Ba/La), grado de fusión parcial (Nb/Y) y la componente fluidos-sedimentos del magma (Ba/Th vs Th) (Kay *et al.*, 2006; Winter, 2013; Münker *et al.*, 2004). Así, se comparan estos parámetros entre cada sector de la Cordillera de la Costa (A, B y C) vs el interior del continente en ventanas latitudinales de 2° de ancho y temporales de 310-300 Ma (sector A), 290-245 Ma (sector B) y 320-300 Ma (sector C). Sin embargo, se debe ser cuidadoso con las interpretaciones de estos gráficos, puesto que algunos diagramas no fueron diseñados originalmente para rocas muy diferenciadas, como las que se encuentran en la Cordillera de la Costa (Figura 5.3).

En la Figura 6.4a se muestra la razón Ba/La vs la distancia a la fosa actual, esta razón es indicativa de la influencia de fluidos derivados de la placa oceánica (Kay *et al.*, 2006). En estos términos, el aporte de fluidos es relativamente similar en cada sector, alcanzando valores máximos en el sector C. Por otro lado, los valores máximos de la razón Nb/Y aumentan con la distancia a la fosa en los tres sectores (Figura 6.4b), lo cual significaría que el grado de fusión parcial disminuye hacia el interior del continente (Winter, 2013), sin embargo, hay que tener en cuenta que la asimilación de sedimentos podría estar afectando esta razón. Por último, en la Figura 6.4c se compara la razón Ba/Th vs Th como indicador del aporte de fluidos vs sedimentos, aquí no se observan diferencias marcadas, aunque los sectores A y B parecieran tener mayor influencia de la cuña mantélica en la parte costera (Münker *et al.*, 2004).





**Figura 6.4. Comparación de características químicas entre la Cordillera de la Costa, Cordillera de Domeyko y Frontal.** Se compara el magmatismo contemporáneo ocurrido en los sectores A (20-22°S), B (25-27°S) y C (28-30°S) (CC: Cordillera de la Costa) y el interior continental (CD/CF: Cordillera de Domeyko/Cordillera Frontal), donde el rango de comparación para cada sector es de 310-300 Ma, 290-245 Ma y 320-300 Ma, respectivamente. a) Gráfico Ba/La vs distancia a la fosa actual (Kay *et al.*, 2006), muestra tasas similares en la costa e interior continental de cada sector, por lo tanto, una influencia de la corteza oceánica parecida. b) Gráfico Nb/Y vs distancia a la fosa actual (Winter, 2013), el cual registra un aumento en los valores máximos de esta razón hacia el interior del continente, lo que equivale a una disminución del grado de fusión parcial o contaminación cortical. c) Diagrama Ba/Th vs Th (Münker *et al.*, 2004), aquí no se observan diferencias significativas, sin embargo, los sectores A y B parecieran tener mayor influencia de la cuña mantélica en la parte costera. Las interpretaciones derivadas de estos gráficos deben ser cuidadosas.

El magmatismo costero y el interior continental presentan características geoquímicas disímiles. Específicamente, los magmas de la Cordillera de la Costa tienen un aporte de fluidos derivados de la placa oceánica similar, un posible grado de fusión parcial mayor y un aporte tanto de sedimentos como de la cuña mantélica. Esto pareciera indicar que desde un principio la actividad magmática estuvo separada longitudinalmente, mostrando diferencias propias a la distancia a la fosa (*e. g.*, Münker *et al.*, 2004, Perrin *et al.*, 2018).

Las diferencias longitudinales en la geoquímica indican una posición de formación diferente para la costa y el interior del continente, entonces ¿por qué estos afloramientos se presentan apartados del arco magmático principal? ¿Qué procesos podrían explicar el magmatismo en una posición aparentemente de antearco?

### 6.1.3 Posibles orígenes del magmatismo

Cada sector mencionado anteriormente ha sido estudiado por otros investigadores. En el sector A, Lucassen *et al.* (1999a) señalaron que los granitos se formaron a partir de la misma fuente que los gneisses de esa área, con escaso a nulo aporte mantélico. Además, indicaron que la franja magmática de la costa e interior sería la misma, al menos, en edad. Razón por la cual interpretaron que una gran anomalía térmica provocó la fusión de una zona de ~300 km de ancho. Se postula que la inyección de magmas provenientes del manto generó el calor necesario para fundir la corteza sin que estos se hayan mezclado (Lucassen *et al.*, 1990a). Algo sutilmente diferente se propone en el sector C, donde el registro volcánico costero ha sido explicado como producto de la fusión del prisma acrecionario sometido a un gradiente geotérmico elevado asociado al reinicio de la subducción (Creixell *et al.*, 2016).

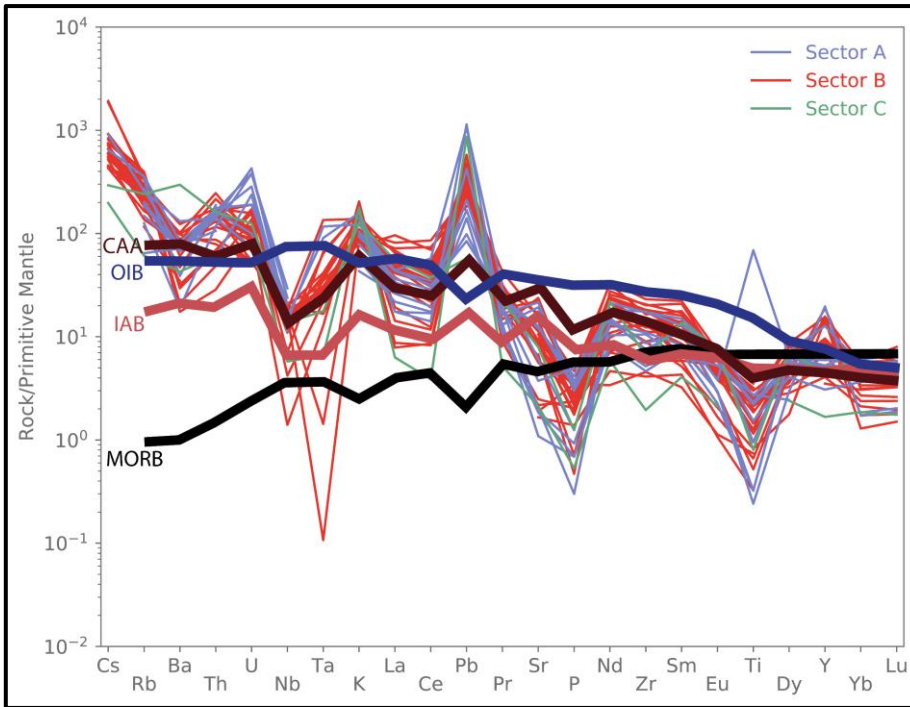
El sector B ha sido interpretado de una forma diferente. Brown (1991) indicó que aquí los magmas se habrían formado en la franja magmática principal y que posteriormente habrían sido separados durante la extensión ocurrida en el Mesozoico. No obstante, existen evidencias que indican que el Complejo Plutónico Cifuncho (CPC), la unidad plutónica de mayor expresión en este sector, habría sido generado *in situ* en la Cordillera de la Costa, entre estas destacan: (1) el contacto por intrusión entre este complejo y el Complejo Epimetamórfico Chañaral y emplazamiento por plegamiento y deformación frágil (Grocott y Taylor, 2002; Contreras *et al.*, 2013), evidenciado, además, por la (2) presencia de xenolitos del Complejo Epimetamórfico Chañaral (subcapítulo 4.3.5; Contreras *et al.*, 2013); (3) clastos imbricados del CPC en la formación homónima (Triásico Superior) que indican una dirección de paleocorriente de oeste a este y exhumación del CPC en su actual posición ya en el Triásico Superior (Suárez y Bell, 1992); (4) movimiento minoritario de la falla Taltal, de orientación NW-SE y movimiento sinistral, la cual desplazó ~9 km al Sistema de Falla de Atacama (Contreras, 2018).

Suponiendo que estas unidades se formaron efectivamente en una posición de antearco, lugar donde la ocurrencia de magmatismo es escasa debido a su bajo gradiente termal (Gill,

1981), ¿cómo es posible explicar la ocurrencia de magmatismo bajo estas condiciones? Algunos fenómenos geológicos que podrían concluir en magmatismo en esta ubicación son: (1) subducción de dorsales oceánicas (Lagabrielle *et al.*, 2000; Madsen, 2004), (2) ascenso de material astenosférico (Muñoz *et al.*, 2000), (3) ruptura de la placa oceánica (McCarron y Smellie, 1998) (4) disminución o cese de erosión por subducción (Hudson *et al.*, 1979) o (5) incorporación de fluidos bajo el antearco elevando el gradiente geotérmico (Shinjoe, 1997).

La hipótesis más reconocida en la literatura para generar magmatismo en el antearco invoca la subducción de una dorsal oceánica activa bajo una placa continental (Defant y Drummond, 1990). Un ejemplo actual de este fenómeno se encuentra en la zona del punto triple en el sur de Chile, donde subductan las placas de Nazca y Antártica bajo la placa Sudamericana (Lagabrielle *et al.*, 2000). Justo sobre esta zona de interacción entre la dorsal oceánica y la fosa se emplazan dos asociaciones principales de magmatismo: magmas tipo MORB y calcoalcalinos de composición ácida y la sílice muestra un comportamiento bimodal con lavas básicas a intermedias (48-56% SiO<sub>2</sub>) y lavas ácidas (66-73% SiO<sub>2</sub>) (Lagabrielle *et al.*, 2000). Además, en estos lugares de compleja interacción, pueden ocurrir otros fenómenos geológicos, como (1) la fusión parcial del prisma acrecionario o parte de la corteza cercana a la fosa, mientras hacia el interior de la placa suprayacente se generan magmas de composición toleítica a alcalina y con señal de arco a intraplaca (Hole *et al.*, 1991 en Madsen, 2004); (2) generación de adakitas y otras rocas ígneas intermedias a ácidas generadas por anatexia de los bordes de la placa subductada o fusión de corteza inferior rica en granate (Madsen 2004); (3) régimen tectónico extensional (Lagabrielle *et al.*, 2000) y/o (4) patrón espacial secuencial en las edades y/o geoquímica dentro de la franja magmática asociada (Madsen, 2004).

Dicho esto, ¿es posible que una dorsal oceánica haya generado los puntos de magmatismo encontrados en la Cordillera de la Costa? La más reciente reconstrucción de cinemática de placas, muestra una dorsal intersecando el norte de Chile desde finales del Carbonífero (Young *et al.*, 2019). Sin embargo, los patrones de REE y elementos traza son más parecidos a los de andesitas de arco continental (CAA) que a dorsales meso-oceánicas (MORB) (Figura 6.5, Zheng *et al.*, 2019). Además, la composición exclusivamente ácida de los magmas descarta la ocurrencia bimodal de sílice, como los que se han encontrado en el punto triple en sur de Chile (Lagabrielle *et al.*, 2000).



**Figura 6.5. Comparación de la composición de la Cordillera de la Costa y la composición promedio de elementos trazas de ambientes de generación de magmas. IAB: basaltos de arco de islas, CAA: andesitas de arco continental, OIB: basaltos de islas oceánicas; MORB: basaltos de dorsal meso-oceánica (Zheng *et al.*, 2019).**

Con respecto a la señal adakítica encontrada en granitos y tonalitas (Figura 6.2e), su ocurrencia debe considerarse dudosa ya que ninguna muestra analizada presenta los criterios de reconocimiento (Figura 6.2f; Defant y Kepezhinskas, 2001 en Madsen, 2004; Ramos *et al.*, 2004), no obstante, se interpreta que su formación habría estado asociada a la fusión de sedimentos más que a fundidos de una corteza oceánica en los sectores A y B, debido principalmente a la relación entre La/Yb y Th/Lu (Figura 6.3). Por último, las edades de estos tres sectores no indican el patrón espacial de “barrido” al subductar una dorsal oceánica. Sin embargo, la subducción de una dorsal oceánica podría haber adicionado el calor suficiente para inducir la fusión de los sedimentos del prisma acrecionario (Lagabrielle *et al.*, 2000).

Los argumentos anteriores hacen poco probable que el paso de una dorsal oceánica haya generado estos focos magmáticos, sin embargo, aún falta un mecanismo que permita la generación de magmas en el sector costero, teniendo en cuenta que los trabajos realizados sugieren que la elevación del gradiente geotérmico permitió la generación de magmas en el sector A (Lucassen *et al.*, 1999a) y sector C (Creixell *et al.*, 2016). En este sentido, el ascenso de

material astenosférico gatillado por un aumento del ángulo de subducción (*e. g.*, del Rey *et al.*, 2019; Riel *et al.*, 2019; Shinjoe, 1997) o la deshidratación temprana de serpentinita en la cuña mantélica (*e. g.*, Wada *et al.*, 2008; Deschamps *et al.*, 2013) podrían provocar la elevación del gradiente geotérmico o disminución del punto de fusión, respectivamente. De esta manera, se podría tener magmatismo en la zona de antearco por la fusión del prisma. La pregunta es: ¿cuál proceso fue la fuente de este calor?

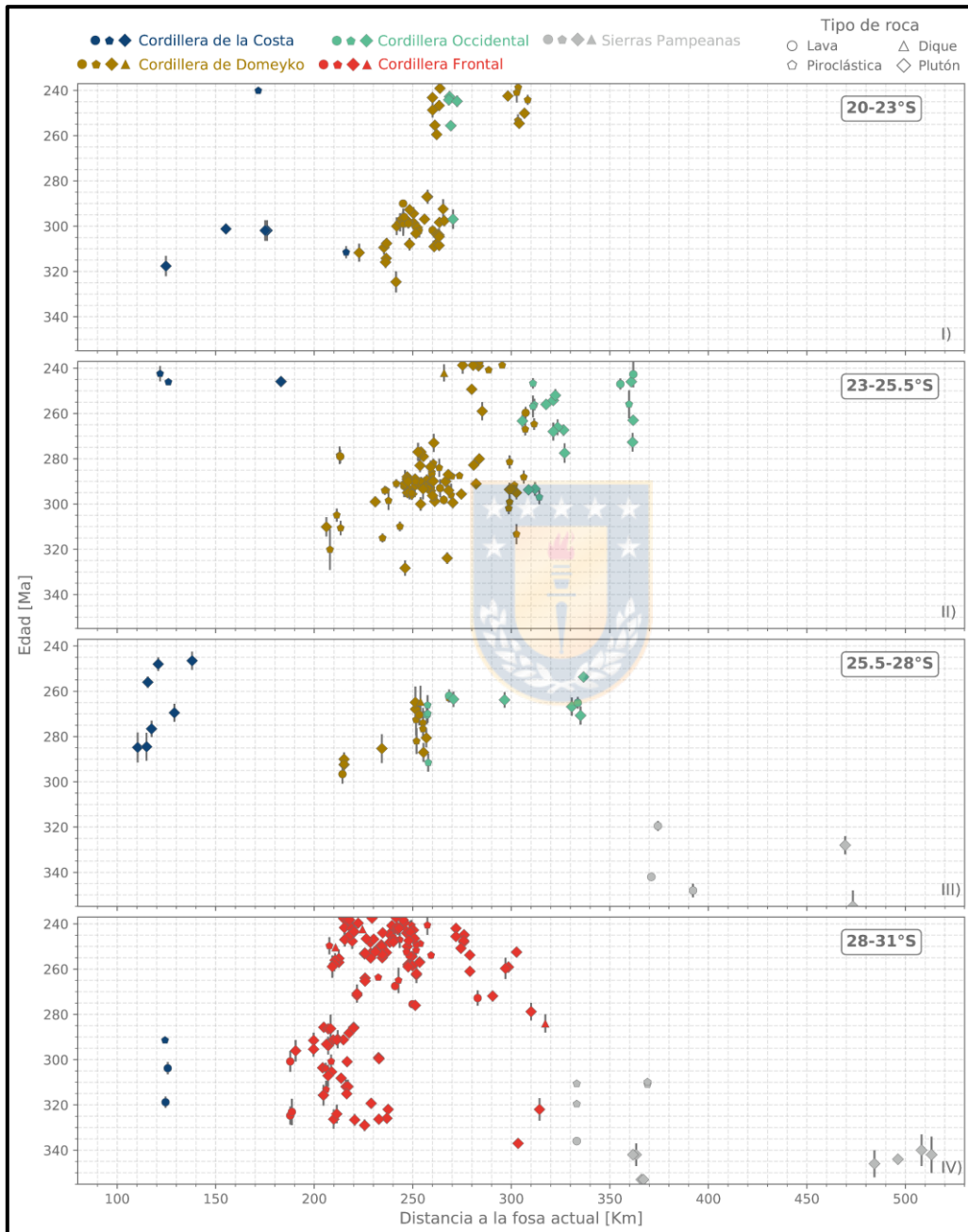
#### **6.1.4 Movimientos de la actividad magmática, ¿hay alguna pista?**

Durante el periodo de tiempo que abarca este estudio (360-237 Ma) se han interpretado numerosos y diversos procesos tectónicos que han afectado esta porción del margen continental y que también explican la posición y movimiento de magmatismo (*e. g.*, Mpodozis y Kay, 1990; Ramos y Folguera, 2009; Alasino *et al.*, 2012; del Rey *et al.*, 2016). Entre estos, los fenómenos que podrían explicar la retro-expansión o desplazamiento de la actividad magmática hacia la fosa son el retroceso de la placa oceánica, el aumento en el ángulo de subducción (Alasino *et al.*, 2012; Dahlquist *et al.*, 2018) o la delaminación de la corteza inferior y manto litosférico (Chapman y Ducea, 2019).

Estas alternativas pueden ser analizadas con las variaciones espaciales que muestran las edades magmáticas. Para ello se comparó la edad vs la distancia a la fosa actual (Figura 6.6). Esta figura es el resultado de la variación de la edad con respecto a la posición por franjas latitudinales (ANEXO III, Figura 2.1). Así, se definen cuatro segmentos latitudinales principalmente por compartir las siguientes características (1) tendencia del magmatismo (saltos, expansión y/o migración), (2) morfoestructura y/o (3) ausencia de datos (como posible cese de actividad). Los segmentos latitudinales son numerados de norte a sur (I-IV), entre los 20-23°S (I), 23-25,5°S (II), 25,5°-28°S (III) y 28-31°S (IV) (Figura 6.6).

En el segmento III, el cual contiene al sector B, se distingue un salto de la actividad magmática desde las Sierras Pampeanas hacia la Cordillera de Domeyko entre los ~320-300 Ma (Figura 6.6III). Posteriormente, el magmatismo alcanza la Cordillera de la Costa a los 285 Ma. Desde esta edad ocurre magmatismo contemporáneo en la costa y al interior continental, donde se identifican expansiones internas hacia el este entre los 296-290 Ma y 275-270 Ma. Algo muy similar ocurre a la latitud del sector C, correspondiente al segmento IV, donde la actividad magmática comienza en las Sierras Pampeanas, trasladándose casi completamente a la parte

occidental de la Cordillera Frontal entre los ~335-330 Ma y alcanzando la costa a los ~319 Ma (Figura 6.6IV). En el sector A, representado por el segmento I, no se reconoce esta dinámica, más bien se observa que el magmatismo comienza relativamente sincrónico en la Cordillera de la Costa y de Domeyko entre los 325-320 Ma (Figura 6.6I).



**Figura 6.6. Segmentación latitudinal del magmatismo Carbonífero-Triásico Medio entre los 20-31°S.** A partir del análisis geocronológico por franja latitudinal se definen cuatro segmentos (I, II, III y IV) que comparten tendencias del magmatismo, morfoestructura y/o disponibilidad de información.



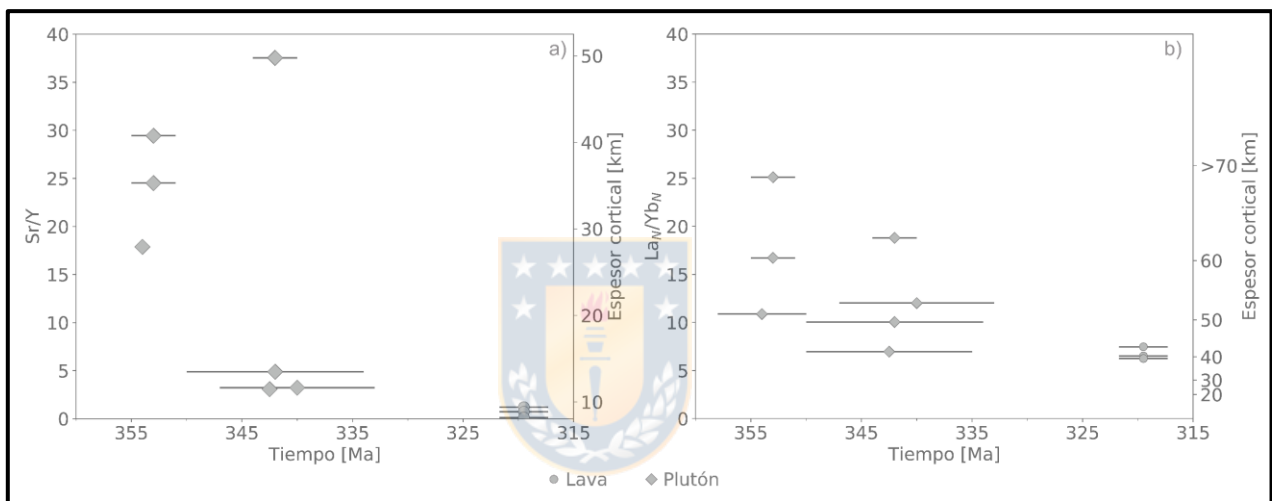
### 6.1.5 Relación del magmatismo en las Sierras Pampeanas con el magmatismo de la Cordillera de la Costa

En este sector de los Andes, Alasino *et al.* (2012) propusieron un régimen de subducción plana ocurrida en el Devónico tardío, seguida por el hundimiento y *roll-back* de la placa oceánica, desestabilización y adelgazamiento de la litósfera continental y el colapso de la cuña continental engrosada generando la exhumación de la Cordillera Frontal entre los 341-320 Ma. Esto explicaría el cambio en (1) el régimen tectónico (compresivo a extensional), (2) la posición del magmatismo y (3) la mayor participación de material astenosférico juvenil en la generación de magmas hacia el oeste dentro de las Sierras Pampeanas (Dahlquist *et al.*, 2010; Alasino *et al.*, 2012; Dahlquist *et al.*, 2013).

Las unidades plutónicas ubicadas en esta morfoestructura involucran el aporte de material juvenil y cortical retrabajado (Dahlquist *et al.*, 2010; Dahlquist *et al.*, 2013) exhibiendo anomalías negativas de Ba, Nb, Sr, P, Eu y Ti y positivas de Rb, Th, U y Pb (Figura 6.1e). Las anomalías negativas de Nb y Ti son típicas de zonas de subducción (Rollinson, 1993) debido a la retención que ocurre en la fase residual por el rutilo (Foley *et al.*, 2000). Por lo tanto, estos magmas estarían relacionados a procesos de subducción (Dahlquist *et al.*, 2010; Dahlquist *et al.*, 2018). Por otro lado, las unidades volcánicas muestran una mayor impronta de material juvenil, con señal de intraplaca, ausencia de anomalías negativas de Nb, Ta, Zr y relacionadas a un contexto de retroarco extensional (Martina *et al.*, 2011; Zappettini *et al.*, 2015; Coira *et al.*, 2016). Sin embargo, sus concentraciones de Rb, Sr y Th similares a las encontradas en rocas volcánicas recientes en los Andes del sur de Chile sugieren que no puede descartarse un origen relacionado a subducción (Martina *et al.*, 2011). Además, los granitos tipo A de las Sierras Pampeanas se habrían formado en un régimen extensional de retro-arco (Alasino *et al.*, 2012; Dahlquist *et al.*, 2018). Este régimen extensional se habría prolongado hasta el Pensilvaniano (Coira *et al.*, 2016). De hecho, las razones Sr/Y y  $L_{AN}/Y_{bN}$  muestran un adelgazamiento de la corteza, con espesores tentativos entre <10-50 y ~40-70 km, respectivamente (Figura 6.7a, b; Profeta *et al.*, 2015). Estas interpretaciones hacen poco probable la hipótesis de formación de una cuña continental engrosada que haya delaminado entre los 350-320 Ma, al menos, bajo las Sierras Pampeanas.



Notoriamente, las razones Sr/Y y  $La_N/Yb_N$  muestran un adelgazamiento progresivo de la corteza en las Sierras Pampeanas entre los 355-320 Ma (Figura 6.7a, b), consistente con la idea de mayor aporte de material astenosférico con el tiempo propuesta por Alasino *et al.* (2012). Esto, junto con la influencia de la placa oceánica subductada (anomalías Nb y Ti, Figura 5.10e), indicaría que el proceso que produjo el salto del magmatismo hacia el oeste habría sido el retroceso de la fosa y/o *roll-back* de la placa oceánica (*e. g.*, Alasino *et al.*, 2012). Situación que permitió el adelgazamiento cortical y ascenso de material astenosférico de mayor temperatura, favoreciendo el aumento del gradiente geotérmico y la subsecuente fusión parcial del prisma acrecionario.



**Figura 6.7. Variación del espesor cortical en las Sierras Pampeanas (Profeta *et al.*, 2015).** a) Gráfico Sr/Y vs edad. b) Gráfico  $La_N/Yb_N$  vs edad. En ambos gráficos se aprecia una disminución del espesor cortical con el tiempo. Valores de espesor cortical obtenidos de Profeta *et al.* (2015).

Una situación geotectónica similar es vista durante el Oligoceno en la Patagonia, donde se ha interpretado que el volcanismo bimodal del Cinturón Pilcaniyeu estuvo relacionado a un periodo de extensión del trasarco y descompresión del manto por progresivo *roll-back* (Echaurren *et al.*, 2016), lo que a su vez produjo volcanismo contemporáneo en el antearco chileno (Cinturón Magmático de la Costa; Muñoz *et al.*, 2000). Los datos geoquímicos de Muñoz *et al.* (2000) coinciden, en parte, con algunas de las rocas del magmatismo Carbonífero superior-Pérmico de la Cordillera de la Costa en el norte de Chile.

### 6.1.6 Conclusiones del magmatismo de la Cordillera de la Costa

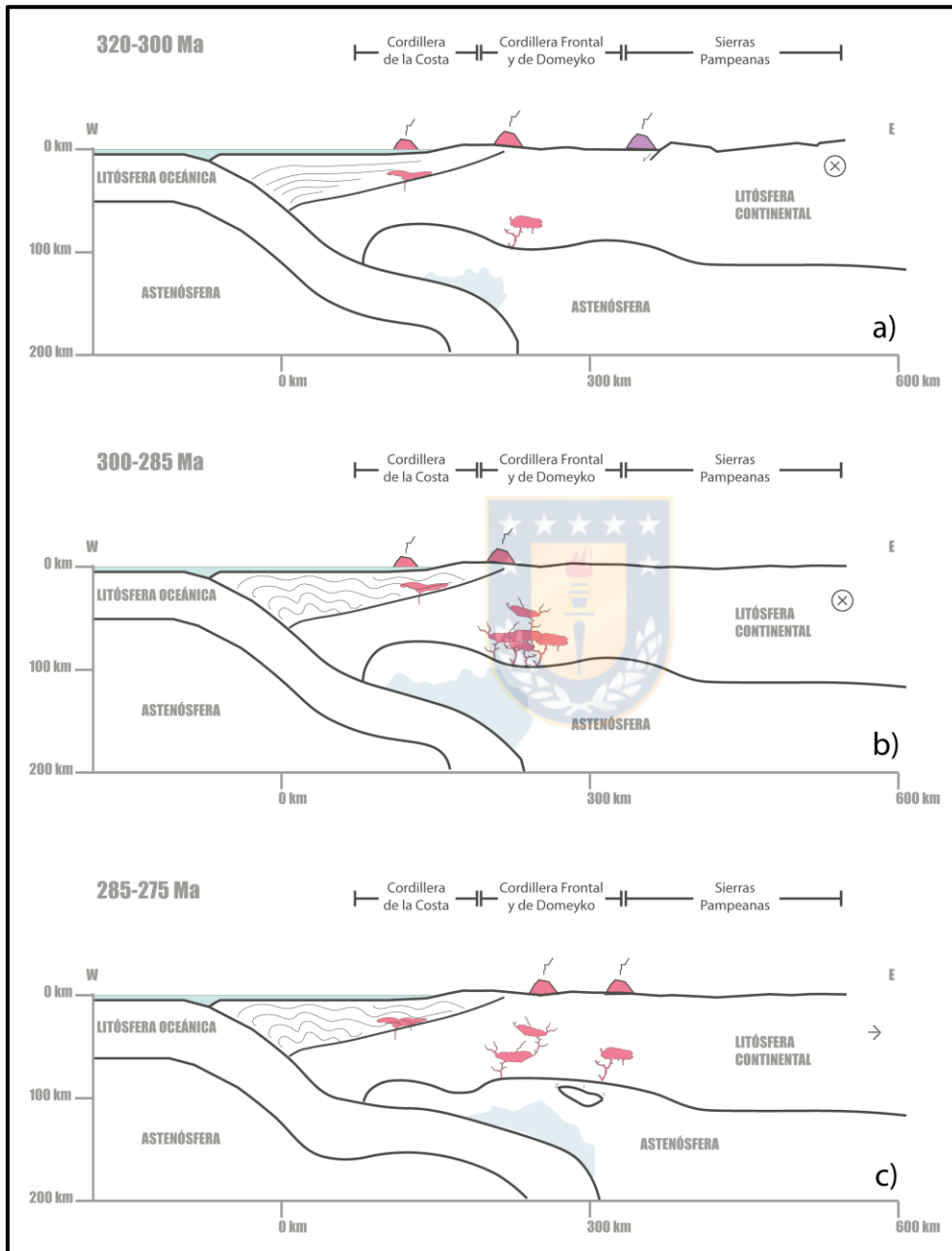
El magmatismo de la Cordillera de la Costa entre el Carbonífero superior y Pérmico se habría generado por la fusión parcial del prisma acrecionario producto del retroceso de la fosa y/o

*roll-back* de la placa oceánica, lo cual permitió el ascenso de material astenosférico caliente aumentando el gradiente geotérmico y fundiendo la corteza y/o prisma continental cercano a la fosa (Cordillera de la Costa) y hacia el interior (Cordillera de Domeyko y Frontal). Aunque el retroceso de la fosa y/o *roll-back* de la placa oceánica es un mecanismo viable para explicar el magmatismo de la costa, no existen evidencias del movimiento de este a oeste del magmatismo en el sector A previo a los 320 Ma (compilación SNGM), de hecho este evento se registra con datos geocronológicos U-Pb solamente entre los 27-31°S (Figura 6.6). Sin embargo, Alasino *et al.* (2017), basados en el mapeo geológico, indicaron que el magmatismo del Carbonífero inferior se extendió por más de 1000 km entre el sector sur de la Puna, Sierras Pampeanas y Cordillera Frontal. Cabe señalar que la geoquímica, distribución y edad de este magmatismo hace poco factible el hecho de ser generado por el paso de una dorsal oceánica y, por otro lado, existen evidencias de que este no habría sido separado de la franja interior.

Otro aspecto que complica la hipótesis del magmatismo de antearco provocado por *roll-back*, es la dinámica interna de la franja magmática de la Cordillera de Domeyko entre los 296-255 Ma, contemporáneo a la génesis magmática del sector B en la Cordillera de la Costa. Aquí se observan dos expansiones del arco (296-290 Ma y 280-275 Ma), las cuales podrían ser explicadas por un episodio de somerización de la placa oceánica (Creixell *et al.*, 2016). Así, la producción magmática ocurrida en la Cordillera de la Costa entre los 284-269 Ma podría haberse generado bajo un régimen de subducción de bajo ángulo. Igualmente, Huangfu *et al.* (2016) mostraron que en zonas de subducción plana se pueden encontrar varios puntos de fusión parcial de sedimentos, corteza continental y/o corteza oceánica a lo largo de la placa oceánica subductada y en un trabajo reciente se indica que el material astenosférico caliente remanente puede favorecer la fusión de material en lugares “anómalos” para una zona de subducción plana (Navarrete *et al.*, 2019). Además, el análisis petrográfico indica que todas las muestras del Complejo Plutónico Cifuncho poseen cuarzos con extinción ondulosa, lo que podría asociarse a condiciones de metamorfismo de bajo grado (~350-400°C) (Passchier y Trouw, 2005), infiriéndose un emplazamiento en un contexto sin-tectónico.

Así, es conveniente diferenciar, al menos, dos procesos tectónicos de primer orden en la generación de magmatismo en la Cordillera de la Costa. En primera instancia (~ >290 Ma) el magmatismo costero habría sido generado por el aumento del gradiente geotérmico por el

retroceso de la fosa y/o *roll-back* de la placa oceánica (sector A y III). Luego, el magmatismo del sector B, se habría generado en un contexto de somerización del ángulo de subducción, donde el material astenosférico relicto o la propia dinámica de este proceso, habrían permitido la fusión del prisma en la zona de antearco.



**Figura 6.8. Esquemas tectónicos relacionados al magmatismo costero Carbonífero-Pérmico.** a) Situación que explica el magmatismo de la costa entre los 320-300 Ma, donde el retroceso y *roll/back* de la placa oceánica. b) y c) muestran la somerización del ángulo de subducción, lo que expande la actividad del arco hacia el este, al mismo tiempo que el material astenosférico residual entrega el calor suficiente para la fusión en la costa.

## 6.2 Segmentación magmática

El reconocimiento de patrones a lo largo de una franja volcánica (y plutónica) es una parte esencial de la caracterización magmática y en este trabajo se analiza si existe alguna segmentación espacial y/o temporal, desde el punto de vista geocronológico y geoquímico, de los magmas del Carbonífero a Triásico Medio.

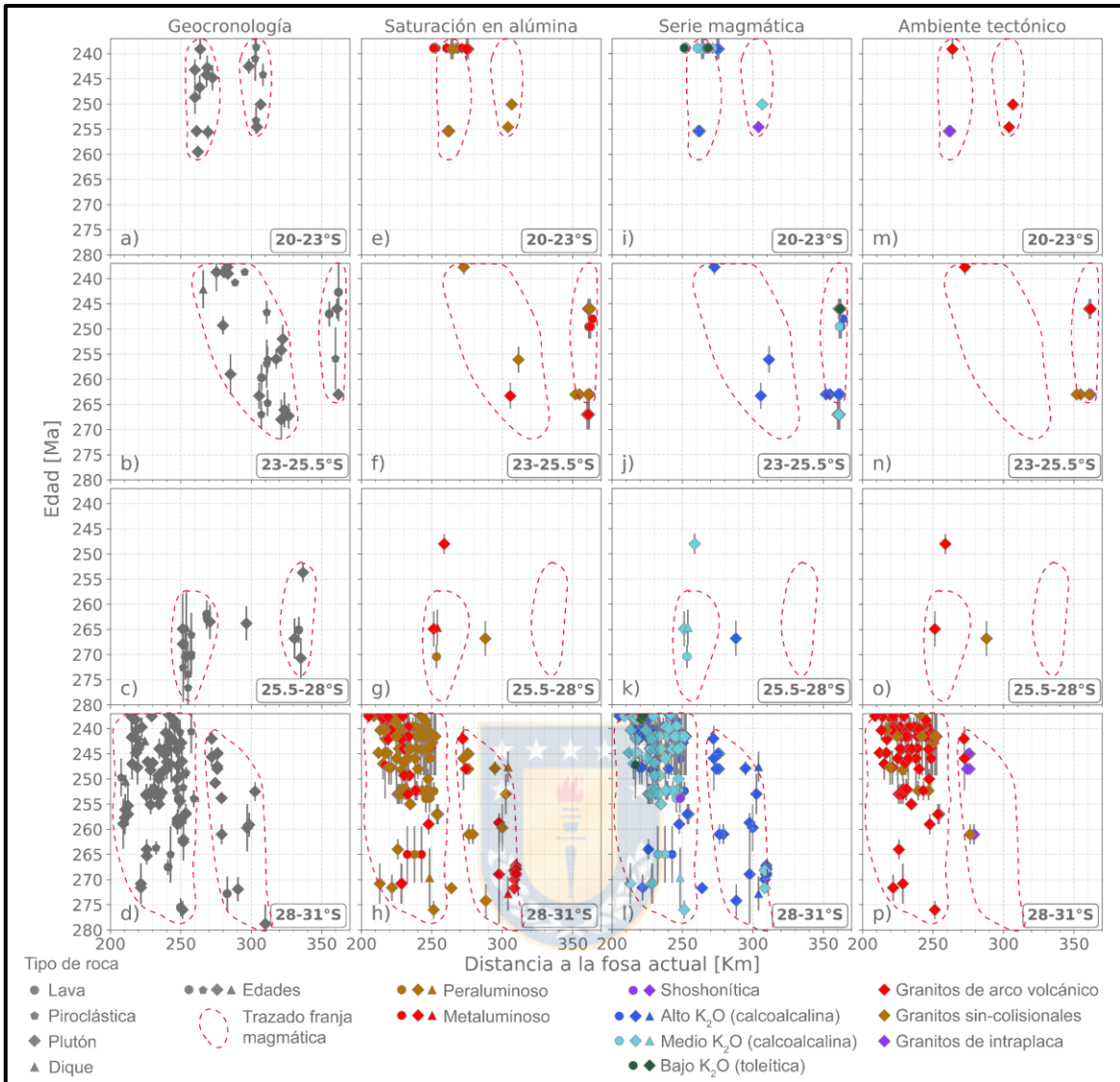
En primera instancia, como se menciona en el subcapítulo 6.1.4, aquí se han definido cuatro segmentos latitudinales en base a semejanzas y diferencias geocronológicas. Así, estos han sido agrupados por compartir tendencias del magmatismo (saltos, expansión y/o migración), morfoestructura y/o disponibilidad de información. Sin restarle importancia a lo anterior, también se examinan los rasgos geocronológicos y geoquímicos tanto en el tiempo como en el espacio para descartar o confirmar esta posible segmentación latitudinal.

### 6.2.1 Características en común

#### 6.2.1.1 Geocronología

Desde el punto de vista netamente geocronológico se observan algunos rasgos compartidos a lo largo de los cuatro segmentos (Figura 6.6). Primero, la partición de la producción magmática en dos franjas posterior a los 280 Ma (líneas rojas punteadas en Figura 6.9a). Segundo, se registra la expansión del magmatismo hacia el este entre los 285-270 Ma. Entiéndase por expansión como una prolongación de la actividad magmática hacia afuera de una franja definida en un intervalo de tiempo previo. Cabe mencionar que los procesos mencionados ocurren de forma diacrónica.

Estos dos rasgos parecieran tener una relación genética, ya que la expansión del magmatismo es lo que genera una segunda franja (Figura 6.9a). No obstante, la aparición de otra franja magmática bien podría no tener relación con una preexistente y ser, en cambio, algo totalmente independiente (*e. g.*, magmatismo de arco vs intraplaca). Para comprobar la dependencia de cada franja, en la Figura 6.9 se comparan parámetros como el índice de saturación en alúmina (Shand, 1943), contenido de K<sub>2</sub>O y serie magmática (Peccerillo y Taylor, 1976) y ambiente tectónico (Pearce *et al.*, 1984).



**Figura 6.9. Comparación geoquímica entre franjas por segmento.** a-d) Edades de cristalización vs distancia a la fosa actual. e-h) Clasificación del magmatismo de acuerdo a índice de saturación en alúmina (Shand, 1943) vs distancia a la fosa actual. i-l) Contenido de  $K_2O$  y serie magmática (Peccerillo y Taylor, 1976) vs distancia a la fosa actual. m-p) Clasificación de ambiente tectonomagmático (Pearce *et al.*, 1984) vs distancia a la fosa actual. Desafortunadamente, la información geoquímica es insuficiente para la comparación en los segmentos I, II y III. Notando esta limitación, en los segmentos I y II se observan características similares en ambas franjas. En el segmento IV se identifica que ambas franjas comparten una mezcla de señal peraluminosa y metaluminosa (h), no obstante, la franja más alejada de la fosa muestra casi exclusivamente alto contenido de  $K_2O$  (l) y señal de magmatismo de arco e intraplaca (p).

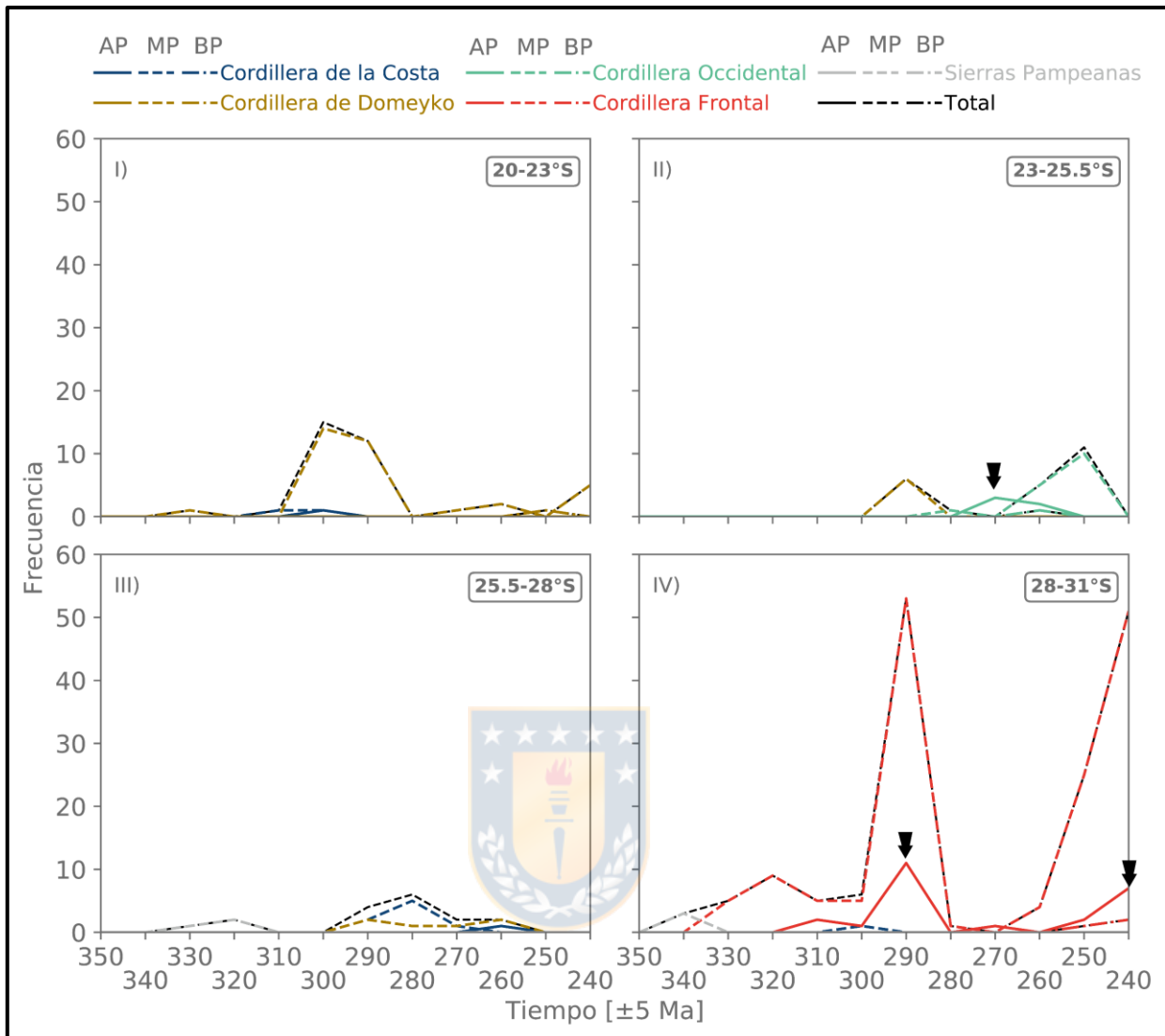
La diferencia en la distribución de información geoquímica dificulta un análisis comparativo robusto entre sectores (Figura 6.9). Teniendo esto en consideración, en los segmentos I y II las características geoquímicas son similares entre franjas (Figura 6.9e, i, m; Figura 6.9f, j, n). En el segmento IV, los datos indican que ambas franjas comparten una mezcla de señal peraluminosa y metaluminosa (Figura 6.9h), además, la franja más alejada de la fosa

actual muestra un predominio de alto contenido de  $K_2O$  (Figura 6.9I) y ambiente tectonomagmático de arco e intraplaca entre los 260-245 Ma (Figura 6.9p).

De lo anterior se infiere que las franjas de los segmentos I y II fueron formadas por un proceso tectonomagmático similar. En cambio, las franjas situadas en el segmento IV, posiblemente fueron formadas por un proceso base compartido sumado a la influencia de otro fenómeno en la franja oriental. Así se concluye que no hay diferencias genéticas en las franjas, más bien, las características geoquímicas expuestas en la Figura 6.9 indican una diferenciación transversal en un mismo arco magmático.

### **6.2.1.2 Geoquímica**

Desde una visión petrogenética, se pueden comparar algunas razones de elementos trazas como aproximaciones de la presión de la fuente (Kay *et al.*, 1991), la participación de fluidos provenientes de la placa oceánica (Kay *et al.*, 2006), el grado de fusión parcial (Winter, 2013) y el espesor cortical (Profeta *et al.*, 2015), y ver su evolución en el tiempo. En este sentido, los segmentos comparten valores dentro del mismo orden de magnitud, sin embargo, los patrones que ellos dibujan no señalan lo mismo (Figura 6.11, Figura 6.12, Figura 6.13). El único ejemplo que muestra un patrón similar en los cuatro segmentos es la razón  $Sm/Yb$ , la cual funciona como indicador de presión de la fuente de los magmas (Kay *et al.*, 1991). Con ella se clasifica el magmatismo como de presión alta (granate,  $Sm/Yb >3,5$ ), intermedia (anfíbola,  $Sm/Yb >1$  y  $Sm/Yb <3,5$ ) o baja (piroxeno,  $Sm/Yb <1$ ). La distribución de esta clasificación por segmento se muestra en la Figura 6.10. Aquí se observa una predominancia de presiones intermedias en los cuatro segmentos, destacándose valores de alta presión en el segmento II a los 270 Ma (Figura 6.10II) y en el segmento IV a los 290 y 240 Ma (Figura 6.10IV).



**Figura 6.10.** Distribución temporal por segmento de las presiones alcanzadas en la formación de magmas de acuerdo a la razón Sm/Yb (Kay *et al.*, 1991). PA: Presión alta ( $Sm/Yb > 3,5$ ); PM: Presión intermedia ( $Sm/Yb > 1$  y  $Sm/Yb < 3,5$ ); PB: Presión baja ( $Sm/Yb < 1$ ). Se observa una predominancia de presiones intermedias en los cuatro segmentos. Sin embargo, se destacan los valores de alta presión (flechas negras) en el segmento II a los 270 Ma y segmento IV a los 290 y 240 Ma. Las muestras graficadas corresponden a plutones, lavas y diques calcoalcalinos.

## 6.2.2 Características particulares

### 6.2.2.1 Geocronología

Los datos geocronológicos muestran un evento de movimiento abrupto, registrado al sur de los 25°S, desde las Sierras Pampeanas a la Cordillera de Domeyko y Cordillera Frontal, aproximadamente a los 320-300 Ma en el segmento III (Figura 6.6III) y entre los 335-330 Ma en el segmento IV (Figura 6.6IV).

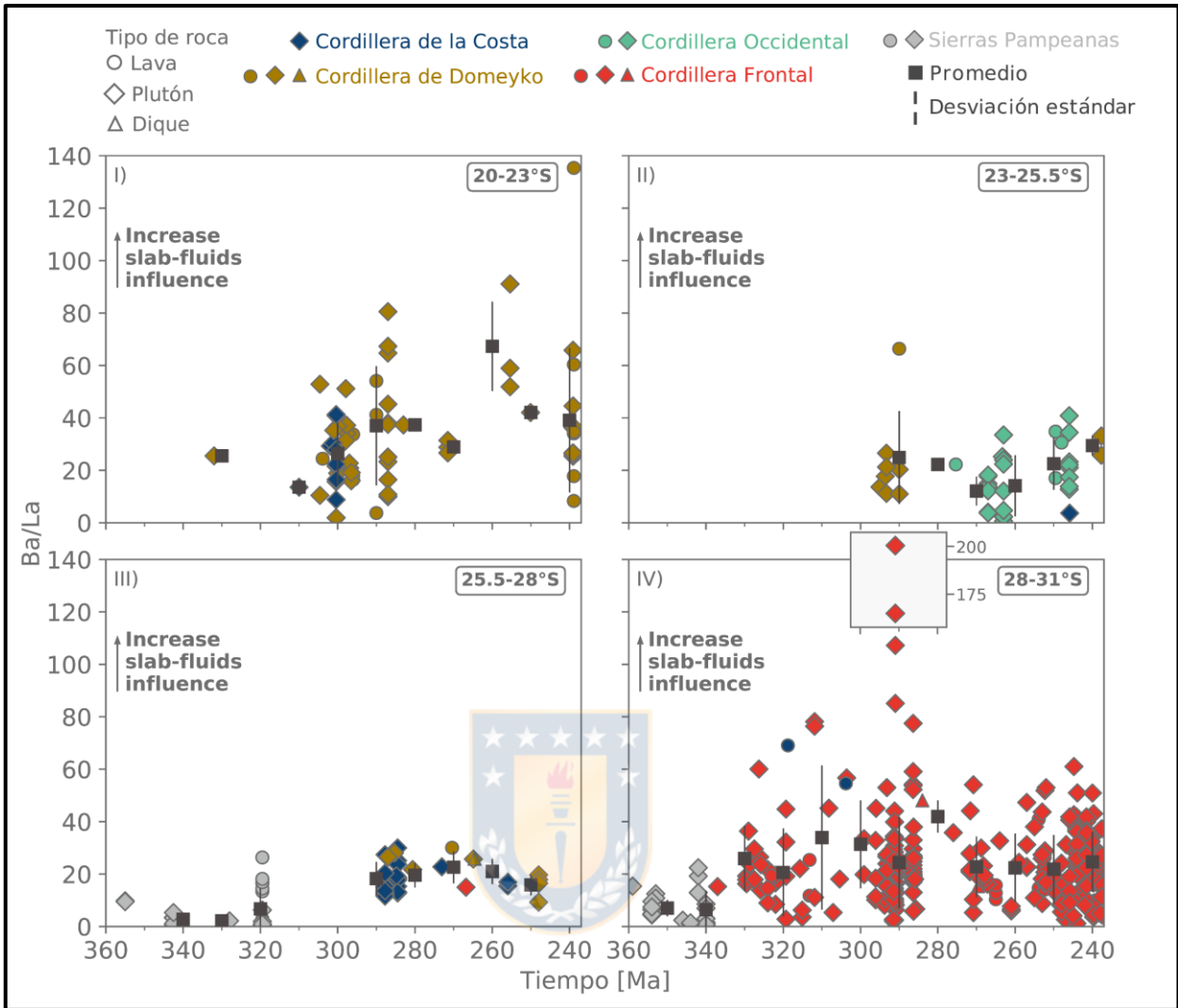


Otra particularidad en la geocronología de estos segmentos, es que en la mayoría de estos (I, II y IV) el magmatismo en la Cordillera de Domeyko y Frontal comienza cercano a los 330 Ma (Figura 6.6I, II, III). Situación que no ocurre hasta los 300 Ma en el segmento III (Figura 6.6III). Esto podría ser simplemente el resultado de la erosión o cobertura de los afloramientos de una edad mayor, sin embargo, ¿qué haría que los procesos de erosión hayan sido particularmente mayores en este segmento? o, por otro lado, ¿es la cobertura posterior la responsable de este escenario? Probablemente lo sea.

#### **6.2.2.2 Geoquímica**

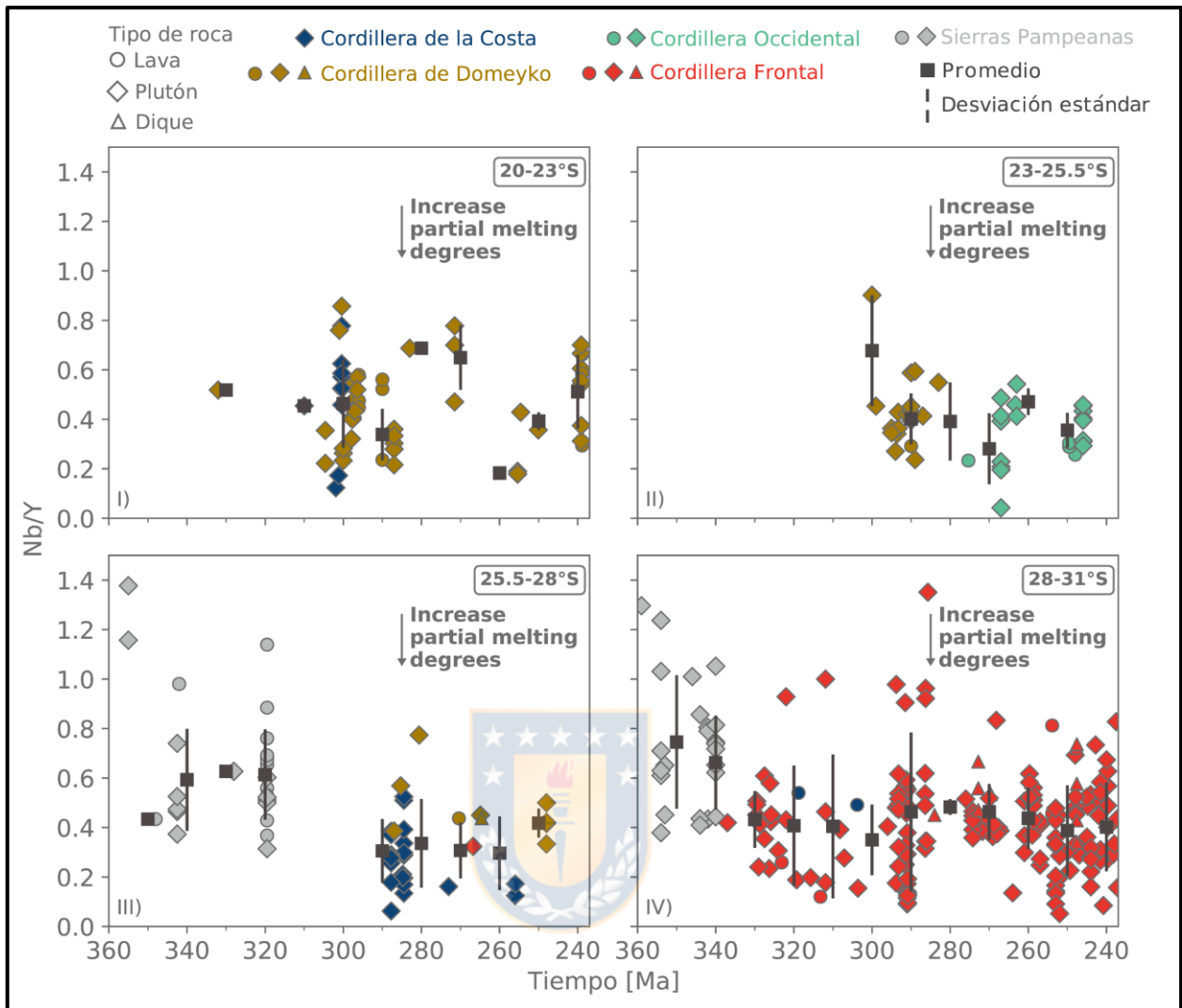
Los diferentes segmentos muestran órdenes de magnitud similares, sin embargo, los patrones dibujados difieren en el tiempo. Esto sería la respuesta geoquímica a diferentes procesos o intensidad de estos mismos a lo largo de este arco magmático, lo cual se ve particularmente en la participación de fluidos provenientes de la placa oceánica (Figura 6.11; Kay *et al.*, 2006), el grado de fusión parcial (Figura 6.12; Winter, 2013) y el espesor cortical (Figura 6.13; Profeta *et al.*, 2015).

En la Figura 6.11 se testea la participación de fluidos derivados de la placa oceánica utilizando la razón Ba/La (Kay *et al.*, 2006). La primera característica que resalta es la diferencia en el rango de valores entre segmentos, siendo mayor en los segmentos I y IV. Además, se observa un aumento de los valores máximos de Ba/La a través del tiempo, excepto en el segmento III, donde disminuyen levemente luego de los 270 Ma (Figura 6.11III), y en el segmento IV permaneciendo relativamente estables posterior a los 280 Ma (Figura 6.11IV).



**Figura 6.11. Gráfico Ba/La vs edad (Kay *et al.*, 2006) por segmento.** En general hay una tendencia al aumento de los valores máximos en la razón Ba/La, sin embargo, en los segmentos III y IV se observa que esta razón es relativamente estable en el tiempo. El promedio es calculado cada 10 Ma.

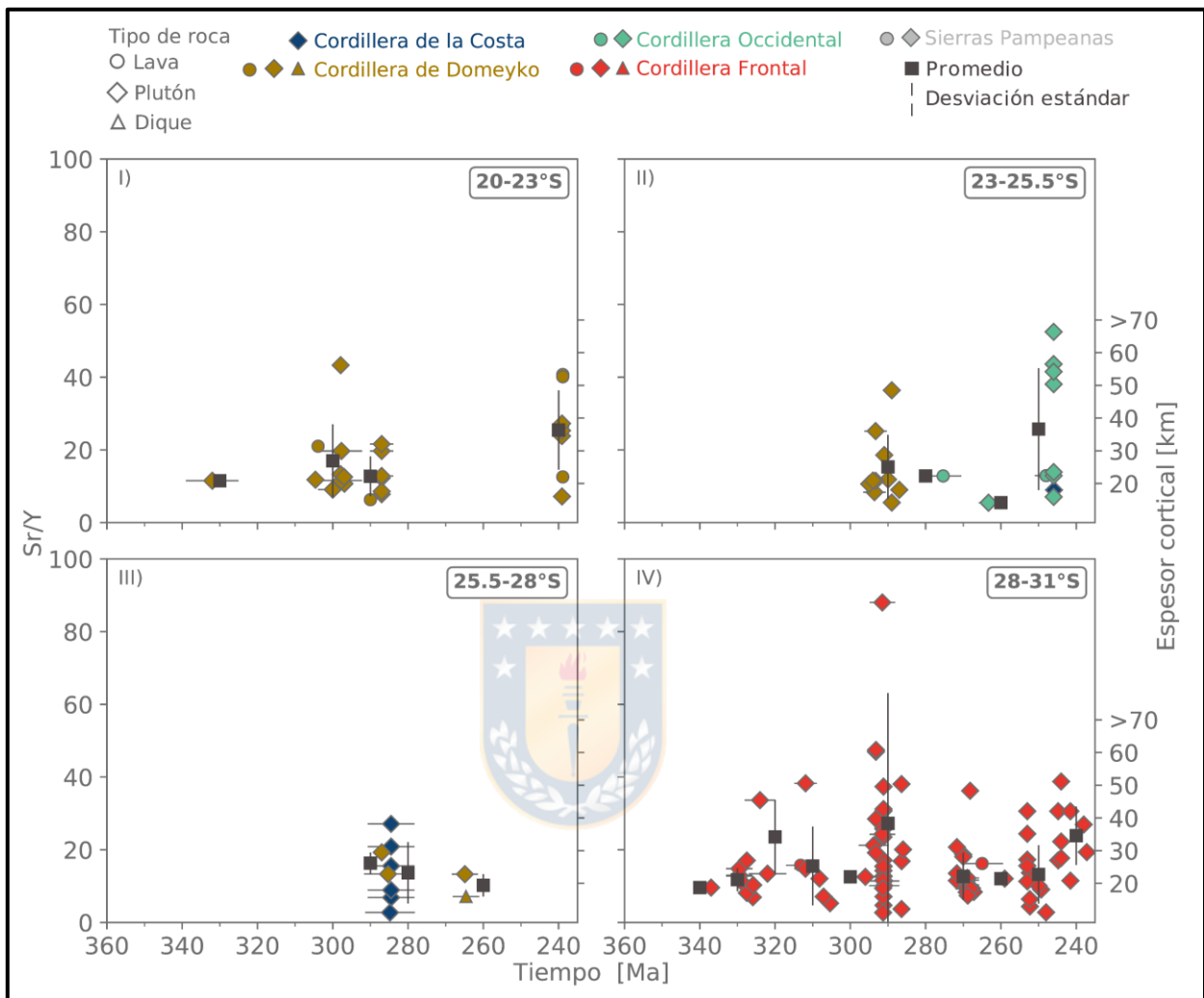
Por el contrario, la razón Nb/Y muestra una disminución de los valores máximos hacia las rocas más jóvenes casi sin interrupciones en todos los segmentos (Figura 6.12). Aunque la elevada desviación estándar de los datos no permite sacar conclusiones con significancia geológica, es posible observar que en los segmentos III y IV existe un cambio en el rango de valores desde las Sierras Pampeanas hacia el oeste (Figura 6.12III, IV).



**Figura 6.12. Gráfico Nb/Y vs edad (Winter, 2013) por segmento.** Existe una tendencia general al incremento del grado de fusión parcial. El promedio es calculado cada 10 Ma.

En la Figura 6.13 se contrastan las razones Sr/Y vs el tiempo y en el costado derecho del gráfico se muestra su equivalencia con el espesor cortical (Profeta *et al.*, 2015). Lo primero que resalta es la diferencia en la cantidad de datos por segmento, limitando las interpretaciones que se hagan a partir de este gráfico. A pesar de esto, el rasgo más característico es la concentración de muestras con un amplio rango de razones Sr/Y entre los 300-285 Ma y 250-240 Ma (Figura 6.13). En estas ventanas de tiempo también ocurren *peaks* de valores Sr/Y. El primero se manifiesta de forma diacrónica cercano a los 300 Ma en el segmento I (Figura 6.13I), ~290 Ma en los segmentos II y IV (Figura 6.13II, IV) y ~285 Ma en el segmento III (Figura 6.13III). Esto es seguido por una disminución de la razón Sr/Y en los segmentos III y IV (Figura 6.13III, IV).

Los *peaks* de valores Sr/Y se interpretan como posibles aumentos del espesor cortical (de acuerdo a Profeta *et al.*, 2015)



**Figura 6.13. Gráfico Sr/Y vs edad (Profeta *et al.*, 2015) por segmento.** En el costado derecho del gráfico se indican la equivalencia con el espesor cortical (Profeta *et al.*, 2015). Cabe destacar la concentración de muestras con un amplio rango de razones Sr/Y entre los 300-285 Ma y 250-240 Ma, junto con *peaks* de estos valores indicando posiblemente periodos de engrosamiento cortical. El promedio es calculado cada 10 Ma. Las muestras graficadas corresponden a plutones, lavas y diques calcoalcalinos con sílice intermedia (55-70%) y MgO < 6%.

### 6.2.3 ¿Segmentación espacial o temporal?

Diversos trabajos invocan la distribución de edades para asignar etapas temporales en este rango de tiempo (Hervé *et al.*, 2014; Maksaev *et al.*, 2014; Sato *et al.*, 2015; Mpodozis *et al.*, 2018a). Sin embargo, en la Figura 5.1 se observa que los datos tienen un importante sesgo temporal y espacial, concentrándose dos *peaks* entre los 305-285 Ma y 265-235 Ma conformados por la actividad magmática de la Cordillera de Domeyko y Cordillera Frontal, respectivamente

(Figura 5.1a). Además, al comparar latitudinalmente la distribución de las edades, estas marcan *peaks* entre los 24-25°S y entre los 28-30°S, donde el periodo de tiempo con mayor cantidad de datos es entre los 295-275 y 255-235 Ma, respectivamente (Figura 5.1b). De acuerdo a estas inferencias, la interpretación de etapas magmáticas basándose solo en edades geocronológicas resulta poco representativo.

En este trabajo se han revisado características geocronológicas que definen patrones espacio-temporales (ancho, posición, expansión y/o salto) y características geoquímicas del arco magmático (*e. g.*, clasificación de rocas volcánicas, Sr/Y, Ba/La, tipo de granitos, entre otras), de las cuales se interpretan cinco etapas temporales para el magmatismo entre los 20-31°S. Estas son:

- (1) 360-330 Ma, marcada por la predominancia de magmatismo en las Sierras Pampeanas (Figura 6.6III, IV), abundancia de granitos tipo A (Figura 5.6), ambiente de sin-colisional a intraplaca predominante, aunque también hay de arco volcánico (Figura 6.14), fuente del magmatismo cortical y mantélica (Figura 6.16c), menor influencia de fluidos de la placa oceánica (bajas razones Ba/La) (Figura 6.11) y menor grado de fusión parcial (altas razones Nb/Y) (Figura 6.12) con respecto al magmatismo posterior, disminución progresiva del espesor cortical (Figura 6.7), finalizando con un salto de la actividad hacia el oeste (Figura 6.6III, IV). Es la etapa con la menor representatividad geocronológica (Figura 5.1).
- (2) 330-305 Ma, se registran los últimos vestigios de actividad magmática en las Sierras Pampeanas, mientras comienza el magmatismo de arco volcánico en la Cordillera Frontal, de Domeyko y de la Costa (Figura 6.14).
- (3) 305-275 Ma, reconocida por presentar *peak* de espesor cortical en la Cordillera Frontal y de Domeyko (Figura 6.13), volcanismo exclusivamente ácido principalmente en la Cordillera de Domeyko (Figura 5.2), *peak* de magmatismo producido a altas presiones en la Cordillera Frontal (Figura 6.10IV), expansión del magmatismo hacia el este (Figura 6.6) y predominancia de magmas corticales y escasa señal mantélica en la Cordillera Frontal (Figura 6.16c).

- (4) 275-255 Ma, la cual se caracteriza por la presencia minoritaria de granitos tipo A en la Cordillera Frontal (Figura 4.5) y la participación aproximadamente equivalente entre manto y corteza como fuente de los magmas (Figura 6.16c).
- (5) 255-237 Ma, descrita por un aumento en el espesor cortical en la Cordillera Frontal y Occidental (Figura 6.13), predominancia de magmas provenientes del manto en dichas morfoestructuras (Figura 6.16c) y *peak* de magmatismo producido a altas presiones en la Cordillera Frontal (Figura 6.10IV).

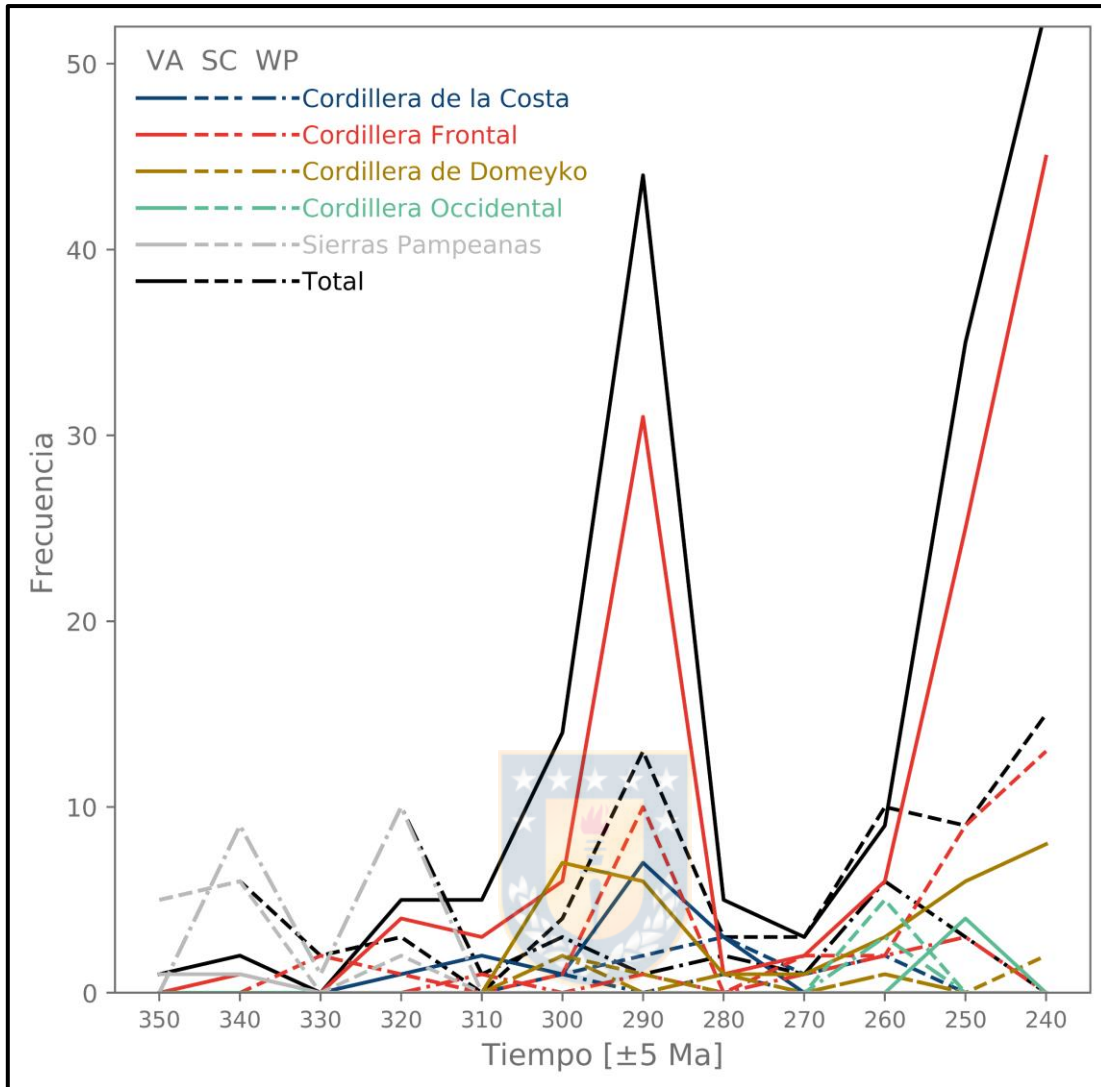
Cabe destacar que los límites de estas etapas no son restrictivos y pueden variar en un rango de ~5 Ma a lo largo del arco magmático.

La propuesta presentada en este trabajo coincide en parte con la realizada por Velásquez *et al.* (2018) para las unidades plutónicas de la Cordillera Frontal, con la excepción que aquí se separa el magmatismo pre y post- 305 Ma por la disminución en la producción de granitos tipo A (Figura 5.6), el importante *peak* de engrosamiento cortical (Figura 6.13) y el cese de actividad magmática en las Sierras Pampeanas (~310 Ma). La etapa entre los 275-255 Ma, donde disminuye la frecuencia de edades en la Cordillera Frontal y de Domeyko, coincide con el momento en que se registran pequeños afloramientos de cuerpos magmáticos (Velásquez *et al.*, 2018). Por último, la etapa entre 258-233 Ma, es caracterizada por el emplazamiento de plutones de grano grueso y gran volumen, la cual es relacionada a un régimen tectónico extensional provocado por la rotación antihoraria de Pangea (Velásquez *et al.*, 2018 y referencias allí citadas). Sin embargo, las razones Sr/Y exhiben espesores corticales con *peaks* >50 km desde los 255-250 Ma en la Cordillera de Domeyko, Cordillera Occidental y Cordillera Frontal (Figura 6.13).

## 6.3 Relación entre magmatismo y tectónica

### 6.3.1 Ambiente tectonomagmático, adakitas y geoquímica isotópica

Al utilizar la clasificación tectonomagmática de Pearce *et al.* (1984), se observa que el ambiente principal del magmatismo varió de intraplaca a sin-colisional previo a los 320 Ma, con señal minoritaria de arco volcánico (Figura 6.14). Posterior a esta edad, el ambiente de arco volcánico fue predominante (Figura 6.14). Los granitos de intraplaca y sin-colisionales se distribuyen de forma local en todo el intervalo de tiempo, con *peaks* interesantes a los 290 Ma y entre 260-240 Ma (sin-colisional) y 260 Ma (intraplaca).

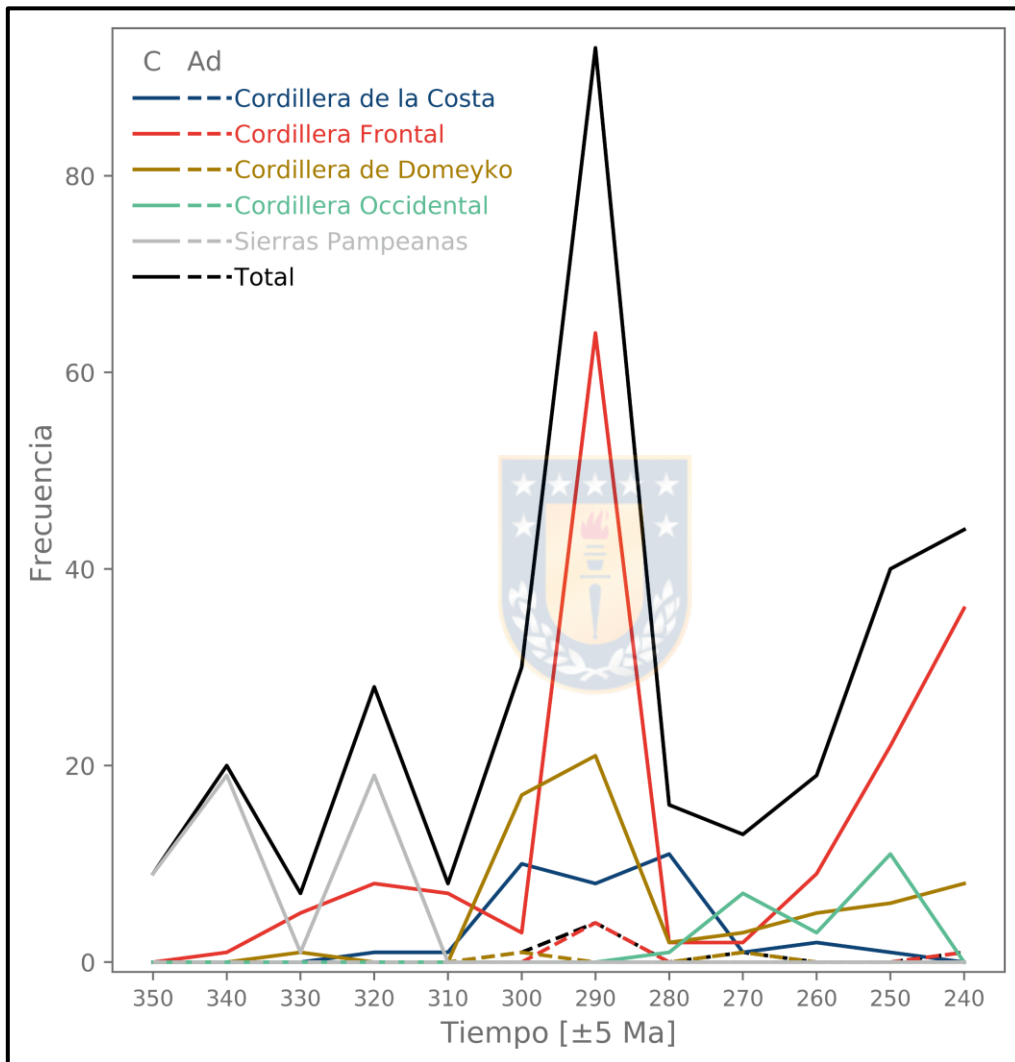


**Figura 6.14. Distribución temporal del tipo de magmatismo de acuerdo a la discriminación tectónica Rb vs Yb + Ta de Pearce *et al.* (1984).** Se observa magmatismo de intraplaca a sin-colisional previo a los 320 Ma, con señal minoritaria de arco volcánico. Posterior a esta edad, el ambiente de arco volcánico fue predominante. No obstante, ocurrieron *peaks* interesantes de magmatismo sin-colisional a los 290 Ma y entre 260-240 Ma y de intraplaca a los 260 Ma. VA: granitos de arco volcánico; SC: granitos sin-colisionales; WP: granitos de intraplaca. El color negro representa el total de los datos.

Otro aspecto útil en la prospección tectónica es la señal adakítica debido a sus, ya citadas, implicancias petrogenéticas (Shen *et al.*, 2014 y referencias allí citadas). De tratarse de magmas que no involucran fusión de la corteza oceánica, la señal adakítica puede ser utilizada como un estimador del espesor cortical. Con el fin de identificar esta señal a través del tiempo, se discriminó utilizando la clasificación de los diagramas Sr/Y vs Y (Defant y Drummond, 1990) y La/Yb vs Yb (Madsen, 2004). Así, en la Figura 6.15 se muestra el conjunto de rocas que presentan señal adakítica de acuerdo con estos dos criterios. El rasgo principal es que existen



muy pocas muestras con señal adakítica versus rocas “normales” de arco. Además, se destaca que en la Cordillera Frontal se concentra prácticamente toda la señal adakítica, seguida por la Cordillera de Domeyko. Así, se identifica un *peak* de adakitas entre los ~305-285 Ma en la Cordillera Frontal y muestras puntuales a los ~270 Ma (Cordillera de Domeyko) y ~240 Ma (Cordillera Frontal), siempre por debajo de la predominancia de magmatismo calcoalcalino.



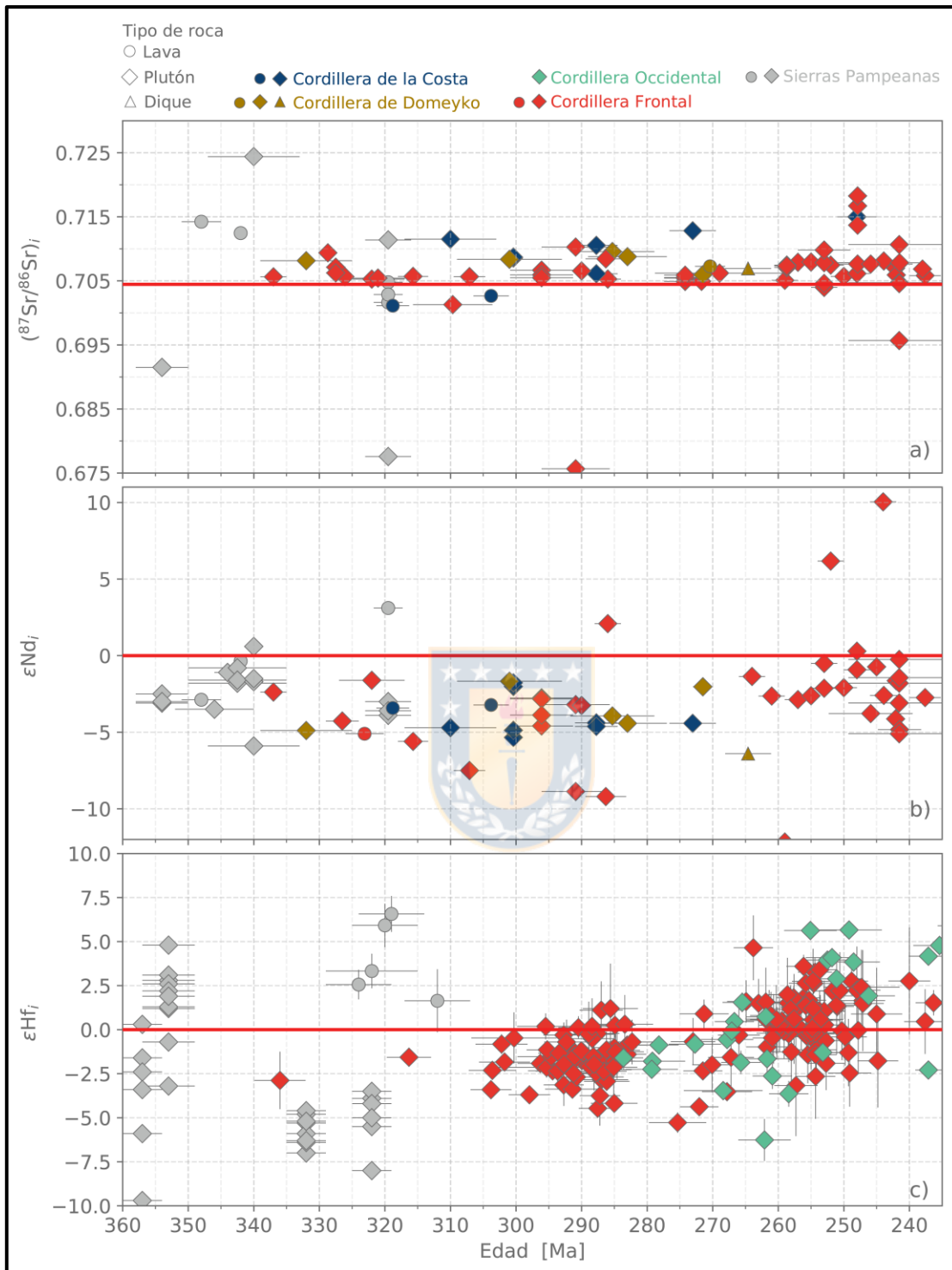
**Figura 6.15.** Distribución temporal del tipo de magmatismo de acuerdo a la discriminación de adakitas Sr/Y vs Y (Defant y Drummond, 1990) y La/Yb vs Yb (Madsen, 2004). Se distinguen adakitas entre los ~350-340 y ~310-240 Ma, con *peaks* a los 290 Ma en la Cordillera Frontal y 250-240 Ma en la Cordillera Occidental, Frontal y de Domeyko. C: Rocas calcoalcalinas de arco; Ad: Rocas adakíticas.

Las razones isotópicas son fundamentales para determinar reservorios magmáticos. Es así que los valores de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i > 0,7045$  indican fuentes radiogénicas (manto enriquecido o corteza continental), mientras que  $\epsilon\text{Nd}_i$  o  $\epsilon\text{Hf}_i$  separa magmas derivados de un manto deprimido (valores

positivos) vs un manto enriquecido o corteza continental (valores negativos) (Rollinson, 1993). Al analizar la evolución temporal de estos parámetros, se observa que los valores de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  y  $\epsilon\text{Nd}_i$  fueron aproximadamente invariantes en el rango de tiempo de este estudio, indicando una fuente principalmente enriquecida sin descartar la participación de fuentes más primitivas (Figura 6.16a, b). Notablemente, los escasos datos de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  y  $\epsilon\text{Nd}_i$  que indican fuentes primitivas coinciden temporalmente con la misma señal del  $\epsilon\text{Hf}_i$  (Figura 6.16c). A pesar que los valores isotópicos del sistema Rb-Sr para las rocas de este periodo de tiempo pudieran haber sido afectados por la interacción con agua de mar y alteración hidrotermal (Oliveros *et al.*, 2020 y referencias allí citadas), los sistemas Sm-Nd y Lu-Hf son inmóviles frente a la alteración hidrotermal (Rollinson, 1993). Por lo tanto, los valores de  $\epsilon\text{Nd}_i$  y/o  $\epsilon\text{Hf}_i$  reflejarían los procesos petrogenéticos primarios en la formación de los magmas, aunque la detección de mezcla entre pequeñas cantidades de corteza continental y grandes porciones de manto es isotópicamente invisible utilizando el sistema Sm-Nd (Rollinson, 1993).

Con el propósito de evitar los posibles efectos de la interacción con agua de mar, solamente se utilizan los valores  $\epsilon\text{Hf}_i$  y  $\epsilon\text{Nd}_i$  en la discusión. El  $\epsilon\text{Hf}_i$  indicaría tres periodos diferenciables (Figura 6.16c): (1) 360-305 Ma, con participación de manto y corteza en igual medida; (2) 305-270 Ma, identificado por la predominancia de magmas corticales y escasa señal mantélica; (3) 270-237 Ma, donde nuevamente existe una participación aproximadamente equivalente entre manto y corteza, predominando la componente mantélica desde los 255-250 en adelante. El  $\epsilon\text{Nd}_i$  muestra casi durante todo el periodo de tiempo una fuente enriquecida, no obstante, en los periodos en que el  $\epsilon\text{Hf}_i$  refleja fuentes deprimidas, el  $\epsilon\text{Nd}_i$  también lo hace con menor número de muestras (Figura 6.16b, c).

Hay que destacar que solo una parte del margen continental, en el periodo de tiempo del estudio, tiene buena resolución espacial de datos isotópicos (Cordillera Frontal, 28-31°S), por lo que las interpretaciones que se hagan a partir de esto deben ser cuidadosas.



**Figura 6.16. Evolución temporal de parámetros isotópicos.** a)  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  vs edad. b)  $\epsilon\text{Nd}_i$  vs edad. c)  $\epsilon\text{Hf}_i$  vs edad. Los datos de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  y  $\epsilon\text{Nd}_i$  son obtenidos de la bibliografía utilizada en compilación SNGM y los datos  $\epsilon\text{Hf}_i$  son obtenidos de Dahlquist *et al.* (2013), Hervé *et al.* (2014), Poma *et al.* (2014), Zappetini *et al.* (2015), del Rey *et al.* (2016).

### 6.3.2 Evolución tectonomagmática

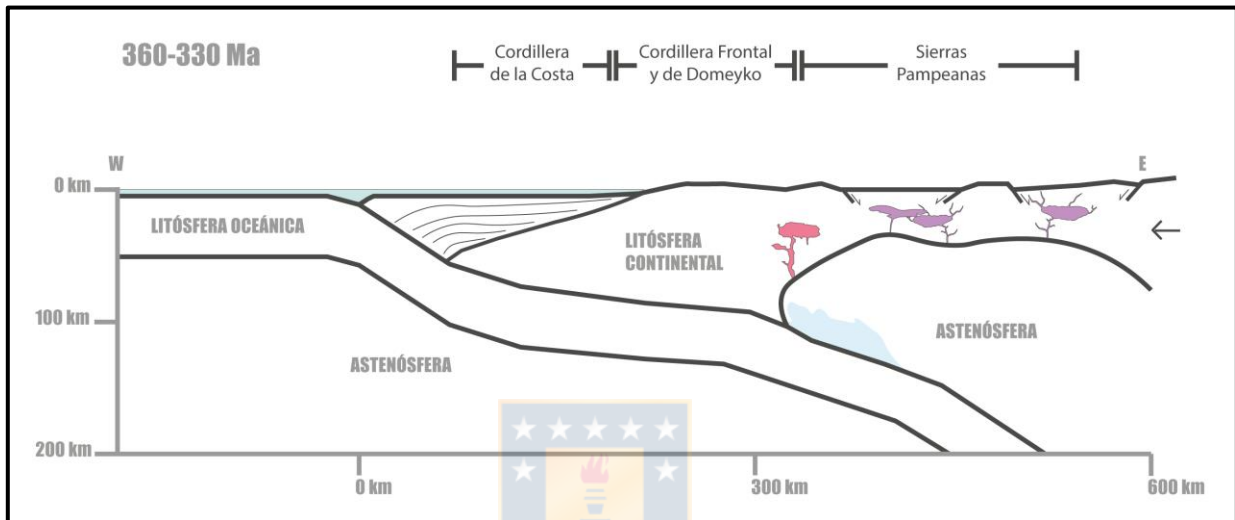
Los resultados geoquímicos mostrados hasta ahora pueden ser relacionados con el régimen tectónico operante al suroeste de Gondwana durante el Carbonífero y hasta el Triásico Medio entre los 20° y 31°S. Con este objetivo, el vínculo entre (1) discordancias; (2) edades de metamorfismo, exhumación y/o enfriamiento; (3) señal adakítica; (4) ambiente tectonomagmático; (5) variaciones en el espesor cortical; (6) aporte de fluidos provenientes de la placa oceánica y grado de fusión parcial; (7) ancho y movimiento del cinturón magmático, entre otros factores, son tomados en cuenta.

#### 6.3.2.1 Etapa 1 (360-330 Ma)

El magmatismo estudiado aquí muestra sus primeros registros en el Mississipiano, en las Sierras Pampeanas. Los magmas son calcoalcalinos (Figura 5.4), reflejan un ambiente tectónico sin-colisional a intraplaca y, en menor medida, de arco volcánico (Figura 6.14) con predominancia de granitos tipo A (Figura 5.6) y un amplio registro isotópico (Figura 6.16). Esto último ha sido interpretado como el resultado de la mezcla entre fuentes juveniles y retrabajadas (*e. g.*, Dahlquist *et al.*, 2013) con una baja participación de fluidos provenientes de la placa oceánica (Figura 6.11III, IV) y bajo grado de fusión parcial (Figura 6.12III, IV) en una corteza que disminuyó su espesor con el tiempo (Figura 6.7). A pesar de la predominancia de granitos sin-colisional a intraplaca señalada por el diagrama de discriminación tectónica (Figura 6.14), las anomalías de Ti, Nb y Zr (Figura 5.10e) sugieren la influencia de un margen convergente (Rollinson, 1993), acorde con las interpretaciones de Alasino *et al.* (2012), Martina *et al.* (2011), Dahlquist *et al.* (2018), quienes no descartaron la participación de una componente de subducción. De esta manera, el comienzo del ciclo de subducción podría extenderse a los ~359 Ma (Dahlquist *et al.*, 2018; Moreno *et al.*, 2020). La configuración tectónica de esta etapa es representada en la Figura 6.17. No obstante, los procesos que activaron este cambio en la tectónica permanecen desconocidos.

El patrón de REE de este magmatismo muestra un enriquecimiento en el tiempo (Figura 5.9e), lo cual pudo ser resultado del aumento en la temperatura (Hermann y Rubatto, 2009) o una mayor participación de sedimentos y/o material cortical (*e. g.*, Mpodozis y Kay, 1992). Con respecto a esto, la ausencia de circones heredados en las rocas volcánicas de edad ~320 Ma indicaría una alta temperatura en el magmatismo junto con un escaso aporte de material cortical

retrabajado (Zappettini *et al.*, 2015). Esto concuerda con la composición bimodal del volcanismo (Figura 5.2b) y la interpretación sobre su ambiente de trasarco extensional (Zappettini *et al.*, 2015), el cual se habría acentuado desde los 340 a 320 Ma (Coira *et al.*, 2016). El contexto tectónico extensional podría haberse extendido hasta los 300 Ma, al menos, en la parte norte de la Cordillera de la Costa y Domeyko (~21°S), indicado por la presencia de granitos tipo A (Figura 5.6).



**Figura 6.17. Configuración tectonomagmática entre 360-330 Ma.** Rojo: Magmatismo de arco; Morado: Magmatismo de intraplaca y/o tipo A.

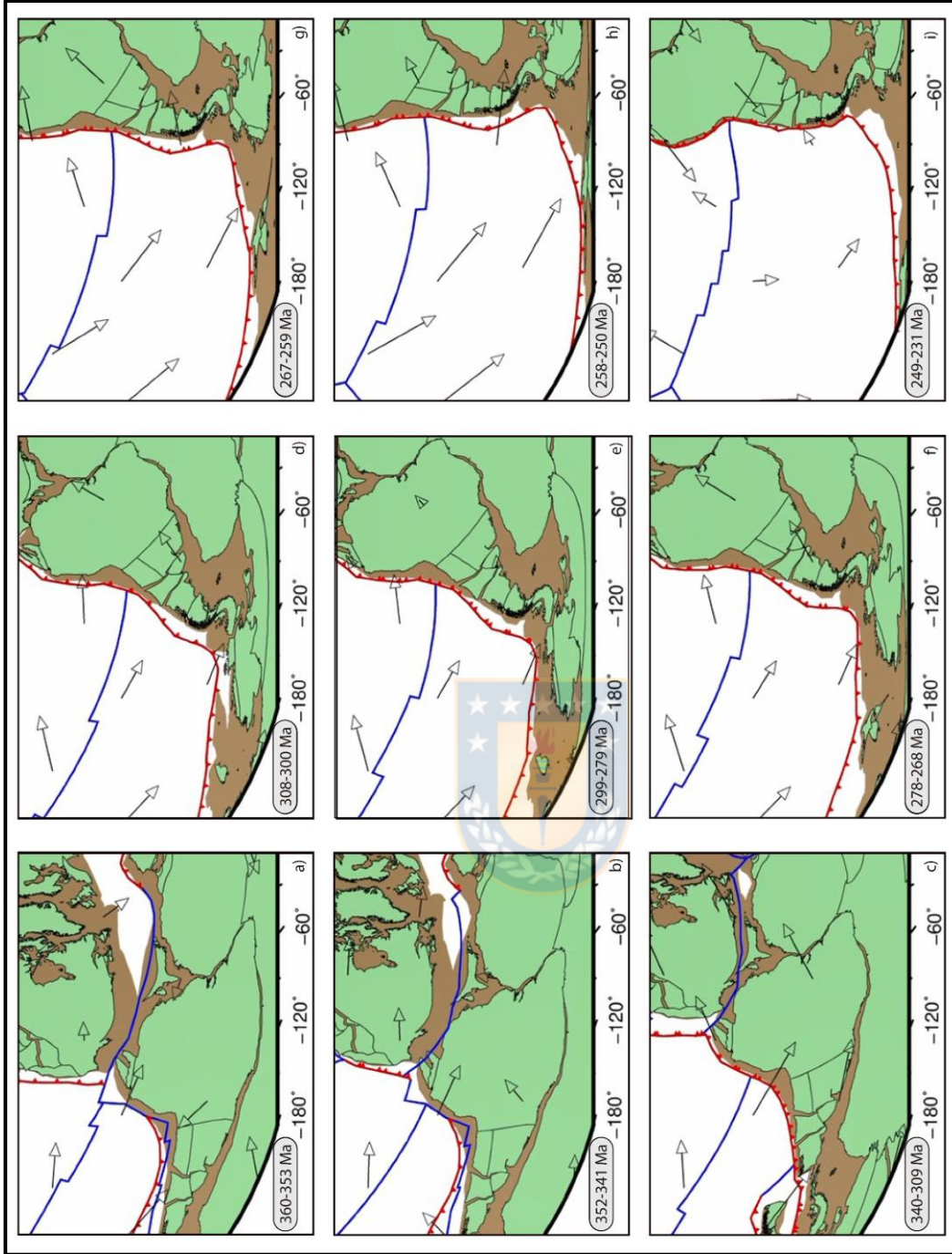
Entre los ~335-330 Ma se produjo la retro-expansión de la zona de actividad magmática desde las Sierras Pampeanas (occidental: arco, oriental: trasarco) y sector oriental de la Cordillera Frontal (arco) a la parte oeste de la Cordillera Frontal (arco) y Cordillera de la Costa (antearco) (Figura 6.6IV), lo cual ha sido interpretado como producto del hundimiento y *roll-back* de la placa oceánica (Alasino *et al.*, 2012), posiblemente acompañado de ascenso y acumulación de material astenosférico (Dahlquist *et al.*, 2018), provocando el retroceso de la placa oceánica. Esto estaría en acuerdo con el predominio de granitos tipo A (Figura 5.6), las profundidades someras de emplazamiento (Dahlquist *et al.*, 2013) y el adelgazamiento progresivo de la corteza en esta zona (Figura 6.7), las cuales indicarían un régimen extensional establecido durante todo el Missisipiano y hasta la primera parte del Pensilvaniano (Coira *et al.*, 2016). No obstante, otra alternativa para explicar estos fenómenos podría aludir a factores cinemáticos (*e. g.*, Cross y Pilger, 1982). La velocidad absoluta de la placa continental ha sido interpretada como el factor cinemático principal en el control del régimen de esfuerzos en márgenes convergentes (Maloney

*et al.*, 2013 y referencias allí citadas; Fennell *et al.*, 2018). De esta forma, cuando la placa continental se mueve contrario a la fosa, se induce roll-back de la placa oceánica y extensión en la zona de arco y trasarco, con el subsecuente aumento del gradiente geotérmico.

Un modelo de reconstrucción de placas desde los 410 Ma al presente ha sido publicado recientemente (Young *et al.*, 2019). En este, se observa que entre los 340-309 Ma el vector de velocidad absoluta de Sudamérica se mueve contrario a la fosa (Figura 6.18c), lo cual podría haber sido la causa del periodo extensional en el área (*e. g.*, Maloney *et al.*, 2013). Esto, sumado a la disminución de la velocidad de convergencia entre los 355-320 Ma (Young *et al.*, 2019, Figura 6.19) habrían favorecido el incremento del ángulo de subducción (Cross y Pilger, 1982; Huangfu *et al.*, 2016). Así, se explicaría el progresivo aumento de las condiciones extensionales (Coira *et al.*, 2016) y el cambio de lugar del foco magmático (Alasino *et al.*, 2012). Este escenario tectónico también es evidenciado por el aumento en la influencia de fluidos provenientes de la placa oceánica (Figura 6.11IV) y aumento del grado de fusión parcial (Figura 6.12IV), interpretadas como producto del *roll-back* de la placa oceánica (Fennell *et al.*, 2018).

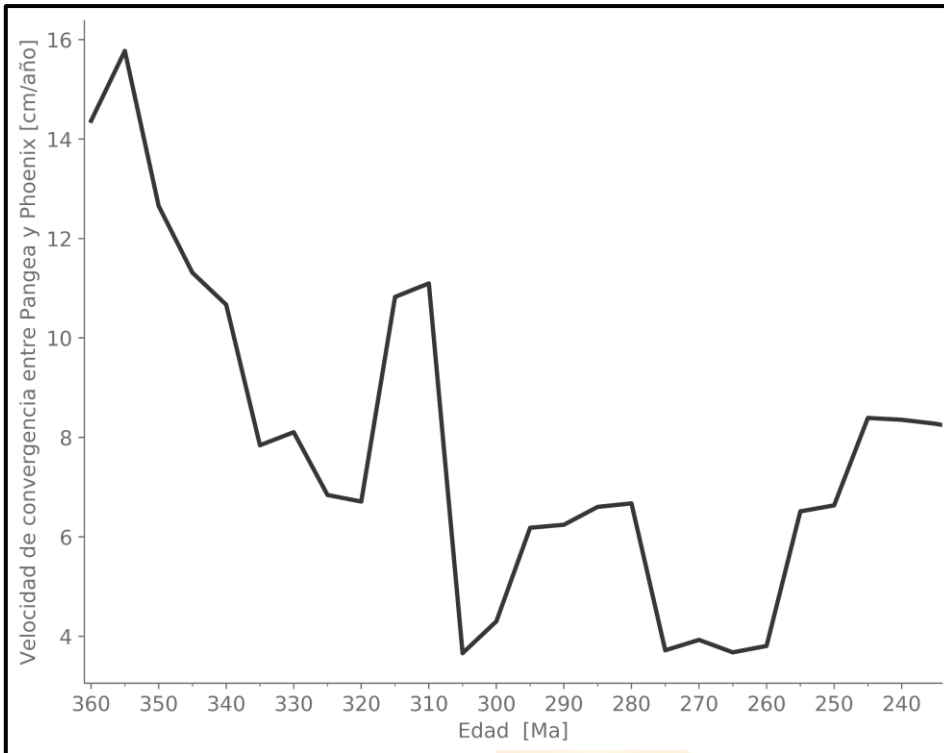






**Figura 6.18. Reconstrucción de placas tectónicas en Sudamérica entre los 360-231 Ma (modificada del material suplementario de Young *et al.*, 2019). Intervalos de tiempo representativos de la cinemática de placas son mostradas en a) 360-353 Ma, b) 352-341 Ma, c) 340-309 Ma, d) 308-300 Ma, e) 299-279 Ma, f) 278-268 Ma, g) 267-259 Ma, h) 258-250 Ma, i) 249-231 Ma.**



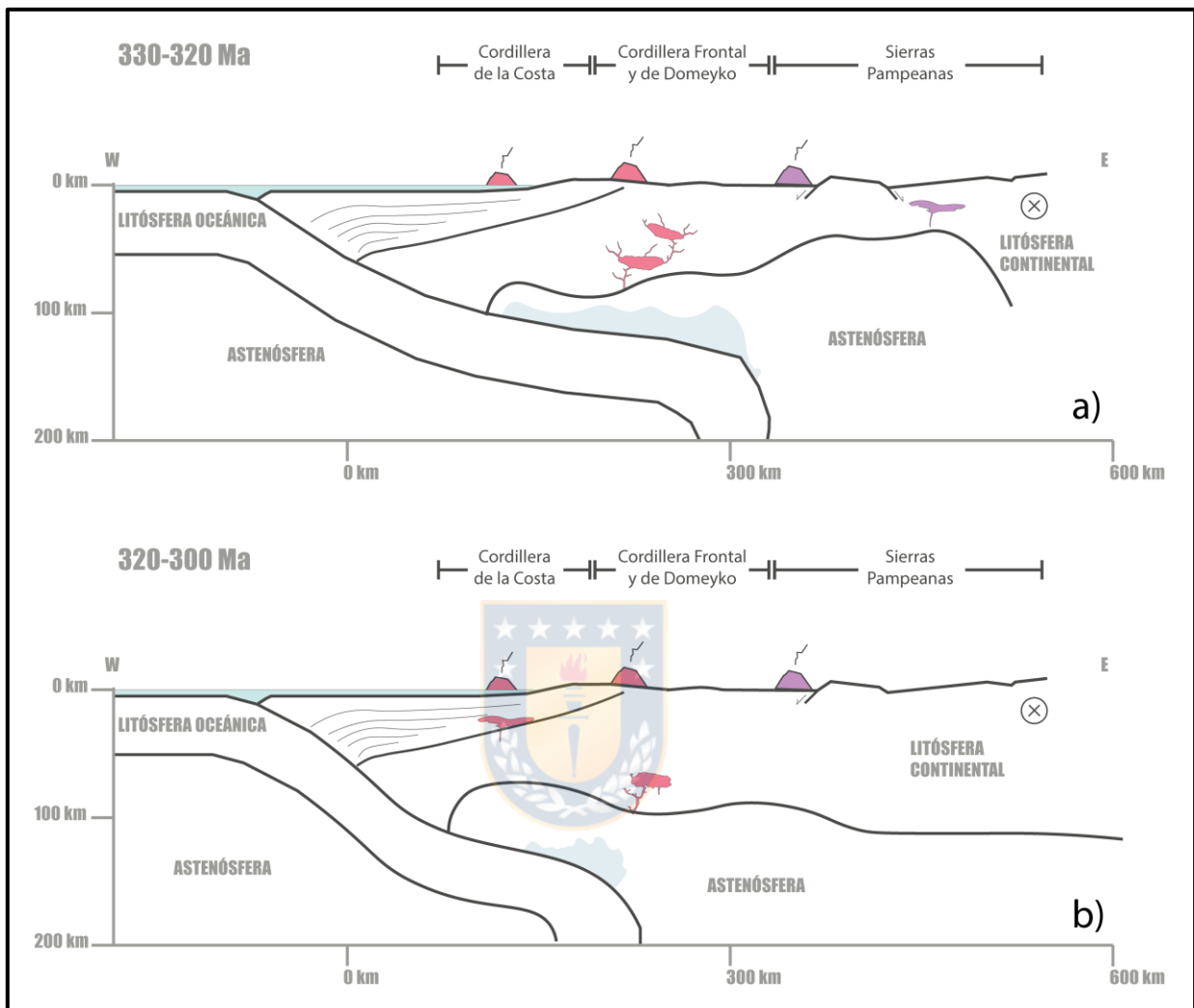


**Figura 6.19. Velocidad de convergencia vs edad.** Los valores de velocidad de convergencia son obtenidos utilizando la herramienta *Kinematics Tool* del software GPlates y el modelo global de reconstrucción de placas de Young *et al.* (2019), específicamente la información de velocidades de las placas de Pangea y Phoenix.

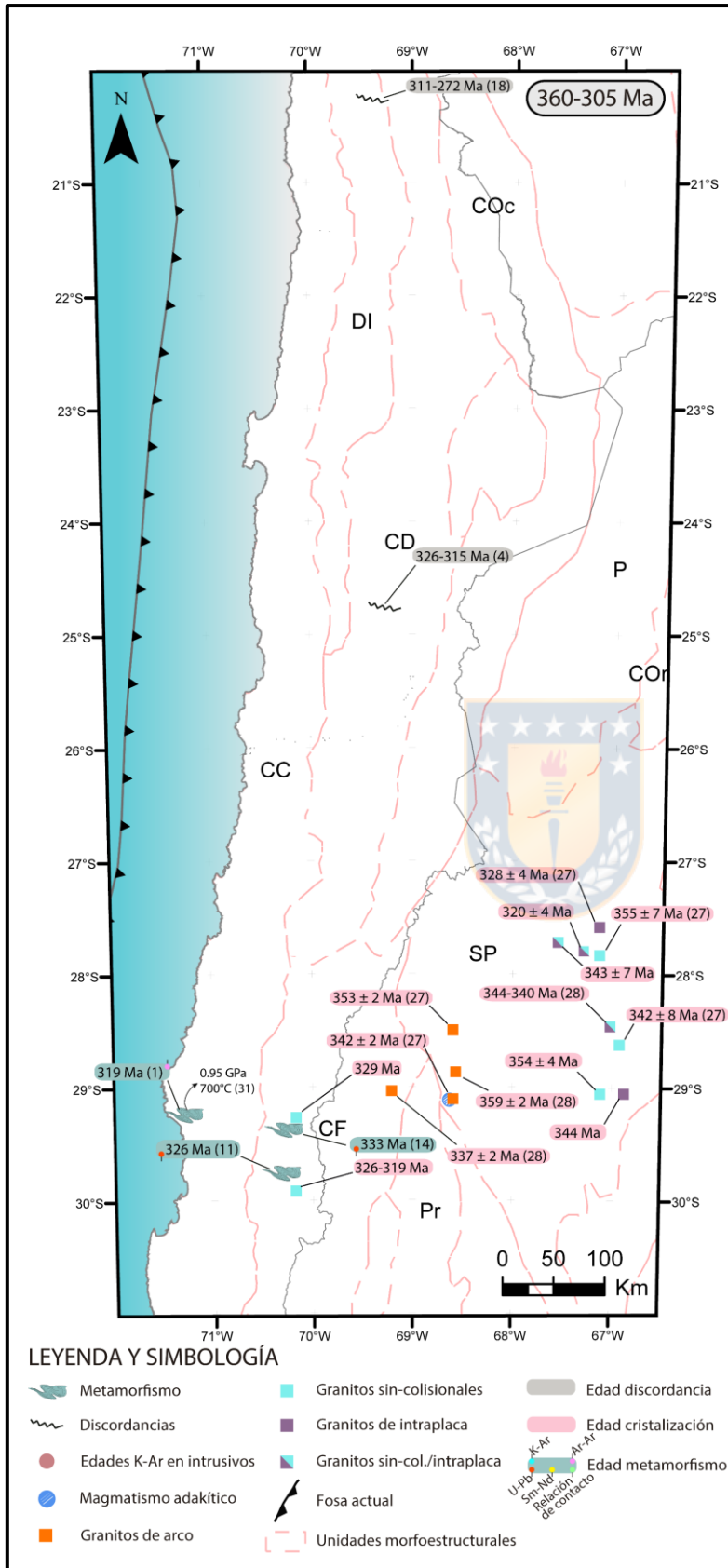
### **6.3.2.2 Etapa 2 (330-305 Ma)**

El *roll-back* de la placa oceánica también habría provocado el ascenso de material astenosférico aumentando el gradiente termal de la zona de subducción (Penniston-Dorland *et al.*, 2015), permitiendo la desestabilización de mayor cantidad de minerales hidratados, controlando así la producción de magma (Kimura *et al.*, 2017) y aportando a las condiciones extensionales de la placa continental (*e. g.*, *rift* activo, Haakon, 2010), al menos en la zona del trasarco. Además, el incremento del gradiente termal habría generado las condiciones necesarias para el metamorfismo de hasta 0.95 GPa y 700°C en las anfibolitas del Complejo Metamórfico Punta de Choros en la zona de antearco (Navarro *et al.*, 2013 en Creixell *et al.*, 2016, Figura 6.21) y el aumento en las concentraciones de REE en la zona de trasarco (Zappettini *et al.*, 2015). Además, las altas temperaturas provocaron la fusión del prisma acrecionario formando lavas ácidas y migmatitas de edad ~320 Ma expuestas actualmente en sectores localizados de la Cordillera de la Costa (Creixell *et al.*, 2016; Vásquez *et al.*, 2018; Figura 6.20). Una situación no muy diferente a lo

señalado para los granitos carboníferos (~300 Ma) de la Cordillera de la Costa y de Domeyko, invocando la presencia de una importante anomalía térmica (Lucassen *et al.*, 1999a).



**Figura 6.20. Configuración tectonomagmática entre 330-300 Ma.** a) Entre los 330-320 Ma comienza la actividad magmática en la Cordillera de Domeyko, de la Costa y la parte occidental de la Cordillera Frontal. b) Entre los 320-300 Ma termina la actividad magmática en las Sierras Pampeanas, mientras que se estabiliza en los otros sectores del margen. Rojo: Magmatismo de arco; Morado: Magmatismo de intraplaca y/o tipo A.

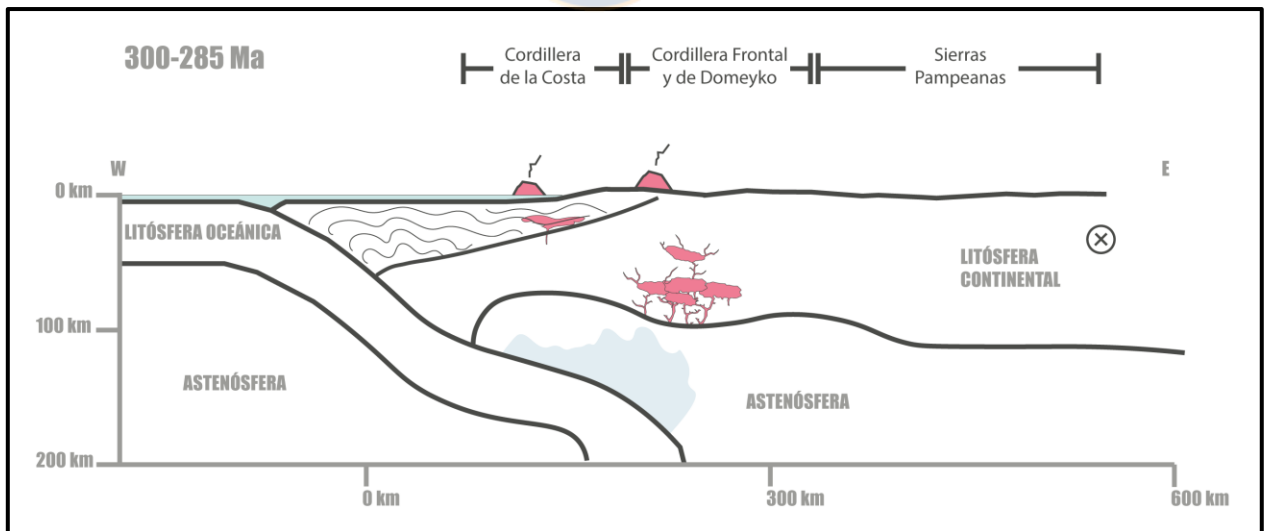


**Figura 6.21. Características tectónicas y magmáticas entre los 360-305 Ma.** Referencias: (1) Creixell *et al.* (2016), (4) González *et al.* (2015), (11) Murillo *et al.* (2017), (14) Salazar *et al.* (2013), (18) Tomlinson *et al.* (2015), (27) Dahlquist *et al.* (2018), (28) Moreno *et al.* (2020), (31) Navarro (2013). Las edades sin referencias corresponden edades asignadas mediante la metodología utilizada en este trabajo. En esta figura se destacan los granitos de arco volcánico entre los 359-337 Ma en las Sierras Pampeanas y Cordillera Frontal, como evidencia de que la actividad magmática asociada a subducción data desde el comienzo del Carbonífero (Dahlquist *et al.*, 2018; Moreno *et al.*, 2020).

El alto gradiente geotérmico de este periodo es explicado aquí por la disminución de la velocidad de convergencia, el aumento en el ángulo de subducción y el subsecuente ascenso de material astenosférico. Esta situación habría incentivado la participación de manto y corteza en la génesis de los magmas en igual medida hasta los ~310 Ma en las Sierras Pampeanas, y predominantemente cortical en la Cordillera Frontal (Figura 6.16). Una explicación geotectónica para la generación similar de magmas corticales y mantélicos fue señalada por Moyén *et al.* (2017). Estos autores indicaron que esta situación podría ocurrir en una zona de subducción donde la corteza subductada (oceánica o continental) retrocede y, además, está acoplada con el manto astenosférico produciéndose su deshidratación.

### 6.3.2.3 Etapa 3 (~305-277 Ma)

El aumento en la producción magmática pudiera verse reflejado en el incremento del *peak* de espesor cortical en toda el área de estudio entre los 305-285 Ma aproximadamente, alcanzando valores máximos en la Cordillera Frontal y de Domeyko (Figura 6.13; Figura 6.22). Como resultado del engrosamiento cortical fueron generados magmas de señal adakítica entre los 302-284 Ma, ubicados en la parte occidental de la Cordillera Frontal y de Domeyko (Figura 6.23). Esto tendría una relación directa con la predominancia de una fuente cortical de los magmas (Figura 6.16c), con nula o escasa mezcla de material del manto y corteza (Lucassen *et al.*, 1999a).



**Figura 6.22. Configuración tectonomagmática entre 300-285 Ma.** Engrosamiento cortical por actividad magmática. Rojo: Magmatismo de arco; Morado: Magmatismo de intraplaca y/o tipo A.

El aumento del espesor cortical y el aumento en la velocidad de convergencia al comienzo de este periodo (305-280 Ma, Figura 6.19) fomentarían la disminución del ángulo de subducción

a escala regional (Cross y Pilger, 1982; Huangfu *et al.*, 2016), provocando una importante expansión diacrónica del arco hacia el este entre los 285-270 Ma entre los 23-31°S y un posible *gap* magmático entre los 20-22°S (Figura 6.6), con *peaks* de desplazamiento del frente magmático de hasta ~100 km a los 24-25°S y 29-31°S (Figura 6.6II, IV). Este movimiento también pudo haber sido afectado por el fenómeno de erosión por subducción (*e. g.*, Stern, 1991; Kay *et al.*, 2005), el cual habría operado gracias al comienzo de condiciones climáticas áridas post-glaciares en el continente (~305-300 Ma, Gulbranson *et al.*, 2010; Spalletti y Limarino, 2017) incorporando menor cantidad de sedimentos en la fosa oceánica y aumentando el grado de acople interplaca (*e. g.*, Stern, 1991) o por el engrosamiento cortical por acumulación magmática en la base de la corteza (305-285 Ma, Figura 6.13) provocando la expansión del frente magmático hacia el interior del continente (*e. g.*, O’Driscoll *et al.*, 2009; Karlstrom *et al.*, 2014; Chapman y Ducea, 2019).

Otro factor que podría haber influido en la disminución del ángulo de subducción es la subducción de relieves oceánicos (*e. g.*, Huangfu *et al.*, 2016), lo cual habría ocurrido entre los 300-292 Ma cercano a los 34°S (Hyppolito *et al.*, 2015). Evidencias de este tipo no han sido observadas al norte de los 31°S. Sin embargo, la forma que dibuja la expansión del magmatismo entre los 22-28°S pareciera indicar la interacción de una dorsal asísmica a los 24-25°S (Anexo III, Figura 2.2). A pesar de esto, la temporalidad de los eventos no muestra una relación de causalidad, ya que esto ocurrió a los ~275-270 Ma.

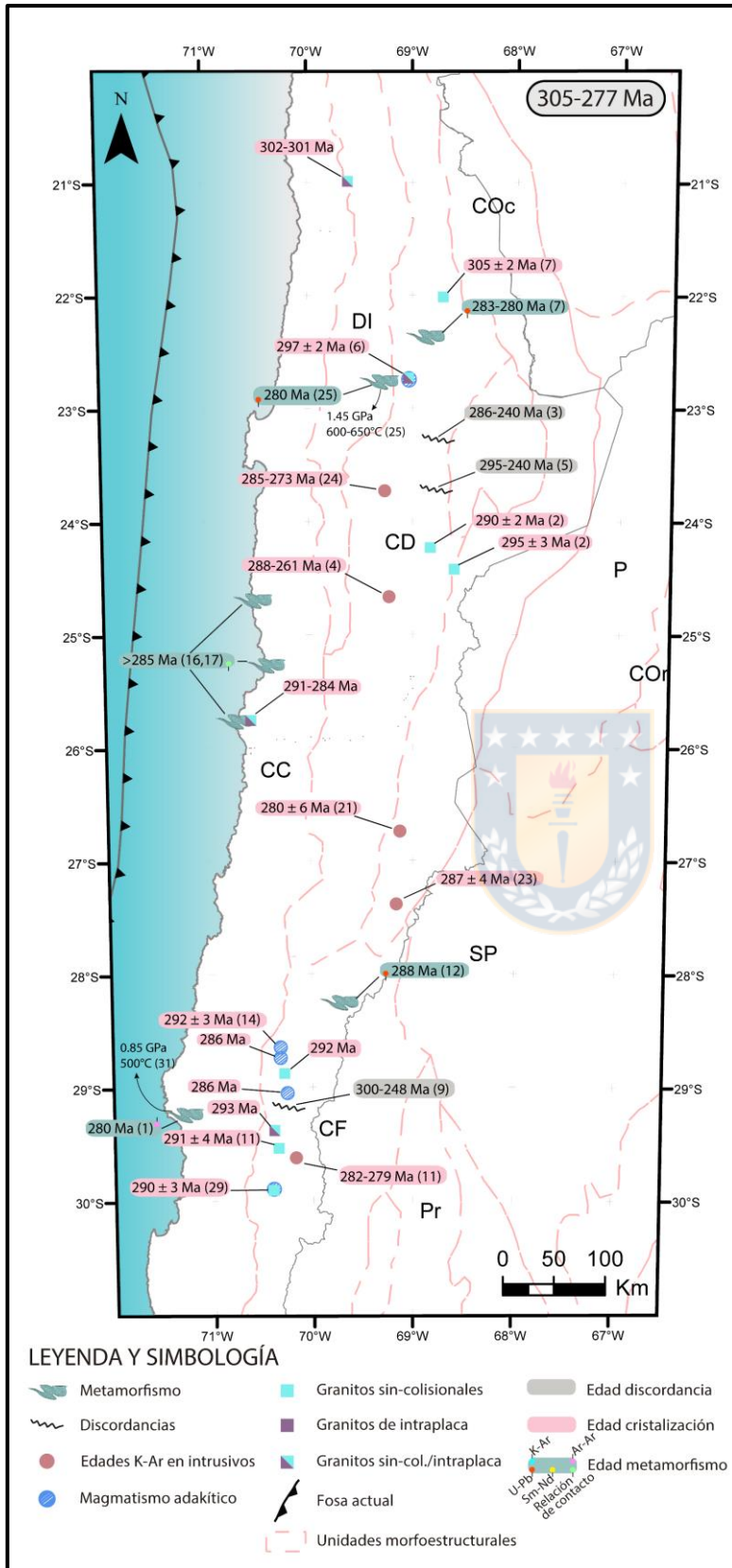
Desde el punto de vista estratigráfico, existen edades máximas de discordancias, encontradas en este periodo, que varían entre 300-287 Ma (Figura 6.23), lo cual coincide con el aumento de la velocidad de convergencia (305-280 Ma, Figura 6.19), lo cual podría ser relacionado a un régimen tectónico compresivo. No obstante, se ha señalado que una alta velocidad de convergencia (>4 cm/año) por sí sola no es suficiente para generar condiciones de deformación compresivas y otras condiciones son necesarias para generarla (Maloney *et al.*, 2013).

Por otro lado, existen algunos procesos metamórficos como, por ejemplo, milonitización de rocas ígneas a los ~288 Ma y blástesis de micas en esquistos de la Cordillera de la Costa con edades Ar-Ar ~280 Ma (Figura 6.23), que podrían indicar la ocurrencia de un evento tectónico deformacional. De hecho, Creixell *et al.* (2018) señalaron que la disminución del ángulo de

subducción podría explicar la deformación en el prisma y el desplazamiento del arco hacia el este. Durante los episodios de subducción de bajo ángulo, se espera que ocurra un alzamiento rápido de la corteza continental (Ramos y Folguera, 2009), lo cual en este caso podría verse reflejado en el enfriamiento de rocas ígneas registrado por edades K-Ar entre los 288-273 Ma (Figura 6.23, Figura 6.26), si se asume que el alzamiento provocó exhumación y, por lo tanto, enfriamiento de estas rocas.

A pesar de las evidencias anteriores que promueven la ocurrencia de la somerización del ángulo de subducción, se registra magmatismo en la Cordillera de la Costa contemporáneo a la expansión del arco desde la Cordillera de Domeyko a la Cordillera Occidental a la misma latitud (Figura 6.6III), lo cual sería inesperado en un contexto de subducción de bajo ángulo (Oliveros *et al.*, 2020). Sin embargo, Huangfu *et al.* (2016) mostraron que en zonas de subducción plana puede ocurrir fusión de sedimentos, corteza continental y/o corteza oceánica a lo largo de toda la placa subductada de bajo ángulo. Además, Navarrete *et al.* (2019) indicaron que el material astenosférico caliente remanente puede favorecer la fusión de material en lugares anómalos para una zona de subducción plana. Así, estos hallazgos soportan la idea de que la generación de ambos lugares magmáticos (Figura 6.6III) fue producto de las zonas de fusión parcial discontinuas a lo largo de una zona de subducción de bajo ángulo.

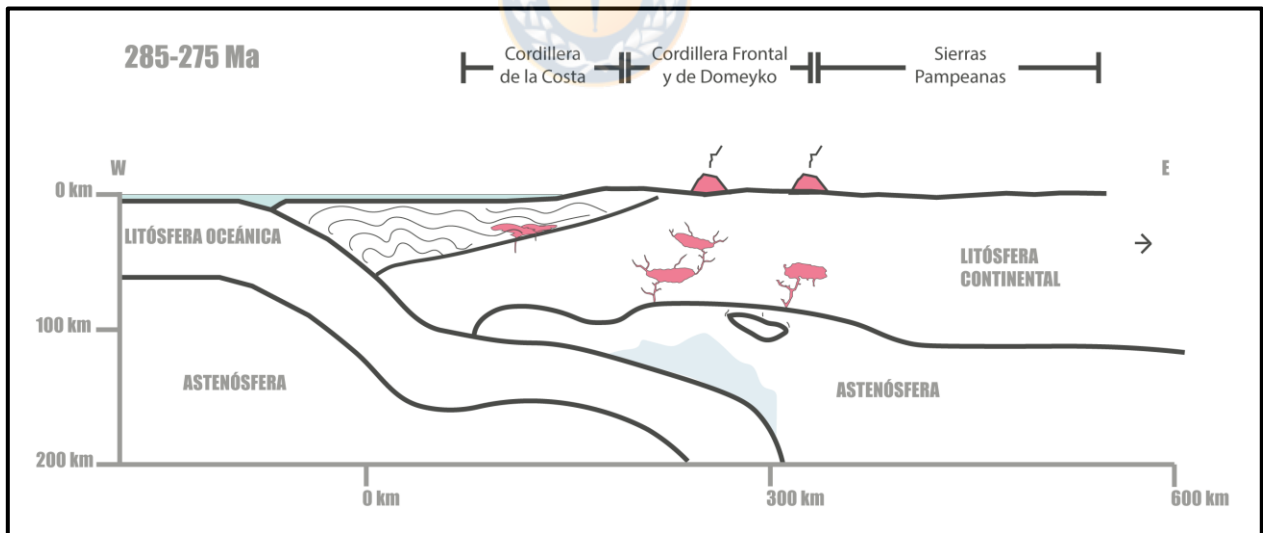
Los procesos geológicos ocurridos en este periodo han sido agrupados y asociados ampliamente a una fase tectónica compresiva (Fase San Rafael; Azcu y Caminos, 1987). Esta fase habría sido provocada por la somerización del ángulo de subducción (*e. g.*, Ramos y Folguera, 2009; Riel *et al.*, 2018). Otros autores han indicado que la Fase San Rafael fue producto de la colisión de un terreno (Mpodozis y Kay, 1992) o por la ocurrencia de un régimen transpresivo sinistral (Kleiman y Japas, 2009). No obstante, no existen pruebas de campo suficientes para validar la interpretación de la colisión de un terreno y, además, el modelo colisional o el cambio de régimen tectónico transpresivo sinistral no explican por sí solos la expansión del magmatismo hacia el interior del continente.



**Figura 6.23. Características tectónicas y magmáticas entre los 305-277 Ma.** Referencias: (1) Creixell *et al.* (2016), (2) Solari *et al.* (2017), (3) Basso y Mpodozis (2012), (4) González *et al.* (2015), (5) Cortés (2012), (6) Duhart *et al.* (2018), (7) Tomlinson *et al.* (2018), (9) Ortiz y Merino (2015), (11) Murillo *et al.* (2017), (12) Martínez *et al.* (2015), (14) Salazar *et al.* (2013), (16) Contreras *et al.* (2013), (17) Álvarez *et al.* (2016), (21) Cornejo *et al.* (1998), (23) Mpodozis *et al.* (2012), (24) Marinovic *et al.* (2007), (25) Soto (2013), (29) Coloma *et al.* (2017), (31) Navarro *et al.* (2013). Las edades sin referencias corresponden edades asignadas mediante la metodología utilizada en este trabajo.



En este trabajo se interpreta que la Fase San Rafael fue provocada por la somerización del ángulo de subducción (*e. g.*, Ramos y Folguera, 2009; Riel *et al.*, 2018) entre los 285-270 Ma y habría afectado el margen continental, al menos, entre los 22-31°S. El fenómeno de disminución del ángulo de subducción habría sido favorecido por la interacción de (1) la fuerza de succión que ejerce una corteza engrosada por material magmático, (2) el mayor acople entre placas y (3) el aumento en la velocidad de convergencia. Esto provocó la expansión del arco magmático, deformación, metamorfismo y exhumación principalmente en la Cordillera Frontal y de Domeyko en Chile (Creixell *et al.*, 2018, Tomlinson *et al.*, 2012) y Bloque San Rafael, Cordillera Frontal y la parte occidental de la Precordillera en Argentina (Azcu y Caminos, 1987; Llambias y Sato, 1990; Sato *et al.*, 1990; Gregori y Benedini, 2013). No obstante, aquí se interpreta que la disminución del ángulo de subducción entre los 285-270 Ma no habría formado una zona de subducción plana en sentido estricto, sino más bien, un término intermedio que habría desplazado hasta ~100 km el arco magmático (Figura 6.6; Figura 6.24). Incluso si se considera el acortamiento andino (~75-150 km; Horton, 2018 y referencias allí citadas), resulta ser menor a los ~400 km de desplazamiento que se produce en zonas de subducción planas como la de Chile central (*e. g.*, Poma *et al.*, 2017).



**Figura 6.24. Configuración tectonomagmática entre 285-275 Ma.** Engrosamiento cortical por actividad magmática. Rojo: Magmatismo de arco; Morado: Magmatismo de intraplaca y/o tipo A.

Maloney *et al.* (2013) han señalado que una alta velocidad de convergencia (>4 cm/año) por sí sola no es suficiente para generar condiciones de deformación, por lo tanto, aquí se

interpreta que el proceso de somerización del ángulo de subducción habría gatillado el comienzo de la deformación compresiva en el margen continental.

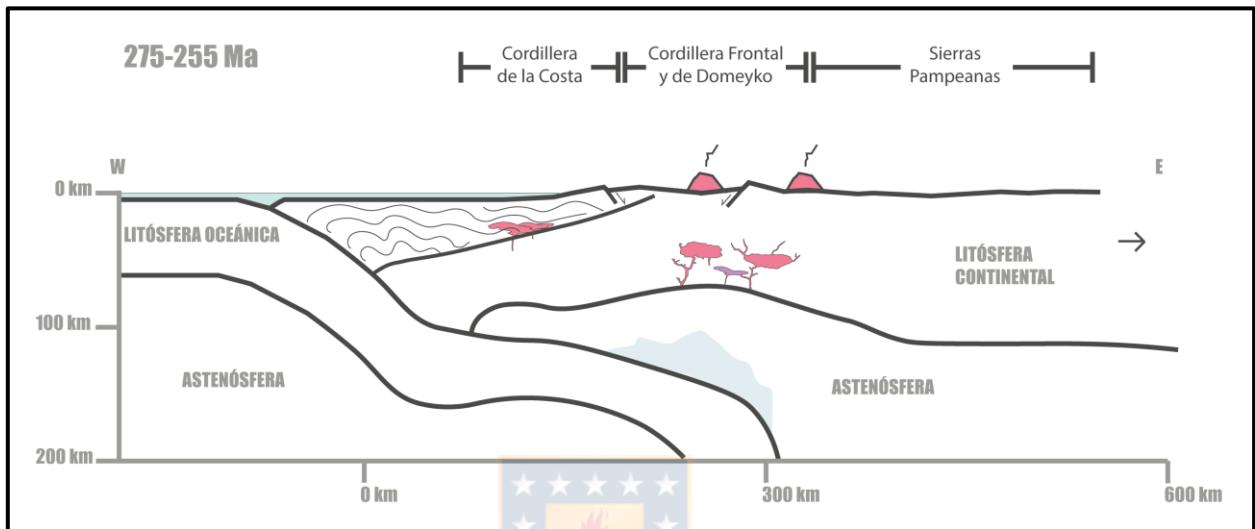
#### **6.3.2.4 Etapa 4 (~277-255 Ma)**

Posterior a la Fase San Rafael se ha interpretado un cambio en las condiciones del régimen de esfuerzos en la placa continental, donde habría prevalecido un régimen tectónico extensional desde los ~270 Ma (*e. g.*, Mpodozis y Kay, 1990, Giambiagi y Martinez, 2008; del Rey *et al.*, 2016, 2019; Oliveros *et al.*, 2020; Riel *et al.*, 2018). Varios autores han propuesto que el aumento en el ángulo de subducción y/o *roll-back* fue el proceso iniciador de este escenario tectónico (del Rey *et al.*, 2016, 2019; Oliveros *et al.*, 2020; Riel *et al.*, 2018), mientras que otros han planteado que el proceso iniciador fue el colapso orogénico con o sin cese de la subducción (Mpodozis y Kay, 1990; Mpodozis y Kay, 1992; Llambias y Sato, 1995, Ramos y Folguera, 2009). En el primer caso, no existen evidencias que indiquen el movimiento del arco magmático hacia la fosa (Oliveros *et al.*, 2020), lo cual sería esperado para un fenómeno de esta naturaleza (*e. g.*, Alasino *et al.*, 2012, Echaurren *et al.*, 2016). De hecho, se muestra que la actividad magmática permanece relativamente fija en todo este periodo (Figura 6.6).

Los cambios en el régimen tectónico de la placa continental pueden explicarse mejor al considerar la cinemática de placas (*e. g.*, Maloney *et al.*, 2013). Entre los 279-250 Ma, el vector de velocidad absoluta de la placa continental se desplazó contrario a la fosa junto con un aumento en su magnitud (Figura 6.18f, g, h), lo cual podría haber generado el episodio transtensional y/o extensional ampliamente reconocido en el margen (*e. g.*, Giambiagi y Martinez, 2008; del Rey *et al.*, 2016, 2019; Oliveros *et al.*, 2020; Riel *et al.*, 2018), a la vez que la velocidad de convergencia disminuyó entre los 280-275 Ma y se mantuvo estable hasta los 260 Ma (Young *et al.*, 2019; Figura 6.19).

En este periodo también se registra una baja en las razones Sr/Y, lo cual indicaría una disminución del espesor cortical (Figura 6.13). Esto podría significar que parte de la corteza continental se habría hundido antes de comenzar este periodo (Figura 6.24), evidenciando el colapso orogénico propuesto por algunos autores (*e. g.*, Mpodozis y Kay, 1990; Mpodozis y Kay, 1992; Llambias y Sato, 1995, Ramos y Folguera, 2009). Teniendo en cuenta que la disminución del ángulo de subducción no fue suficiente para generar una zona de subducción plana, una porción de la litosfera pudo haber delaminado sin tener resistencia por parte de la placa oceánica

(DeCelles *et al.*, 2009). No obstante, este habría sido un proceso secundario (Oliveros *et al.*, 2020), que no habría provocado el movimiento del arco hacia la fosa (*e. g.*, Chapman y Ducea 2019; Figura 6.25). Por otra parte, la cantidad de datos que soportan esta disminución del espesor es menor al compararlo con los periodos de tiempo previo y posterior (Figura 6.13) por lo que este proceso debe ser re-evaluado a futuro.



**Figura 6.25. Configuración tectonomagmática entre 275-255 Ma.** Engrosamiento cortical por actividad magmática. Rojo: Magmatismo de arco; Morado: Magmatismo de intraplaca y/o tipo A.

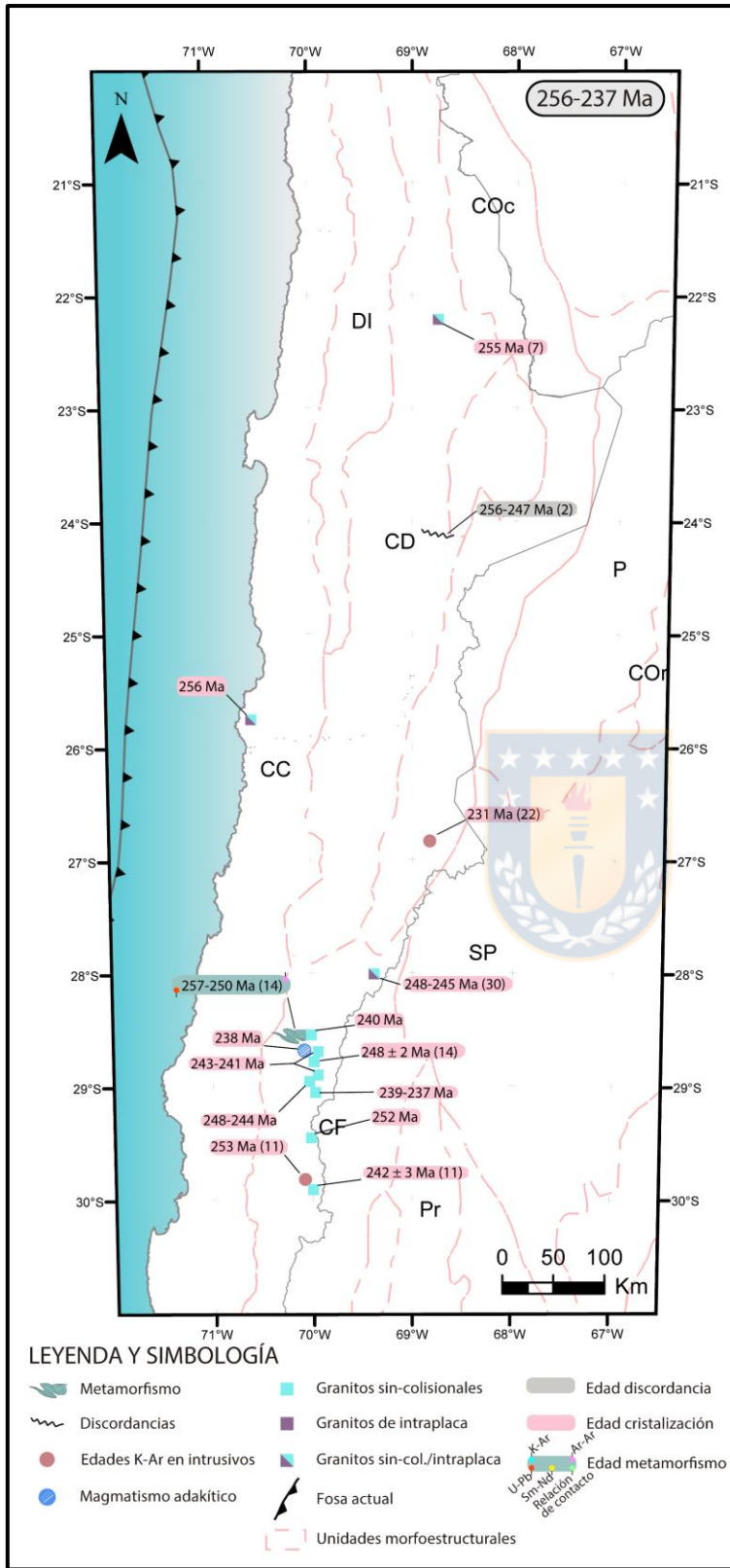
El régimen de esfuerzo extensional junto al proceso de delaminación habrían permitido la exhumación de algunas unidades intrusivas, lo cual está registrado por (1) edades de enfriamiento K-Ar en unidades plutónicas entre 266-252 Ma (Figura 6.26) (*e. g.*, Mpodozis y Kay, 1992) y (2) las discordancias presentes en la Cordillera Frontal y de Domeyko (267-254 Ma) (Figura 6.26). Lo cual es concordante con la existencia de magmatismo intraplaca (Figura 6.14) y la producción de granitos tipo A (Figura 5.6).



### **6.3.2.5 Etapa 5 (255-237 Ma)**

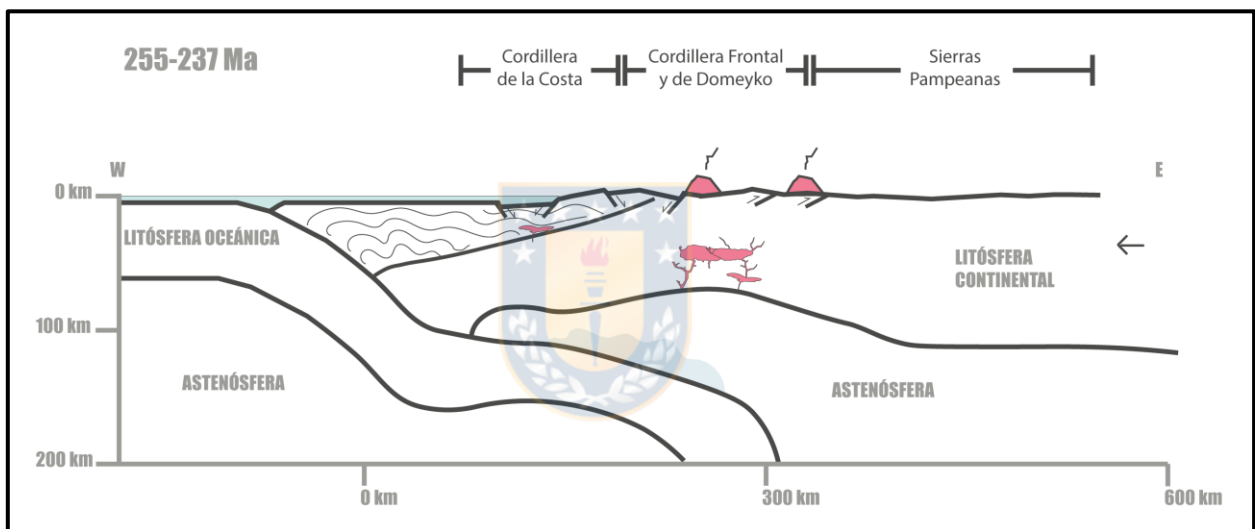
Las condiciones tectónicas del periodo anterior habrían seguido operando en este intervalo de tiempo. Donde algunos investigadores han mencionado varias explicaciones al momento de interpretar los procesos geológicos involucrados. Entre ellas destacan (1) el *rift* relacionado a la primera etapa de ruptura de Pangea (Charrier, 1979), (2) movimientos de rumbo (Rapela y Pankhurst, 1992), colapso orogénico y ruptura de la placa oceánica subductada luego de la acreción de un terreno (Mpodozis y Kay, 1992), rotación dextral con subsecuente ruptura del *slab* y colapso orogénico (Kleiman y Japas, 2009), empinamiento de la placa oceánica y delaminación de la corteza continental inferior luego de un evento de subducción plana (Ramos y Folguera, 2009). De acuerdo al análisis cinemático de las estructuras que afectaron la cubierta volcanosedimentaria pérmica, expuesto en los trabajos de Giambiagi y Martínez (2008) y Giambiagi *et al.* (2011), se interpreta que al final del Pérmico habría existido un régimen tectónico extensional oblicuo con orientación norte a noreste, reactivando antiguas estructuras y generando otras nuevas, lo que habría perdurado durante el Triásico. Esto estaría en acuerdo con el análisis tectonoestratigráfico realizado en la cuenca de Domeyko, donde se identifican dos etapas *sin-rift* entre los 240-225 Ma y 217-200 Ma (Espinoza *et al.*, 2019). Así mismo, se han encontrado estructuras normales en las formaciones Pular y Guanaco Sonso (Venegas *et al.*, 2018; Murillo *et al.*, 2018) y discordancias angulares (Figura 6.27) que han sido interpretadas como el producto de pulsos tectónicos extensionales (Montecino *et al.*, 2018).

Las evidencias provenientes de las rocas magmáticas indican una etapa extensional continua entre el Pérmico medio y Jurásico (del Rey *et al.*, 2019), basado en el registro isotópico (Lu-Hf) y el cambio en la fuente de los magmas a los 270 Ma (del Rey *et al.*, 2016), junto con la ocurrencia de granitos tipo A y señal intraplaca en las rocas magmáticas de la Cordillera Frontal (del Rey *et al.*, 2019), la cual habría sido producto de *roll-back* de la placa oceánica. Por otro lado, Oliveros *et al.* (2020) sugirieron que luego de la Fase San Rafael se habría producido un proceso de erosión termal de la litósfera continental por ascenso de material astenosférico gracias al espacio generado por el retroceso de la placa oceánica, finalmente esto explicaría la incorporación de magmas primitivos, la extensión y exhumación de la placa continental.



**Figura 6.27. Características tectónicas y magmáticas entre los 256-237 Ma.** Referencias: (2) Solari *et al.* (2017), (7) Tomlinson *et al.* (2018), (11) Murillo *et al.* (2017), (14) Salazar *et al.* (2013), (22) Clavero *et al.* (2012), (30) del Rey *et al.* (2019). Las edades sin referencias corresponden edades asignadas mediante la metodología utilizada en este trabajo.

No obstante, en este periodo existe un *peak* en las razones Sr/Y, las que podrían indicar un aumento en el grosor de la corteza (Figura 6.13), coincidente con el *peak* en el magmatismo de alta presión en la Cordillera Frontal a los ~240 Ma (Figura 6.10IV). Por otro lado, Young *et al.* (2019) mostraron que a los 249 Ma ocurrió un cambio en el sentido de la velocidad absoluta de Sudamérica, desplazándose en dirección SW hacia la fosa (Figura 6.18h). Esto, sumado al aumento en la velocidad de convergencia entre los 260-245 Ma (Figura 6.19) habría favorecido el cambio en el régimen de esfuerzos desde condiciones transtensionales-extensionales a compresivas, como también fue sugerido por Oliveros *et al.* (2020), quienes indicaron que esto posiblemente generó un episodio de somerización de la placa oceánica. Sin embargo, no se observan movimientos del arco hacia el interior del continente durante este periodo (Figura 6.6).



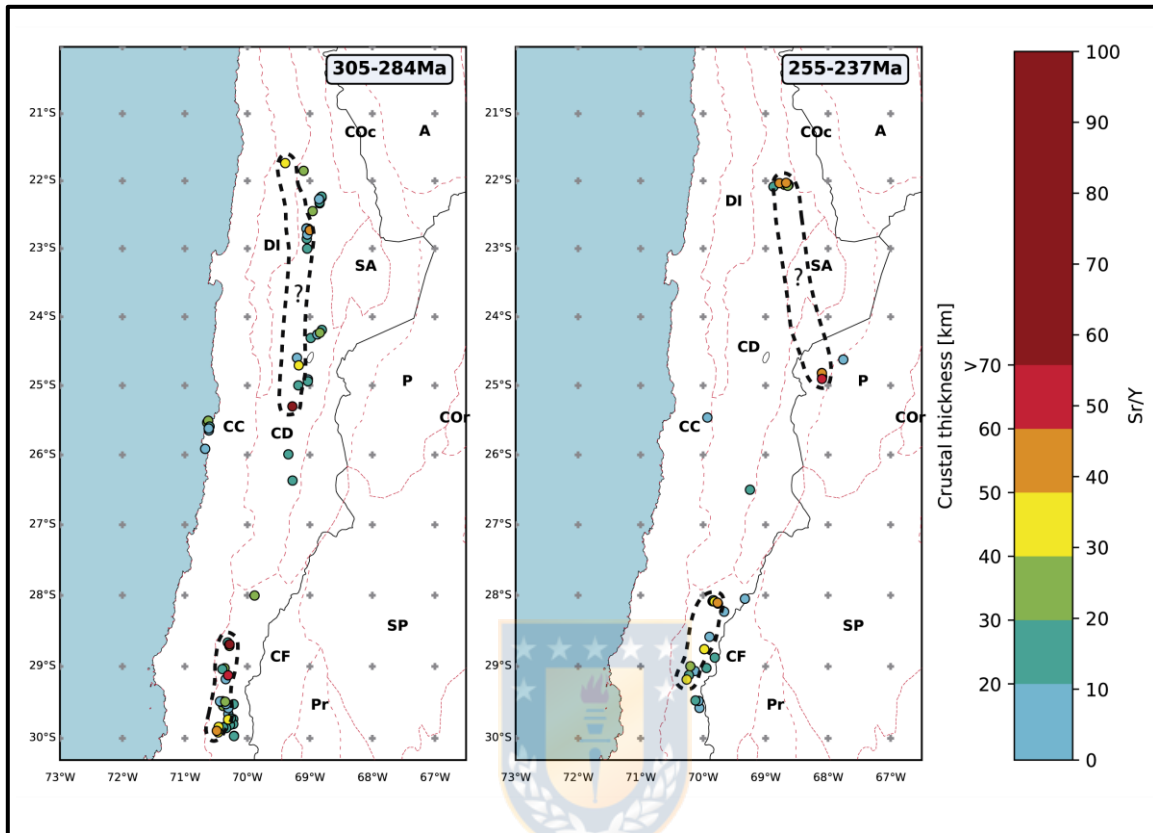
**Figura 6.28. Configuración tectonomagmática entre 255-237 Ma.** Engrosamiento cortical por actividad magmática. Rojo: Magmatismo de arco; Morado: Magmatismo de intraplaca y/o tipo A.

El registro isotópico de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  y  $\epsilon\text{Nd}_i$  indican mayoritariamente una fuente enriquecida para los magmas, en desacople a lo que muestra el  $\epsilon\text{Hf}_i$ , que si indica una correlación entre el periodo extensional y magmas más juveniles (Figura 6.16). No obstante, esta predominancia de señal mantélica reflejada por el  $\epsilon\text{Hf}_i$  comenzó justo al inicio de este periodo y podría relacionarse con un espesor cortical o elevación topográfica más atenuada que durante el periodo 2 (305-277 Ma) (e. g., Scott *et al.*, 2018).

En este trabajo se interpreta que, durante este periodo de tiempo, la configuración tectónica extensional dominante para el Pérmico superior y Triásico fue coetánea o interrumpida por un



episodio de tectónica compresiva (Figura 6.28), la cual generó engrosamiento cortical localizado en franjas NS a NNW (Figura 6.29) y magmas con señal cortical y mantélica.



**Figura 6.29. Periodos de engrosamiento cortical.** En el panel izquierdo se muestra el primer evento de engrosamiento reconocido en la parte occidental de la Cordillera de Domeyko y Cordillera Frontal. En el panel derecho se muestra el segundo evento de engrosamiento, de menor envergadura y distribuido en la parte noroccidental de la Cordillera Frontal y en una franja NNW-SSE en parte de la Cordillera de Domeyko y la Cordillera Occidental.

## 7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### 7.1 Conclusiones

1. Las características geocronológicas y geoquímicas analizadas exhaustivamente en el espacio y tiempo señalan 5 etapas temporales diferenciables en el magmatismo Carbonífero-Triásico Medio: 360-330 Ma, 330-305 Ma, 305-275 Ma, 275-255 Ma y 255-237 Ma.

#### 7.1.1 Etapa 1: 360-330 Ma

1. Esta etapa estuvo marcada por la predominancia de magmatismo en las Sierras Pampeanas, abundancia de granitos tipo A, ambiente de sin-colisional a intraplaca predominante y arco volcánico en menor medida, fuente del magmatismo cortical-mantélica, menor influencia de fluidos de la placa oceánica y grado de fusión parcial con respecto al magmatismo posterior, disminución progresiva del espesor cortical, finalizando con un salto de la actividad hacia el oeste. Características relacionadas a un régimen tectónico extensional.
2. Nuevos modelos cinemáticos junto con evidencias geológicas del Carbonífero indican que el régimen de esfuerzos extensional de la placa continental estuvo controlado por el vector de velocidad de la placa continental.
3. Evidencias geocronológicas, geoquímicas y cinemáticas de placas indican que el *roll-back*, ascenso de material astenosférico y aumento en el gradiente geotérmico fueron procesos determinantes en la generación de magmas durante todo el Carbonífero.
4. El Magmatismo de las Sierras Pampeanas estuvo asociado a subducción desde los ~359 Ma.

#### 7.1.2 Etapa 2: 330-305 Ma

5. Magmatismo Carbonífero Superior ubicado en la Cordillera de la Costa habría sido una consecuencia directa del *roll-back* de la placa oceánica, asociadas al aumento del gradiente geotérmico en el antearco por ascenso de material astenosférico.
6. Las características geoquímicas de las unidades magmáticas de la Cordillera de la Costa indican que habrían sido generadas *in-situ*.

### 7.1.3 Etapa 3: 305-275 Ma

7. Etapa reconocida por presentar *peak* de espesor cortical y magmatismo producido a altas presiones, expansión del magmatismo hacia el este y predominancia de magmas corticales y escasa señal mantélica.
8. El engrosamiento cortical generado entre los 305-285 Ma probablemente se debió al *peak* de la actividad magmática asociada al aumento del gradiente geotérmico.
9. El aumento en el espesor cortical, menor aporte de sedimentos hacia la fosa por cambio en las condiciones climáticas y el aumento en la velocidad de convergencia habría favorecido la disminución del ángulo de subducción de forma diacrónica entre los 285-270 Ma. No se descarta la participación de una dorsal asísmica en este proceso.
10. Se confirma que la fase tectónica San Rafael corresponde a un episodio de somerización de la placa oceánica, esta habría operado entre los ~285-270 Ma, afectando el margen continental, al menos, entre los 22-31°S.
11. La disminución del ángulo de subducción gatilló la expansión del arco magmático y el inicio de condiciones compresivas en la placa continental. Sin embargo, habría tenido consecuencias menores a lo que se observa actualmente en el *flat-slab* de Chile central.
12. La partición en dos franjas post-285 Ma señalada por los datos geocronológicos responden a una diferenciación transversal en un mismo arco magmático más que a procesos genéticos independientes entre ellas, lo cual estaría en acuerdo con la expansión hacia el este de este arco.
13. La disminución del espesor entre los 285-275 Ma podría haber sido provocada por procesos de delaminación de la litosfera continental sin presentar resistencia por parte de la placa oceánica.

### 7.1.4 Etapa 4: 275-255 Ma

14. El cambio en la tectónica luego de los ~270 Ma no habría estado relacionado a *roll-back* de la placa oceánica, sino que habría sido controlado por la cinemática de placas, que provocó un régimen transtensional y/o extensional en el margen continental, el cual se extendió hasta los ~255-250 Ma.

### 7.1.5 Etapa 5: 255-237 Ma

15. Entre los 255-237 Ma, el margen continental estuvo sometido a compresión, generando un engrosamiento cortical y magmas de alta presión. Lo cual estuvo controlado principalmente por la velocidad absoluta de Pangea y la velocidad de convergencia entre Pangea y Phoenix.

## 7.2 Recomendaciones

1. Estudio geocronológico y geoquímico en las rocas volcánicas de la Formación Las Tórtolas, las cuales podrían representar el comienzo del ciclo de subducción gondwánica.
2. Estudio geoquímico en las ventanas espaciales y temporales donde se registra actividad magmática con escasa información geoquímica, esto es 330-300 Ma y 275-255 Ma.
3. Revisar el régimen tectónico del Carbonífero Superior en el norte de Chile puesto que no existen trabajos que indiquen evidencias geocronológicas-estructurales relativamente recientes que demuestren eventos de compresión en este periodo de tiempo (*e. g.*, “Orogenia Toco”).
4. Estudiar la petrogénesis de la señal adakítica mostrada en algunas unidades dentro del periodo de estudio. Estas rocas podrían tener implicancias en la formación de depósitos metalíferos durante el periodo de tiempo de este estudio.
5. Implementación de algoritmos no conscientes, para anticipar la información geológica que se necesita recopilar en terreno, reduciendo costos y aumentando la eficiencia y calidad de los trabajos geológicos realizados.

## 8. REFERENCIAS

- AGUILEF, S.; FRANCO, C.; TOMLINSON, A.; BLANCO, N.; MONTECINO, D.; ÁLVAREZ, J.; GARDEWEG, M.; CAMPOS, V.; RODRÍGUEZ, C.; MAKSAEV, V.; BOBADILLA, H.; VÁSQUEZ, P.; GRUNDER, A. y DILLES, J. H. 2019. Geología del área Quehuita-Chela, Regiones de Tarapacá y Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° XXX: X, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- ALASINO, P. H.; DAHLQUIST, J. A.; PANKHURST, R. J.; GALINDO, C.; CASQUET, C.; RAPELA, C. W. y FANNING, C. M. 2012. Early Carboniferous sub-to mid-alkaline magmatism in the Eastern Sierras Pampeanas, NW Argentina: A record of crustal growth by the incorporation of mantle-derived material in an extensional setting. *Gondwana Research*. Vol. 22, (3-4): 992-1008.
- ALASINO, P. H.; LARROVERE, M. A.; ROCHER, S.; DAHLQUIST, J. A.; BASEI, M. A.; MEMETI, V. y NETO, M. D. C. 2017. Incremental growth of an upper crustal, A-type pluton, Argentina: Evidence of a re-used magma pathway. *Lithos*. Vol. 284: 347-366.
- ÁLVAREZ, J.; VÁSQUEZ, P.; SALAZAR, E. y CREIXELL, C. 2018. Evolución temporal y espacial del magmatismo en el norte de Chile, entre el Carbonífero y el Mioceno. XV Congreso Geológico Chileno, Actas, vol. 1: 829.
- ÁLVAREZ, J.; JORQUERA, R.; MIRALLES, C.; PADEL, M.; MARTÍNEZ, P. 2016. Cartas Punta Posallaves y Sierra Vicuña Mackenna, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 183-184: 147, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- ÁLVAREZ, J.; MPODOZIS, C.; BLANCO-QUINTERO, I.; GARCÍA-CASCO, A.; ARRIAGADA, C. y MORATA, D. 2013. U–Pb ages and metamorphic evolution of the La Pampa Gneisses: Implications for the evolution of the Chileña Terrane and Permo-Triassic tectonics of north Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 47: 100-115.
- ASTUDILLO, N.; FERRANDO, R.; MONTECINO, D.; ESPINOZA, F.; VENEGAS, C.; MATTHEWS, S.; CORNEJO, P.; ARÉVALO, C. 2017. Carta Augusta Victoria, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 189: 97, 1 mapa escala 1:100.000, 1 CD con anexos. Santiago.
- AZCUY, C. L. y CAMINOS, R. L. 1987. El Sistema Carbonífero en la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, 239-251.
- BAEZA, L. y ASTUDILLO, N. 2019. Carta Pedro de Valdivia, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° XXX. X, 1 mapa escala 1:100.000, 1 CD con anexos. Santiago.
- BAHLBURG, H. 1993. Hypothetical southeast Pacific continent revisited New evidence from the middle Paleozoic basins of northern Chile. *Geology*, Vol. 21(10): 909-912.
- BAHLBURG, H. y BREITKREUZ, C. 1991. The evolution of marginal basins in the southern Central Andes of Argentina and Chile during the Paleozoic. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 4: 171–188.

- BAHLBURG, H. y HERVÉ, F. 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 109 (7): 869-884.
- BASSO, M. y MPODOZIS, C. 2012. Carta Cerro Quimal, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 143: 48, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- BERG, K. y BAUMANN, A. 1985. Plutonic and metasedimentary rocks from the Coastal Range of northern Chile: Rb-Sr and U-Pb systematic. *Earth and Planetary science Letters*. Vol. 75: 101-115.
- BERG, K.; BREITKREUZ, C.; DAMM, K-W.; PICHOWIAK, S. y ZEIL, W. 1983. The North-Chilean Coast Range-and Example for the Development of an Active Continental Margin. *Geologische Rundschau*. Vol. 72 (2): 715-731.
- BROWN, M. 1991. Comparative geochemical interpretations of Permian-Triassic plutonic complexes of de Coastal Range and Altiplano (25°30' to 26°30'), northern Chile. *Geological Society of America Special Paper*. Vol. 265: 157-177.
- CANDIANI, J. C. y CRAVERO, O. 2017. Hoja Geológica 2966-III La Rioja, Provincias de La Rioja y Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 424: 59. Buenos Aires.
- CARDÓ, R.; DÍAZ, I. N.; LIMARINO, O.; LITVAK, V.; POMA S. y SANTAMARIA G. 2007. Hoja Geológica 2969-III, Malimán, Provincias de San Juan y La Rioja. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 320: 52. Buenos Aires.
- CARDÓ, R., DÍAZ, I. N., CEGARRA, M. I., HEREDIA CARBALLO, N., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, R., SANTAMARÍA, G. R., y FAUQUÉ, L. E. (2005). Hoja Geológica 3169-I Rodeo, Provincia de San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 272: 47. Buenos Aires.
- CASTILLO, P. R. 2012. Adakite petrogenesis. *Lithos*. Vol. 134: 304-316.
- CEMBRANO, J. y LARA, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*. Vol. 471(1-2): 96-113.
- CHAPMAN, J. B. y DUCEA, M. N. 2019. The role of arc migration in Cordilleran orogenic cyclicity. *Geology*. Vol. 47(7): 627-631.
- CHAPPELL, B. W. y WHITE, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*. Vol. 8: 173-174.
- CHARRIER, R., 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones* Vol. 26: 1- 37.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. y RODRÍGUEZ, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile* (Moreno, T. y Gibbons, W. Editors). The Geological Society: 21-114. Londres.
- CIOCCA, I. 2018. Análisis de la evolución geotectónica del margen suroccidental de Gondwana (19°- 40° S) del Carbonífero al Jurásico desde un punto de vista geoquímico. Memoria de Título.

- Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra: 122 p. Concepción.
- CLAVERO, J.; MPODOZIS, C.; GARDEWEG, M. y VALENZUELA, M. 2012. Geología de las Áreas Laguna Wheelwright y Paso San Francisco, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 139-140: 32, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- COIRA, B.; CISTERNA, C. E.; ULBRICH, H. H. y CORDANI, U. G. 2016. Extensional Carboniferous magmatism at the western margin of Gondwana: Las Lozas valley, Catamarca, Argentina. *Andean Geology*. Vol. 43 (1): 105-126.
- COLOMA, F.; VALIN, X.; OLIVEROS, V.; VÁSQUEZ, P.; CREIXELL, C.; SALAZAR, E. y DUCEA, M.N. 2017. Geochemistry of Permian to Triassic igneous rocks from northern Chile (28°-29°30'S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean Geology*. Vol. 44 (2): 147-178.
- CONTRERAS, J. 2018. Segmentación de patrones de rotación tectónica delimitados por la falla Taltal: Cordillera de la Costa del Norte de Chile (25°-26° Latitud Sur).
- CONTRERAS, J.P.; ESPINOZA, M.; DE LA CRUZ, R.; JORQUERA, R.; KRAUS, S.; RAMÍREZ, C.; NARANJO, J.A.; ESCRIBANO, J. y MARTÍNEZ, P. 2013. Carta Cifuncho, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 161, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- CORNEJO, P.; MPODOZIS, C. y TOMLINSON, A. 1998. Hoja Salar de Maricunga, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N° 7, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- CORNEJO, P.; MPODOZIS, C.; RIVERA, O.; MATTHEWS, S. 2009. Carta Exploradora, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 119: 100, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- CORTÉS, J. 2000. Hoja Palestina, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile. Mapas Geológicos N° 19, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- CORTÉS, J. 2012. Carta Sierra Mariposa, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N°144: 30, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- COX, K. G.; BELL, J. D. y PANKHURST, R. J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen y Unwin.
- CREIXELL, C.; ORTIZ, M. y ARÉVALO, C. 2012. Geología del área Carrizalillo-El Tofo, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 133-134: 82, 1 mapa escala 1:100.000.
- CREIXELL, C.; VELÁSQUEZ, R.; GONZÁLEZ, J. y ALARCÓN, M. 2018. Exhumación de corteza oceánica en el Complejo Metamórfico Punta de Choros: edad, mecanismos y su relación con la evolución tectónica neopaleozoica andina. XV Congreso Geológico Chileno, Actas, vol. 1: 1110.



- CREIXELL, C.; OLIVEROS, V.; VÁSQUEZ, P.; NAVARRO, J.; VALLEJOS, D.; VALIN, X. y DUCEA, M. N. 2016. Geodynamics of Late Carboniferous–Early Permian forearc in north Chile (28° 30'–29° 30' S). *Journal of the Geological Society*. Vol. 173 (5): 757-772.
- CROSS, T. A. y PILGER JR, R. H. 1982. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 93(6): 545-562.
- DAHLQUIST, J. A.; ALASINO, P. H.; EBY, G. N.; GALINDO, C. y CASQUET, C. 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): Geochemical constraints and petrogenesis. *Lithos*. Vol. 115 (1-4): 65-81.
- DAHLQUIST, J. A.; ALASINO, P. H.; BASEI, M. A.; CÁMERA, M. M.; GRANDE, M. M. y NETO, M. 2018. Petrological, geochemical, isotopic, and geochronological constraints for the Late Devonian–Early Carboniferous magmatism in SW Gondwana (27–32° LS): an example of geodynamic switching. *International Journal of Earth Sciences*. Vol 107(7): 2575-2603.
- DAHLQUIST, J. A.; PANKHURST, R. J.; GASCHNIG, R. M.; RAPELA, C. W.; CASQUET, C.; ALASINO, P. H. y BALDO, E. G. 2013. Hf and Nd isotopes in Early Ordovician to Early Carboniferous granites as monitors of crustal growth in the Proto-Andean margin of Gondwana. *Gondwana Research*. Vol. 23 (4): 1617-1630.
- DAHLQUIST, J. A.; PANKHURST, R. J.; RAPELA, C. W.; CASQUET, C.; FANNING, C. M.; ALASINO, P. y BAEZ, M. 2006. The San Blas Pluton: an example of Carboniferous plutonism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 20: 341–350.
- DECELLES, P. G.; DUCEA, M. N.; KAPP, P. y ZANDT, G. 2009. Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nature Geoscience*. Vol. 2(4): 251-257.
- DEFANT, M. J. y DRUMMOND, M. S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*. Vol. 347(6294): 662-665.
- DESCHAMPS, F.; GODARD, M.; GUILLOT, S. & HATTORI, K. 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*. Vol 178: 96-127.
- DÍAZ-ALVARADO, J.; GALAZ, G.; OLIVEROS, V.; CREIXELL, C. y CALDERÓN, M. 2019. Fragments of the late Paleozoic accretionary complex in central and northern Chile: Similarities and differences as a key to decipher the complexity of the late Paleozoic to Triassic early Andean events. *Andean Tectonics*: 509-530.
- DEL REY, A.; ARRIAGADA, C.; DEKART, K. y MARTÍNEZ, F. 2016. Resolving the paradigm of the late Paleozoic-Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*. Vol. 37: 172-181.
- DEL REY, A.; DECKART, K.; PLANAVSKY, N.; ARRIAGADA, C. y 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*. Vol. 76: 303-321.

- DRUMMOND, M. S.; DEFANT M. J. y KEPEZHINSKAS P. K. 1996. Petrogenesis of *slab* derived trondjemite-tonalite-dacite adakite magmas. The third Hutton symposium on the Origin of granites and related rocks, Geological Society of America Special Paper. Vol. 315: 205-215.
- DUHART, P.; MUÑOZ, J.; QUIROZ, D.; MESTRE, A. y VARAS, G. 2018. Carta Sierra Gorda, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 198, 1 mapa escala 1:100.000. 1 CD con anexos. Santiago.
- EINHORN, J. C.; GEHRELS, G. E.; VERNON, A. y DECELLES, P. G. 2015. U-Pb zircon geochronology of Neoproterozoic–Paleozoic sandstones and Paleozoic plutonic rocks in the Central Andes (21°S – 26°S). Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile: Geological Society of America Memoir. Vol. 212: 115-124.
- ECHAURREN, A.; FOLGUERA, A.; GIANNI, G.; ORTS, D.; TASSARA, A.; ENCINAS, A. y VALENCIA, V. 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41–44 S) through recognition of syntectonic strata. Tectonophysics. Vol. 677: 99-114.
- ESCRIBANO, J.; MARTÍNEZ, P.; DOMAGALA, J.; PADEL, M.; ESPINOZA, M.; JORQUERA, R.; CONTRERAS, J. P.; DE LA CRUZ, R. y CALDERÓN, M. 2013. Cartas Bahía Isla Blanca y Taltal, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 164-165: 75. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- ESPINOZA, M.; CONTRERAS, J. P.; JORQUERA, R.; DE LA CRUZ, R.; KRAUS, S.; RAMÍREZ, C. y NARANJO, J. A. 2014. Carta Cerro del Pingo, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 169, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- ESPINOZA, M.; MONTECINO, D.; OLIVEROS, V.; ASTUDILLO, N.; VÁSQUEZ, P.; REYES, R. y 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. Vol. 31 (1): 4-32.
- ESPINOZA, F.; MATTHEWS, S.; CORNEJO, P. y VENEGAS, C. 2011. Carta Catalina, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 129: 63, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- FAUQUÉ, L. y CAMINOS R. 2006. Hoja geológica 2969-II Tinogasta, Provincias de La Rioja, Catamarca y San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minera Argentino. Boletín 276: 139. Buenos Aires.
- FAUQUÉ, L.; LIMARINO, O.; VUJOVICH, G. I.; FERÁNDEZ DÁVILA, L.; CEGARRA, M. y ESCOSTEGUY, L. 2018. Hoja Geológica 2969-IV Villa Unión, Carta Geológica de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 345. Buenos Aires.
- FENNELL, L. M.; QUINTEROS, J.; IANNELLI, S. B.; LITVAK, V. D. y FOLGUERA, A. 2018. The role of the *slab* pull force in the late Oligocene to early Miocene extension in the Southern Central Andes (27°-46° S): Insights from numerical modeling. Journal of South American Earth Sciences. Vol. 87: 174-187.

- FERRANDO, R. y ESPINOZA, F. 2013. Carta Aguas Blancas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 160, 1 mapa escala 1:100.000.
- FOLEY, S. F.; BARTH, M. G. y JENNER, G. A. 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochimica et Cosmochimica, Actas*, vol. 64 (5): 933-938.
- FROST, B. R.; BARNES, C. G.; COLLINS, W. J.; ARCULUS, R. J.; ELLIS, D. J. y FROST, C. D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology*. Vol. 42 (11): 2033-2048.
- FUENTES, P.; DÍAZ-ALVARADO, J.; RODRÍGUEZ, N.; FERNÁNDEZ, C.; BREITKREUZ, C. y CONTRERAS, A. 2018. Geochemistry, petrogenesis and tectonic significance of the volcanic rocks of the Las Tortolas Formation, Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 87: 66-86.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J.; FARIAS ARQUER, P. J.; HEREDIA CARBALLO, N.; GALLASTEGUI SUÁREZ, G.; CHARRIER, R.; RUBIO ORDÓÑEZ, A. y CUESTA FERNÁNDEZ, A. 2014. Structure of the Andean Palaeozoic basement in the Chilean coast at 31° 30'S: Geodynamic evolution of a subduction margin. *Journal of Iberian Geology*. Vol. 40 (2): 293-308.
- GARDEWEG, M.; PINO, H.; RAMÍREZ, C.F. y DAVIDSON, J. 1994. Mapa Geológico del área de Imilac y Sierra de Almeida, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de Trabajo N° 7, mapa escala 1:100.000. Santiago.
- GIAMBIAGI, L. y MARTINEZ, A. N. 2008. Permo-Triassic oblique extension in the Potrerillos-Uspallata area, western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 26 (3): 252-260.
- GIAMBIAGI, L.; MESCUA, J.; BECHIS, F.; HOKE, G.; SURIANO, J.; SPAGNOTTO, S. y FOLGUERA, A. 2016. Cenozoic orogenic evolution of the southern central Andes (32–36 S). *Growth of the Southern Andes* Springer, Cham: 63-98.
- GIAMBIAGI, L.; MESCUA, J.; BECHIS, F.; MARTÍNEZ, A. y FOLGUERA, A. 2011. Pre-Andean deformation of the Precordillera southern sector, southern Central Andes. *Geosphere*. Vol. 7 (1): 219-239.
- GILL, J. B. 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer Verlag: 390.
- GODOY, E. y LARA, L. 1998. Cartas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N° 5-6, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- GONZÁLEZ, J. 2015. Petrografía y geoquímica del Triásico Superior de la Alta Cordillera (28°45'-30°02'S), Región de Coquimbo, Chile. Memoria de Título, Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra. 102 p. Concepción.
- GONZÁLEZ, J.; OLIVEROS, V.; CREIXELL, C.; VELÁSQUEZ, R.; VÁSQUEZ, P. y 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). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 87: 95-112.
- GONZÁLEZ, R.; WILKE, G. H.; MENZIES, A. H.; RIQUELME, R.; HERRERA, C.; MATTHEWS, S.; ESPINOZA, F. y CORNEJO, P. 2015. Carta Sierra de Varas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 178, 1 mapa escala 1:100.000.
- GREGORI, D. y BENEDINI, L. 2013. The Cordon del Portillo Permian magmatism, Mendoza, Argentina, plutonic and volcanic sequences at the western margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 42: 61-73.
- GROCOTT, J. y 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). *Journal of the Geological Society*. Vol. 159 (4): 425-443.
- GULBRANSON, E. L.; MONTAÑEZ, I. P.; SCHMITZ, M. D.; LIMARINO, C. O.; ISBELL, J. L.; MARENSSI, S. A. y CROWLEY, J. L. 2010. High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. *GSA Bulletin*. Vol. 122 (9-10): 1480-1498.
- HAAKON, F. 2010. *Structural geology*. Cambridge University Press: 463 pp. New York.
- HENRÍQUEZ, S.; BECERRA, J. y ARRIAGADA, C. 2014. Geología del Área San Pedro de Atacama, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 171, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- HERMANN, J. y RUBATTO, D. 2009. Accessory phase control on the trace element signature of sediment melts in subduction zones. *Chemical Geology*. Vol. 265(3-4): 512-526.
- HERVÉ, F.; FANNING, C. M.; CALDERÓN, M. y 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*. Vol. 184-187: 436–446.
- HERVÉ, F.; FAUNDEZ, V.; CALDERÓN, M.; MASSONNE, H. J. y WILLNER, A. P. 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes. *The Geology of Chile* (Moreno, T. y Gibbons, W. Editors). The Geological Society: 5-19. Londres.
- HERVÉ, F.; MUNIZAGA, F.; PARADA, M. A.; BROOK, M.; PANKHURST, R. J.; SNELLING, N. J. y DRAKE, R. 1988. Granitoids of the Coast Range of central Chile: geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 1 (2): 185-194.
- HORTON, B. K. 2018. Tectonic regimes of the central and southern Andes: Responses to variations in plate coupling during subduction. *Tectonics*. Vol. 37(2): 402-429.
- HOU, Z.; YANG, Z.; LU, Y.; KEMP, A.; ZHENG, Y.; LI, Q. y DUAN, L. 2015. A genetic linkage between subduction-and collision-related porphyry Cu deposits in continental collision zones. *Geology*. Vol. 43(3): 247-250.

- HUANGFU, P.; WANG, Y.; CAWOOD, P. A.; LI, Z. H.; FAN, W. y GERYA, T. V. 2016. Thermo-mechanical controls of flat subduction: insights from numerical modeling. *Gondwana Research*. Vol. 40: 170-183.
- HUDSON, T.; PLAFKER, G. y PETERMAN, Z. E. 1979. Paleogene anatexis along the Gulf of Alaska margin. *Geology*. Vol 7(12): 573-577.
- HYPOLITO, T.; JULIANI, C.; GARCIA-CASCO, A.; MEIRA, V.; BUSTAMANTE, A. y HALL, C. 2015. LP/HT metamorphism as a temporal marker of change of deformation style within the Late Palaeozoic accretionary wedge of central Chile. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. 33(9): 1003-1024.
- IRIARTE, S.; ARÉVALO, C. y MPODOZIS, C. 1999. Hoja La Guardia, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N° 13, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- IRIARTE, S.; ARÉVAO, C.; MPODOZIS, C. y RIVERO, O. 1996. Mapa Geológico de la Hoja Carrera Pinto, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N° 3, escala 1:100.000. Santiago.
- IRVINE, T. N. y BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Vol. 8: 523-548.
- KARLSTROM, L.; LEE, C. T. y MANGA, M. 2014. The role of magmatically driven lithospheric thickening on arc front migration. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol. 15(6): 2655-2675.
- KAY, S. M., BURNS, W. M., COPELAND, P. Y MANCILLA, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. *Special Papers-Geological Society of America*. Vol. 407: 19.
- KAY, S. M.; GODOY, E. y KURTZ, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 117 (1-2): 67-88.
- KAY, S. M.; MPODOZIS, C.; RAMOS, V.A. y MUNIZAGA, F. 1991. Magma Source Variations for Mid-Late Tertiary Magmatic Rocks Associated with a Shallowing Subduction Zone and a Thickening Crust in the Central Andes (28 to 33°S). *Geological Society of America Special Paper*. Vol. 265: 113-137.
- KAY, S. M.; RAMOS, V. A.; MPODOZIS, C. y SRUOGA, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silico magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*. Vol. 17: 324-328.
- KIMURA, J. I. 2017. Modeling chemical geodynamics of subduction zones using the Arc Basalt Simulator version 5. *Geosphere*. Vol. 13(4): 992-1025.
- KLEIMAN, L. E. y JAPAS, M. S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S - 36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Paleozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics*. Vol. 473: 283-299.



- LAGABRIELLE, Y.; GUIVEL, C.; MAURY, R. C.; BOURGOIS, J.; FOURCADE, S. y MARTIN, H. 2000. Magmatic–tectonic effects of high thermal regime at the site of active ridge subduction: the Chile Triple Junction model. *Tectonophysics*. Vol. 326 (3-4): 255-268.
- LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; STRECKEISEN, A. y ZANETTIN, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*. Vol. 27, part 3: 745-750.
- LEE, R. G.; DILLES, J. H.; TOSDAL, R. M.; WOODEN, J. L. y MAZDAB, F. K. 2017. Magmatic evolution of granodiorite intrusions at the El Salvador porphyry copper deposit, Chile, based on trace element composition and U/Pb age of zircons. *Economic Geology*. Vol. 112 (2): 245-273.
- LLAMBIAS, E. J. y SATO, A. M. 1990. El Batolito de Colangüil (29-31° S) Cordillera frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. *Andean Geology*. Vol. 17 (1): 89-108.
- LLAMBIAS, E. J. y SATO, A. M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. 50 (1-4): 111-131.
- LOISELLE, M. C. y WONES, D. R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Abstracts of papers to be presented at the Annual Meetings of the Geological Society of America and Associated Societies, vol. 11: 468. San Diego.
- LUCASSEN, F.; FRANZ, G. y LABER, A. 1999b. Permian high pressure rocks—The basement of the Sierra de Limón Verde in northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 12(2): 183-199.
- LUCASSEN, F.; FRANZ, G.; THIRLWALL, M. F. y MEZGER, K. 1999a. Crustal recycling of metamorphic basement: late Palaeozoic granitoids of northern Chile (~ 22 S): Implications for the composition of the Andean Crust. *Journal of Petrology*. Vol. 40 (10): 1527-1551.
- MADSEN, J. K. 2004. Geochemistry and Geochronology of Eocene Forearc Magmatism on Vancouver Island: Implications for Cenozoic to Recent Plate Configurations in the Pacific Basin (Doctoral dissertation, Department of Earth Sciences-Simon Fraser University).
- MAKSAEV, V.; MUNIZAGA, F. y TASSINARI, C. 2014. Timing of the magmatism of the paleo-Pacific border of Gondwana: U-Pb geochronology of Late Paleozoic to Early Mesozoic igneous rocks of the north Chilean Andes between 20 and 31 S. *Andean Geology*. Vol. 41 (3): 447-506.
- MAKSAEV, V.; ARANCIBIA, J.; MUNIZAGA, F. y TASSINARI, C. 2015. Detrital-zircon U-Pb geochronology of the Quebrada del Carrizo Metamorphic Complex and El Jardín Schists and spatially-related granitoids of the Sierra Castillo Batholith. *Andean Geology*: Vol. 42(3), 285-312.
- MARINOVIC, N. 2007. Carta Oficina Domeyko, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 105: 41, 1 mapa escala 1: 100.000. Santiago.
- MARTIN, R. F. y PIWINSKII, A. J. 1972. Magmatism and tectonic settings. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 77 (26): 4966-4975.

- MARTIN, M.; CLAVERO, J. y 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*. Vol. 12: 33-49.
- MARTINA, F.; VIRAMONTE, J. M.; ASTINI, R. A.; PIMENTEL, M. M. y DANTAS, E. 2011. Mississippian volcanism in the south-central Andes: new U–Pb SHRIMP zircon geochronology and whole-rock geochemistry. *Gondwana Research*. Vol. 19 (2): 524-534.
- MARTÍNEZ, F.; PEÑA, M. y ARRIAGADA, C. 2015. Geología de las áreas Iglesia Colorada-Cerro del Potro y Cerro Mondaquita, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 179-180, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- MATTHEWS, S.; CORNEJO, P. y RIQUELME, R. 2006. Carta Inca de Oro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 102: 79, 1 mapa escala 1:100.000.
- MCCARRON, J. J. y SMELLIE, J. L. 1998. Tectonic implications of fore-arc magmatism and generation of high-magnesian andesites: Alexander Island, Antarctica. *Journal of the Geological Society*. Vol. 155 (2): 269-280.
- MONTECINO, D.; VENEGAS, C.; ASTUDILLO N. y FERRANDO; R. 2018. Tectonoestratigrafía carbonífera – triásica entre la Depresión Central y Cordillera de Antofagasta (24°-24°30'S): nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos. XV Congreso Geológico Chileno, Actas, vol 1: 1447.
- MORATA, D., AGUIRRE, L., OYARZUN, M., y VERGARA, M. 2000. Crustal contribution in the genesis of the bimodal Triassic volcanism from the Coastal Range, central Chile. *Revista geológica de Chile*. Vol. 27 (1): 83-98.
- MORENO, J. A.; DAHLQUIST, J. A.; CÁMERA, M. M. M.; ALASINO, P. H.; LARROVERE, M. A.; BASEI, M. A. y ROCHER, S. 2020. Geochronology and geochemistry of the Tabaquito batholith (Frontal Cordillera, Argentina): geodynamic implications and temporal correlations in the SW Gondwana margin. *Journal of the Geological Society*. Vol 62.
- MOYEN, J. F.; LAURENT, O.; CHELLE-MICHO, C.; COUZINIÉ, S.; VANDERHAEGHE, O.; ZEH, A. y GARDIEN, V. 2017. Collision vs. subduction-related magmatism: two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth. *Lithos*. Vol. 277: 154-177.
- MPODOZIS, C. y KAY, S. M. 1990. Provincias magmáticas ácidas de los Andes Chilenos (28°-31°S) y evolución tectónica de Gondwana. *Revista de Geológica de Chile*. Vol. 17: 153-180.
- MPODOZIS, C. y KAY, S. M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 104: 999-1014.
- MPODOZIS, C. y RAMOS, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series. Vol. 11: 59-90.



- MPODOZIS, C.; KAY, S. M. y CORNEJO, P. 2018a. Major Late Paleozoic to early Jurassic Magmatic Events and Tectonic Shifts along the Pangean Margin of Northern Chile. XV Congreso Geológico Chileno, Actas, vol. 1: 855.
- MPODOZIS, C.; IRIARTE, S.; GARDEWEG, M. y VALENZUELA, M. 2012. Carta Laguna del Negro Francisco, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 145: 30, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- MPODOZIS, C.; CLAVERO, J.; QUIROGA, R., DROGUETT, B. y ARCOS, R. 2018b. Geología del área Cerro Cadillal-Cerro Jotabeche, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 200, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- MUNIZAGA, F.; MAKSAEV, V.; FANNING, C. M.; GIGLIO, S.; YAXLEY, G. y TASSINARI, C. C. G. 2008. Late Paleozoic–Early Triassic magmatism on the western margin of Gondwana: Collahuasi area, northern Chile. *Gondwana Research*. Vol. 13 (3): 407-427.
- MÜNKER, C.; WÖRNER, G.; YOGODZINSKI, G. y CHURIKOVA, T. 2004. Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka–Aleutian arc lavas. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 224 (3-4): 275-293.
- MUÑOZ, J.; TRONCOSO, R.; DUHART, P.; CRIGNOLA, P.; FARMER, L. y STERN, C. R. 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista geológica de Chile*. Vol. 27 (2): 177-203.
- 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: 96, 1 mapa escala 1:100.000, 1 CD con anexos. Santiago.
- MURILLO, I.; VELÁSQUEZ, R. y CREIXELL, C. 2018. Etapas volcánicas registradas en la estratigrafía del Carbonífero–Triásico en la Cordillera Frontal chilena entre los 28°30' y los 30°S. XV Congreso Geológico Chileno, Actas, vol. 1: 857-859.
- NARANJO, J. y PUIG, A. 1984. Hojas Taltal y Chañaral. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 62-63, 1 mapa escala 1:250.000.
- NARANJO, J.A.; RAMÍREZ, C.A. y VILLA, V. 2016. Geología de las áreas Cerro Panteón de Aliste y Cerro Colorado, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 185-186: 88, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- NASI, C.; MOSCOSO, R. y MAKSAEV, V. 1990. Hoja Guanta: Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile (1:250.000), N° 67: 141. Santiago.
- NASI, C.; MPODOZIS, C.; PELÁEZ, P. C.; DÍAZ, R. M. y MAKSAEV, V. 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista geológica de Chile*. Vol. 25: 77-111.
- NAVARRETE, C.; GIANNI, G.; ENCINAS, A.; MÁRQUEZ, M.; KAMERBEEK, Y.; VALLE, M. y FOLGUERA, A. 2019. Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: From a large *flat-slab* to mantle plume suction in a rollback subduction setting. *Earth-science reviews*. Vol. 194: 125-159.

- NAVARRO, J. 2013. *Petrotectónica del Complejo Metamórfico Punta de Choros, III–IV Región. Memoria de Título, Universidad de Chile, Santiago.*
- NIEMEYER, H., R. 2013. *Geología del Área Cerro Lila-Peine, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geológica Básica N° 147: 40, 1 mapa escala 1: 100.000.*
- O'DRISCOLL, L. J.; HUMPHREYS, E. D. y SAUCIER, F. 2009. Subduction adjacent to deep continental roots: Enhanced negative pressure in the mantle wedge, mountain building and continental motion. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 280 (1-4): 61-70.
- OLIVEROS, V.; VÁSQUEZ, P.; CREIXELL, C.; GONZÁLEZ, J.; ESPINOZA, M.; LUCASSEN, F. y DUCEA, M. N. 2015. Lithospheric loss in the Andean convergent margin during the Triassic: geochemical evidence from igneous rocks of northern Chile (24°30' – 30°00'S). *XIV Congreso Geológico Chileno, Actas, vol. 1: 864-867.*
- OLIVEROS, V.; GONZÁLEZ, J.; ESPINOZA, M.; VÁSQUEZ, P.; ROSSEL, P.; CREIXELL, C.; SEPÚLVEDA, F. y BASTIAS, F. 2018b. The early stages of the magmatic arc in the Southern Central Andes. *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes (Folguera A. et al., editors). Springer, Cham: 190.*
- OLIVEROS, V.; VÁSQUEZ, P.; CREIXELL, C.; LUCASSEN, F.; DUCEA M. N.; CIOCCA, I.; GONZÁLEZ, J.; ESPINOZA, M.; SALAZAR, E.; COLOMA, F. y KASEMANN S. A. 2020. Lithospheric evolution of the Pre- and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*. Vol. 80: 202-227.
- ORTIZ, M. y MERINO, R.N. 2015. *Geología de las áreas río Chollay-Matancilla y Cajón del Encierro, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica, N° 175-176, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.*
- PASSCHIER, C. W. y TROUW, R. A. 2005. *Microtectonics. Springer Science y Business Media.: 366 pp.*
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. y TINDLE, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*. Vol. 25 (4): 956-983.
- PECCERILLO, A. y TAYLOR, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*. Vol. 58 (1): 63-81.
- PENNISTON-DORLAND, S. C.; KOHN, M. J. y MANNING, C. E. 2015. The global range of subduction zone thermal structures from exhumed blueschists and eclogites: Rocks are hotter than models. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 428: 243-254.
- PERRIN, A.; GOES, S.; PRYTULAK, J.; RONDENAY, S. y DAVIES, D. R. 2018. Mantle wedge temperatures and their potential relation to volcanic arc location. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 501: 67-77.
- PINEDA, G. y EMPARAN, C. 1999. *Área Condoriaco-Rivadavia, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, N° 18, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.*

- POMA, S.; ZAPPETTINI, E. O.; QUENARDELLE, S.; SANTOS, J. O.; KOUKHARSKY, M.; BELOUSOVA, E. y MCNAUGHTON, N. 2014. Geochemistry, U-Pb SHRIMP zircon dating and Hf isotopes of the Gondwanan magmatism in NW Argentina: petrogenesis and geodynamic implications. *Andean Geology*. Vol. 41 (2): 267-292.
- POMA, S. M.; RAMOS, A. M.; LITVAK, V. D.; QUENARDELLE, S. M.; MAISONNAVE, E. B. y DÍAZ, I. 2017. Southern Central Andes Neogene magmatism over the Pampean Flat *Slab*: implications on crustal and *slab* melts contribution to magma generation in Precordillera, Western Argentina. *Andean Geology*. Vol. 44 (3): 249-274.
- PROFETA, L.; DUCEA, M. N.; CHAPMAN, J. B.; PATERSON, S. R.; GONZALES, S. M. H.; KIRSCH, M. y DECELLES, P. G. 2015. Quantifying crustal thickness over time in magmatic arcs. *Scientific Reports (Nature Publisher Group)*. Vol 5: 17786.
- RAMOS, V. 1988. The tectonics of the Central Andes; 30° to 33° S latitude. Processes in continental lithospheric deformation. Vol. 218: 31.
- RAMOS, V. A. y FOLGUERA, A. 2009. Andean *flat-slab* subduction through time. Geological Society, London, Special Publications. Vol. 327 (1): 31-54.
- RAMOS, V. y KAY, S. 1991. Triassic *rifting* and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. Geological Society of America, Special paper. Vol. 265: 79-91.
- RAMOS, V. A.; KAY, S. M. y SINGER, B. S. 2004. Las adakitas de la Cordillera Patagónica: Nuevas evidencias geoquímicas y geocronológicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. 59(4): 693-706.
- RAPELA, C. W. y PANKHURST, R. J. 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. Geological Society, London, Special Publications. Vol 68(1): 209-220.
- RICHARDS, J. P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*. Vol. 98 (8): 1515-1533.
- RICHARDS, J. P.; NOBLE, S. R. y PRINGLE, M. S. 1999. A revised late Eocene age for porphyry Cu magmatism in the Escondida area, northern Chile. *Economic Geology*. Vol. 94 (8): 1231-1247.
- RIEL, N.; JAILLARD, E.; MARTELAT, J. E.; GUILLOT, S. y BRAUN, J. 2018. Permian-Triassic Tethyan realm reorganization: Implications for the outward Pangea margin. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 81: 78-86.
- ROLLINSON, H. R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Group UK Limited: 352.
- RUBIOLO, R.; L. MARTINEZ y F. PEREYRA. 2003. Hoja Geológica 2769-IV Fiambalá, Provincias de Catamarca y Jujuy, Carta Geológica de la República Argentina Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 421: 77. Buenos Aires.

- SALAZAR, E. y 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, N° 181, 1 mapa escala 1:100.000.
- SALAZAR, E.; COLOMA, F. y CREIXELL, C. 2013. Geología del área El Tránsito-Lagunillas, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Geología Básica, N° 149, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- SATO, A. M.; LLAMBÍAS, E. J.; BASEI, M. A. y 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. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 63: 48-69.
- SATO, A. M.; LLAMBÍAS, E. J.; SHAW, S. E. y CASTRO, C. E. 1990. El batolito de Colangüil: modelo del magmatismo neopaleozoico de la provincia de San Juan. *Actas XI Congreso Geológico Argentino*, 100–122. San Juan.
- SCHEUBER, E. y REUTTER, K. J. 1992. Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21 and 25 S. *Tectonophysics*. Vol. 205 (1-3): 127-140.
- SEGGIARO, R.; BECCHIO, R.; BERCHENI V. y RAMALLO L. 2015. Hoja Geológica 2366-III Susques, Provincias de Jujuy y Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 414: 103. Buenos Aires.
- SEGGIARO, R., BECCHIO, R., PEREYRA, F. y L. MARTÍNEZ, 2007. Hoja Geológica 2569-IV Antofalla, Provincias de Catamarca y Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 343: 62. Buenos Aires.
- SEPÚLVEDA, F. A.; VÁSQUEZ, P.; QUEZADA, A. 2014. Cartas Patillos y Oficina Victoria, región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 167-168, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- SERVICIO NACIONAL DE MINERÍA Y GEOLOGÍA. 2004. Mapa Geológico de Chile: versión digital, escala 1:1.000.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, N° 7 (CD-ROM, versión 1.0, 2004). Santiago.
- SHAND, S. J. 1943. Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits with a chapter on meteorites. New York: John Wiley y Sons, N° 552.1.
- SHEN, X. M.; ZHANG, H. X.; WANG, Q.; MA, L. y YANG, Y. H. 2014. Early Silurian (~ 440 Ma) adakitic, andesitic and Nb-enriched basaltic lavas in the southern Altay Range, Northern Xinjiang (western China): *Slab* melting and implications for crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt. *Lithos*. Vol. 206: 234-251.
- SHINJOE, H. 1997. Origin of the granodiorite in the forearc region of southwest Japan: Melting of the Shimanto accretionary prism. *Chemical Geology*. Vol. 134 (4): 237-255.
- SOLARI, M.; VENEGAS, C.; MONTECINO, D.; ASTUDILLO, N.; CORTÉS, J.; BAHAMONDES, B.; ESPINOZA, F. 2017. Geología del área Imilac-Quebrada Guanaqueros, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 191: 88, 1 mapa escala 1:100.000, 1 CD con anexos. Santiago.

- SOTO, M. F. 2013. Pressure-temperature-time paths of the Limón Verde metamorphic complex, Chile. Tesis de Magister en Ciencias, Universidad de Chile. 132 p. Santiago.
- SPALLETTI, L. y LIMARINO, C. 2017, The Choiyoi magmatism in south western Gondwana: implications for the end-permian mass extinction - a review. *Andean Geology*. Vol. 44 (3): 328-338.
- STERN, C. R. 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*. Vol. 19 (1): 78-81.
- STRECKEISEN, A. 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geologische Rundschau*. Vol. 63 (2): 773-786.
- SUÁREZ, M. y BELL, C.M. 1992. Triassic *rift*-related sedimentary basins in northern Chile (24°–29°S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 6: 109–121.
- SUN, S. S. y MCDONOUGH, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, Special Publications. Vol. 42 (1): 313-345.
- TAKAHASHI, M.; ARAMAKI, S. y ISHIHARA, S. 1980. Magnetite-series/ilmenite-series versus I-type/S-type granitoids. *Mining Geol., Spec. Issue*. N° 8: 13-28.
- TASSARA, A.; y YÁÑEZ, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15°-47° S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. 30 (2): 159-186.
- TAYLOR, S. R. y MCLENNAN, S. M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific, Oxford.
- TOMLINSON, A.; BLANCO, N. y LADINO, M. 2015. Carta Mamiña, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 174: 191, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- TOMLINSON, A.; BLANCO, N.; DILLES, J. H.; MAKSAEV, V. y LADINO, M. 2018. Carta Calama, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 199, 1 mapa escala 1:100.000, 1 CD con anexos. Santiago.
- TOMLINSON, A.; BLANCO, N.; GARCÍA, M.; BAEZ, L.; ALCOTA, H.; LADINO, M. y MARTIN, M. 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 de Chile, Actas, Tomo 2: 209-211.
- URZÚA, F. 2009. Geology, geochronology and structural evolution of La Escondida copper district, northern Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), University of Tasmania: 486. Hobart.
- VÁSQUEZ, P.; SEPÚLVEDA, F.; QUEZADA, A.; AGUILEF, S.; FRANCO, C. y BLANCO, N. 2018. Cartas Guanillos del Norte y Salar de Llamara, Regiones de Tarapacá y Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 195-196: 93, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.



- VELÁSQUEZ, R.; MURILLO, I.; ORTIZ, M.; COLOMA, F.; CREIXELL, C.; MERINO, R. y SALAZAR, E. 2018. Etapas magmáticas del Paleozoico Superior–Triásico en batolitos de la Cordillera Frontal chilena (28°30'S-30°S). XV Congreso Geológico Chileno, Actas, vol. 1: 873-875.
- VENEGAS, C.; CERVETTO, M.; ASTUDILLO, N.; ESPINOZA, F.; CORNEJO, P.; MPODOZIS, C. y RIVERA, O. 2013. Carta Sierra Vaquillas Altas, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 159, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- VENEGAS, C.; MONTECINO, D. y SOLARI, M. 2018. Deformación extensional sindepositacional durante el Triásico en la Sierra de Almeida (24°20'S). XV Congreso Geológico Chileno, Actas, vol. 1: 829.
- VERMA, S. P. 1992. Seawater alteration effects on REE, K, Rb, Cs, Sr, U, Th, Pb and Sr–Nd–Pb isotope systematics of mid-ocean ridge basalt. *Geochemical Journal*. Vol. 26(3): 159-177.
- VILLA, V.; RAMÍREZ, C.; FERRANDO, R.; MONTECINO, D.; LIENLAF, M. 2019. Geología de las áreas Salar Punta Negra y Cerro Sur Bayo, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 202-203: 130, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- WELKNER, D.; ARÉVALO, C. y GODOY, E. 2006. Geología de la Carta Freirina-El Morado, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 100, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- YOUNG, A.; FLAMENT, N.; MALONEY, K.; WILLIAMS, S.; MATTHEWS, K.; ZAHIROVIC, S. y MÜLLER, R. D. 2019. Global kinematics of tectonic plates and subduction zones since the late Paleozoic Era. *Geoscience Frontiers*. Vol. 10 (3): 989-1013.
- WADA, I.; WANG, K.; HE, J. & HYNDMAN, R. D. 2008. Weakening of the subduction interface and its effects on surface heat flow, slab dehydration, and mantle wedge serpentinization. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 113 (B4).
- WEMMER, K., STEENKEN, A., MÜLLER, S., DE LUCHI, M. G. L., y SIEGESMUND, S. 2011. The tectonic significance of K/Ar illite fine-fraction ages from the San Luis Formation (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina). *International Journal of Earth Sciences*. Vol. 100(2-3): 659-669.
- WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L. y CHAPPELL, B. W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to mineralogy and petrology*, Vol. 95 (4): 407-419.
- WINTER, J. D. 2013. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Pearson education.
- ZAPPETTINI, E. O. y BLASCO, G. 2001. Hoja Geológica 2569-II, Socompa. Provincia de Salta. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 260: 62. Buenos Aires.
- ZAPPETTINI, E. O.; COIRA, B.; SANTOS, J. O. S.; CISTERNA, C. E. y BELOUSOVA, E. 2015. Combined U–Pb and Lu–Hf isotope study from the Las Lozas volcanics, northwestern

Argentina: Evidence of juvenile Cryogenian-derived, lower Pennsylvanian volcanism in western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 59: 13-18.

ZHENG, Y. F. 2019. Subduction zone geochemistry. *Geoscience Frontiers*. Vol. 10(4): 1223-1254.

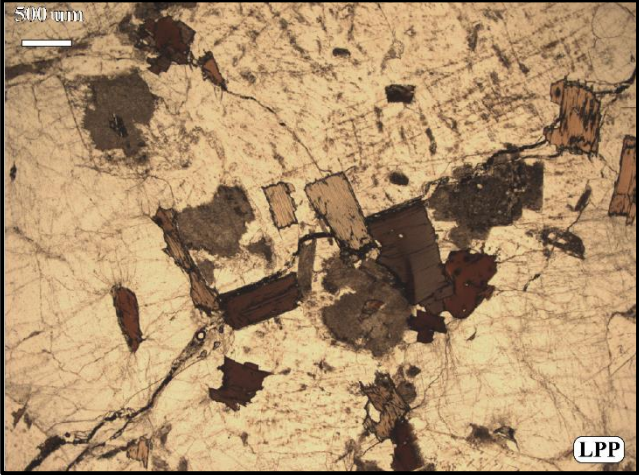
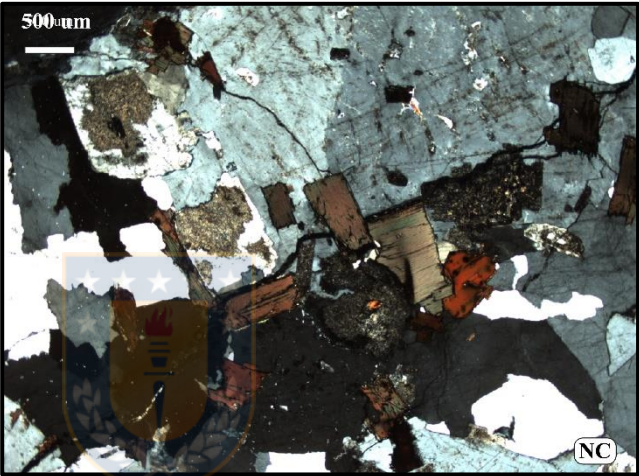


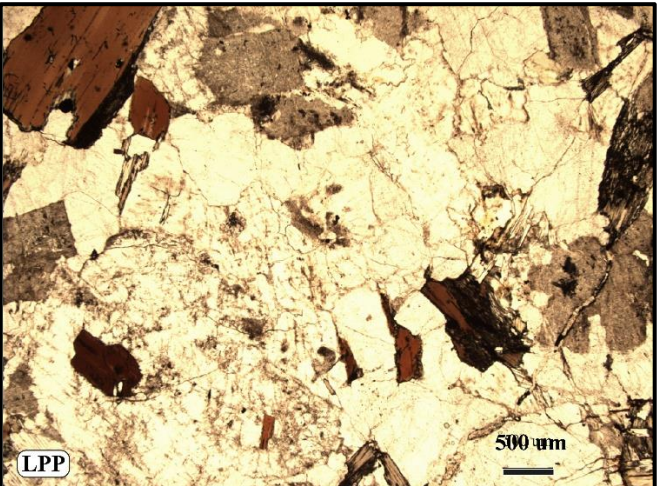
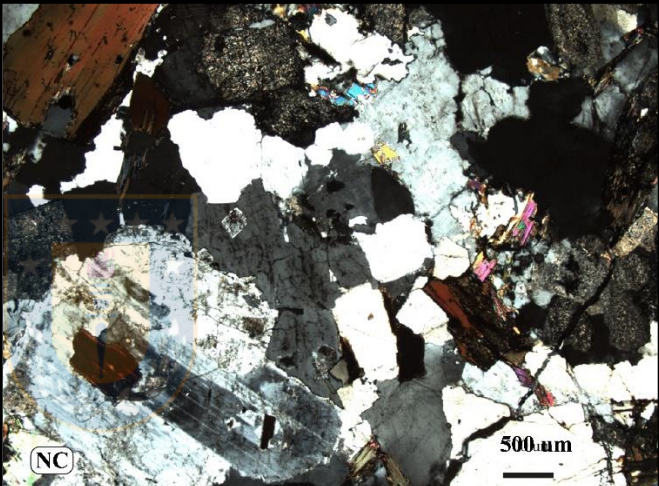


## **ANEXO I**

Descripción petrográfica

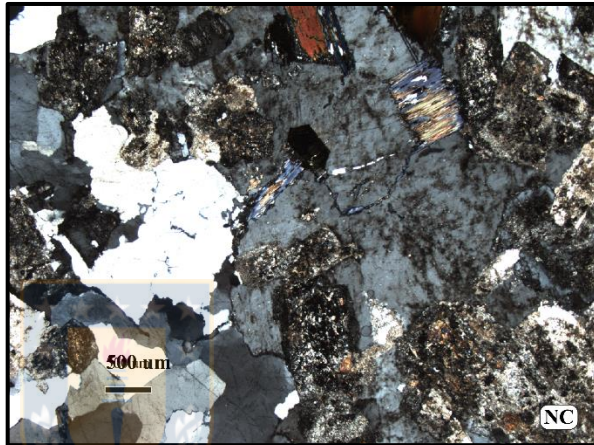
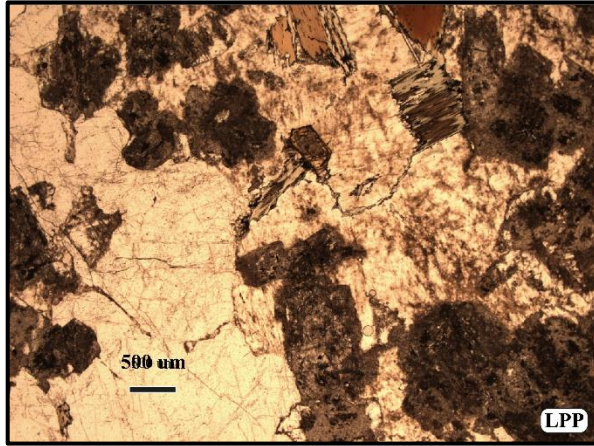


<b>Muestra:</b>	CPE-010				
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.132.809 N 332.185 E				
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Granodiorita				
<b>Textura principal:</b>	Porfídica con masa fundamental hipidiomórfica granular de grano medio				
<b>Texturas locales:</b>	Pertítica en cristales de ortoclasa				
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Forma</b>	<b>Rango de tamaño (mm)</b>	<b>Moda (mm)</b>	<b>Tipo y grado de alteración</b>
<i>Fenocristales</i>	9				
Plagioclasa	4	Subhedral	4-8	4	Sericita, Arcillas (Fuerte) Arcillas (Débil)
Ortoclasa	5	Subhedral	9-4	9	
<i>Masa fundamental</i>	92				
Cuarzo	34	Subhedral	0,3-3,5	2	Sericita, Arcillas (Fuerte) Arcillas (Débil)
Plagioclasa	32	Subhedral	0,5-3	2	
Ortoclasa	10	Anhedral	0,5-2,5	2	
Muscovita	1	Subhedral	0,2-0,3	0,2	Clorita, Epidota (Débil)
Biotita	15	Subhedral	0,07-5	0,8	
<b>Observaciones:</b> Cuarzos con extinción ondulosa.					

<b>Muestra:</b>	CPE-091				
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.150.071 N 330.193 E				
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Granodiorita				
<b>Textura principal:</b>	Hipidiomórfica granular de grano medio-grueso				
<b>Texturas locales:</b>					
					
<b>Composición</b>	<b>%</b>	<b>Forma</b>	<b>Rango de tamaño (mm)</b>	<b>Moda (mm)</b>	<b>Tipo y grado de alteración</b>
Plagioclasa	35	Subhedral	0,6-6	2	Sericita, Arcillas (Fuerte)
Cuarzo	26	Subhedral	0,2-1,8	1,1	
Ortoclasa	18	Subhedral	1,7-3	1,7	Arcillas (Débil)
Microclina	1	Anhedral	0,7	0,7	
Muscovita	3	Subhedral	0,1-1	0,5	
Biotita	17	Subhedral	0,7-3	1	Clorita, Muscovita (Débil)
<b>Observaciones:</b> Cuarzos con extinción ondulosa. La textura principal pudiera ser porfídica seriada.					



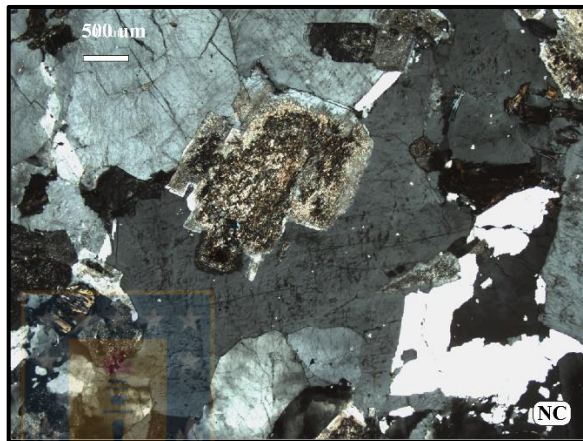
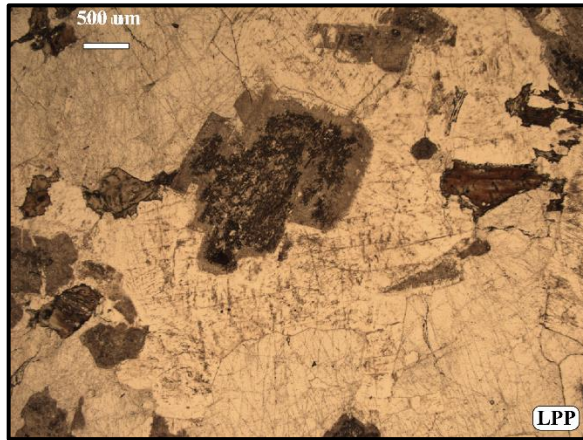
<b>Muestra:</b>	CPK-001
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.162.206 N 337.785 E
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Granodiorita
<b>Textura principal:</b>	Porfídica con masa fundamental hipidiomórfica granular de grano medio
<b>Texturas locales:</b>	



Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
<i>Fenocristales</i>	10				
Plagioclasa	6	Subhedral	2,5-4	2,5	Sericita, Arcillas (Fuerte)
Ortoclase	4	Anhedral	3,5-5	4	Arcillas (Débil)
<i>Masa fundamental</i>	90				
Plagioclasa	35	Subhedral	0,5-1,9	1,5	Sericita, Arcillas (Fuerte)
Cuarzo	36	Anhedral	0,1-2,5	1	
Ortoclase	13	Anhedral	0,8-2,1	1,5	Arcillas (Débil)
Biotita	6	Subhedral	0,3-2	1	Clorita, Epidota (Débil)
Circón	<<1	Euhedral	0,1	0,1	

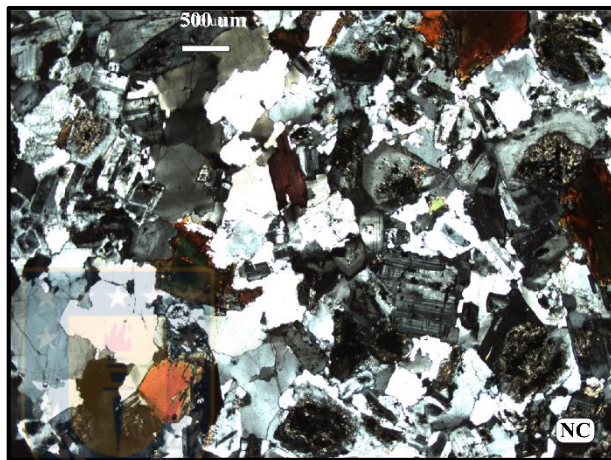
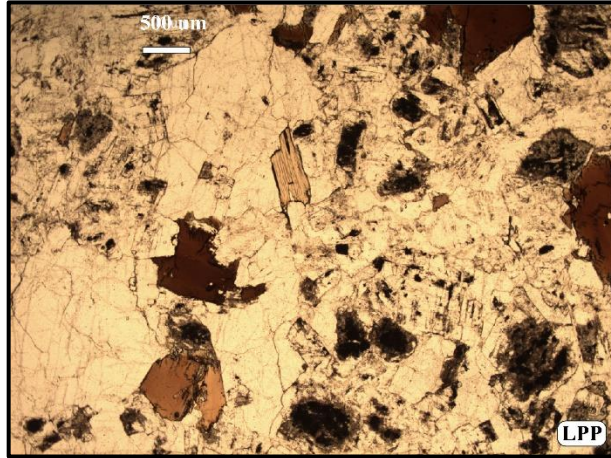
**Observaciones:** Cuarzos con extinción ondulosa leve.

<b>Muestra:</b>	CPK-005
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.161.384 N 334.158 E
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Monzogranito
<b>Textura principal:</b>	Hipidiomórfica granular de grano medio
<b>Texturas locales:</b>	Pertítica en algunos cristales de ortoclasa



Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
Plagioclasa	29	Subhedral	0,5-3	1,5	Siericita, Arcillas (Moderada)  Arcillas (Débil) Clorita, Epidota (Débil)
Cuarzo	35	Subhedral	0,2-3	1,2	
Ortoclasa	28	Subhedral	0,6-7	3	
Biotita	8	Subhedral	0,25-1,9	1,1	
Muscovita	<<1	Subhedral	0,2	2	
Microclina	<<1	Subhedral	1	1	
<b>Observaciones:</b> Cuarzos con extinción ondulosa. Microclina se distingue por su maclado cruzado.					

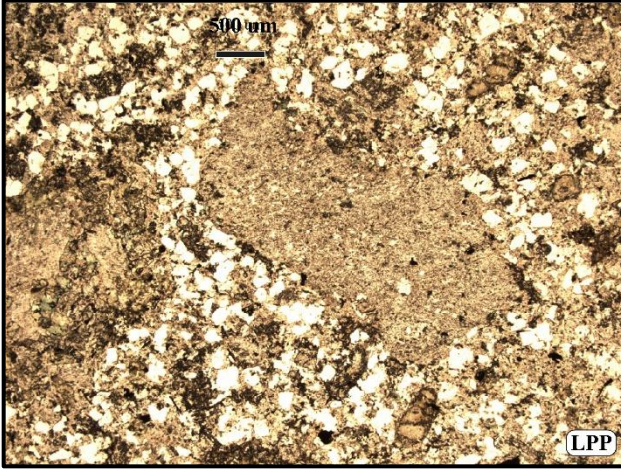
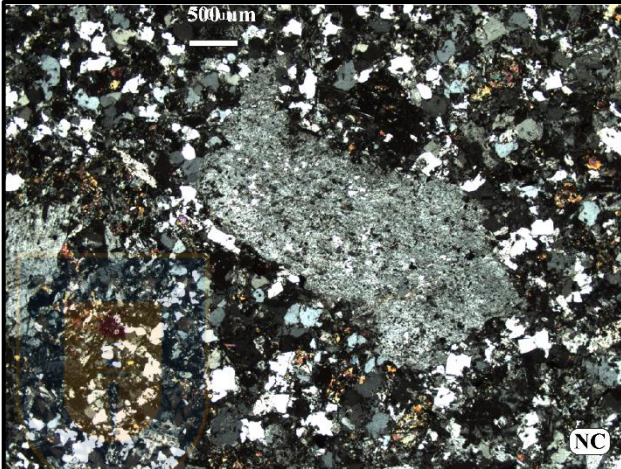
<b>Muestra:</b>	CPK-045
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.174.818 N 334.885 E
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Tonalita
<b>Textura principal:</b>	Hipidiomórfica granular de grano medio-fino
<b>Texturas locales:</b>	



Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
Plagioclasa	44	Subhedral	0,25-2,5	1	Sericita, Arcillas (Moderada)  Clorita (Débil)
Cuarzo	39	Anhedral	0,2-1,9	1	
Biotita	16	Subhedral	0,1-2	0,8	
Anfíbola	1	Subhedral	0,2-0,5	0,5	

**Observaciones:** Cristales de cuarzo con extinción ondulosa.



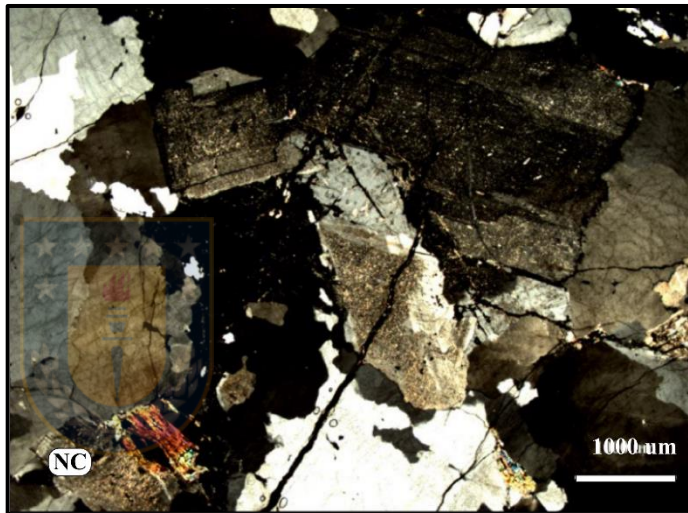
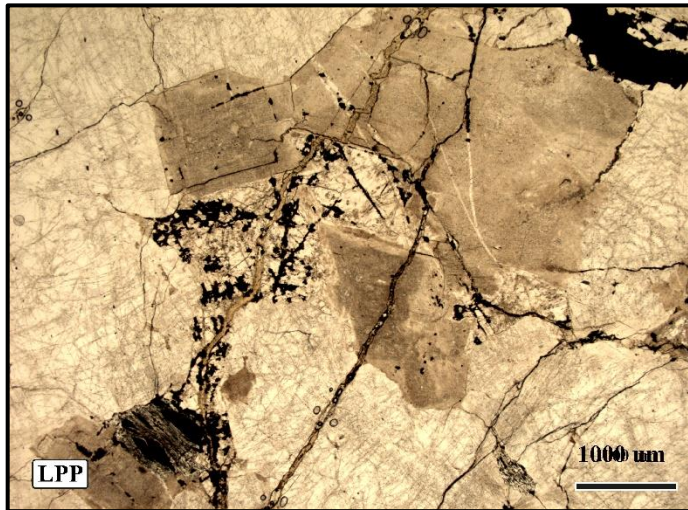
<b>Muestra:</b>	CPK-60	
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.172.249 N 339.490 E	
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Tonalita	
<b>Textura principal:</b>	Porfídica con masa fundamental de grano fino	
<b>Texturas locales:</b>		
		

Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
<i>Fenocristales</i>	15				
Plagioclasa	13	Subhedral	1-3	1,5	Arcillas, Epidota, Zoisita (F)
Anfíbola	2	Anhedral	1-2,5	1	Epidota, Clorita, Zoisita (F)
<i>Masa fundamental</i>	85				
Plagioclasa	40	Subhedral	0,1-0,5	0,4	Arcillas (Moderada)
Cuarzo	45	Subhedral	0,03-0,5	0,3	
Anfíbola	<1	Sub-Anhedral	0,2-0,5	0,5	Epidota, Clorita, Zoisita (M)

**Observaciones:** Fenocristales de anfíbola fuertemente alterados, podrían corresponder a piroxenos o plagioclasas muy alteradas a zoisita, epidota y clorita (saussuritización). Cuarzos no presentan indicios de deformación (extinción ondulosa). F: Fuerte, M: Moderada.



<b>Muestra:</b>	CPK-089
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.123.736 N 338.876 E
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Granodiorita
<b>Textura principal:</b>	Porfídica con masa fundamental hipidiomórfica granular de grano medio
<b>Texturas locales:</b>	Pertítica en fenocristal de ortoclasa



Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
<i>Fenocristales</i>	17				
Plagioclasa	7	Subhedral	6-9	9	Sericita, Arcillas (Moderada) Arcillas (Débil)
Ortoclasa	10	Subhedral	11	11	
<i>Masa fundamental</i>	83				
Plagioclasa	29	Subhedral	0,25-4	2	Sericita, Arcillas (Fuerte) Arcillas (Débil)
Ortoclasa	8	Subhedral	0,4-1,5	1,1	
Cuarzo	32	Anhedral	0,1-4	2	
Muscovita	2	Subhedral	0,05-0,1	0,1	
Limonita	9	Vetillas	-	0,1	
Xenolitos metamórficos	3	Subhedral	1-2	1	

**Observaciones:** Vetillas de limonita (alrededor del 10%). Cuarzos con extinción ondulosa.

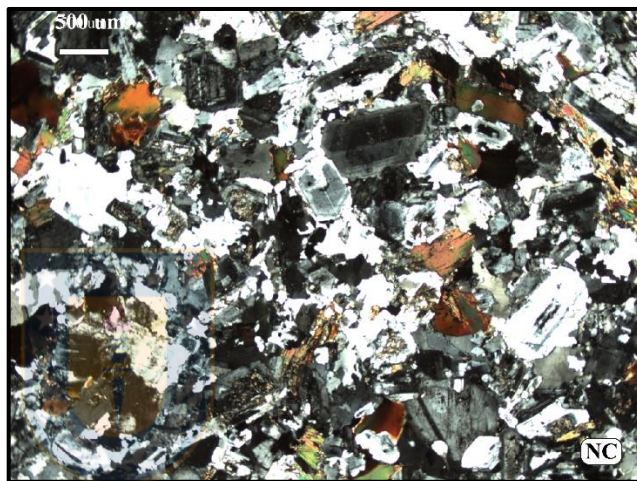
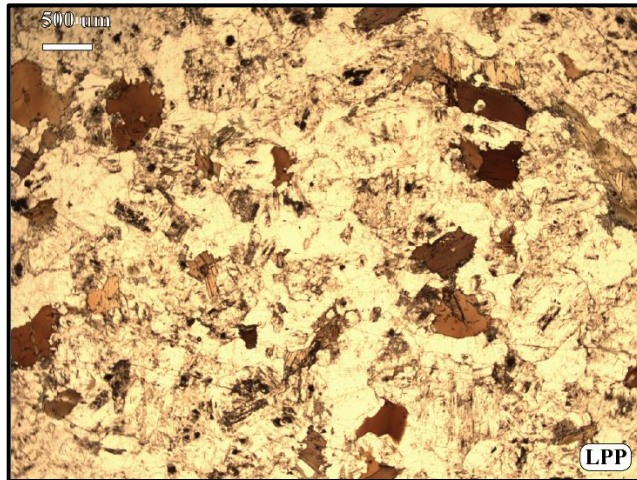
<b>Muestra:</b>	CPK-090
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.125.159 N 338.785 E
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Monzogranito
<b>Textura principal:</b>	Porfídica con masa fundamental hipidiomórfica granular de grano medio
<b>Texturas locales:</b>	Pertítica en cristales de ortoclasa. Poiquilitica, ortoclasa englobando cristales de plagioclasa, cuarzo y muscovita



Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
<i>Fenocristales</i>	20				
Ortoclasa	20	Subhedral	20	20	Arcillas (Moderada)
<i>Masa fundamental</i>	80				
Plagioclasa	28	Subhedral	0,7-5	2	Sericita, Arcillas (Fuerte)
Ortoclasa	19	Anhedral	1-5	4	Arcillas (Moderada)
Cuarzo	25	Subhedral	0,6-5	0,9	
Muscovita	1	Subhedral	0,1-0,5	0,4	
Limonita	4	Vetillas	-	0,01	
Xenolitos metamórficos	3	Subhedral	1-3,5	1	

**Observaciones:** Vetillas finas de limonita (alrededor del 4%). Cuarzos con extinción ondulosa. Los xenolitos están en cúmulos y, al parecer, en forma de vetillas.

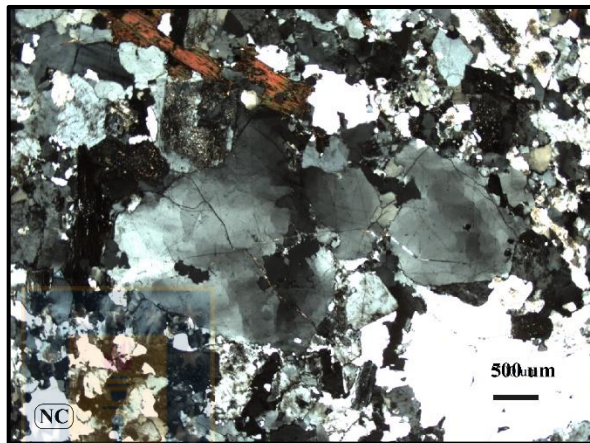
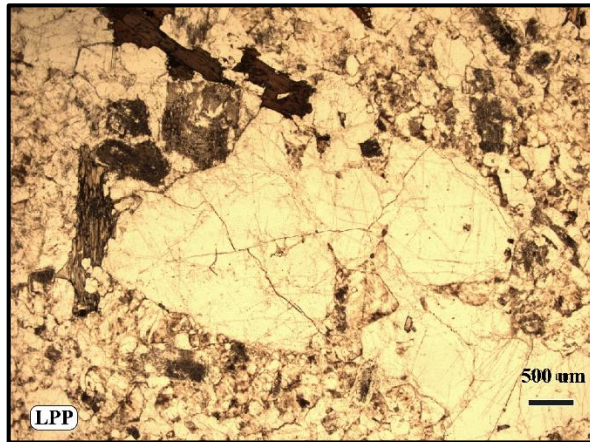
<b>Muestra:</b>	CPK-163
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.177.736 N 336.564 E
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Tonalita
<b>Textura principal:</b>	Hipidiomórfica granular de grano fino
<b>Texturas locales:</b>	



Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
Plagioclasa	50	Subhedral	0,2-2	0,6	Sericita, Arcillas (Débil) Clorita, Epidota (Débil)
Cuarzo	26	Anhedral	0,1-1	0,6	
Biotita	24	Subhedral	0,05-1	0,5	
Epidota	<1	Subhedral	0,01	0,01	
<b>Observaciones:</b> Cuarzos con extinción ondulosa y embahiamiento.					

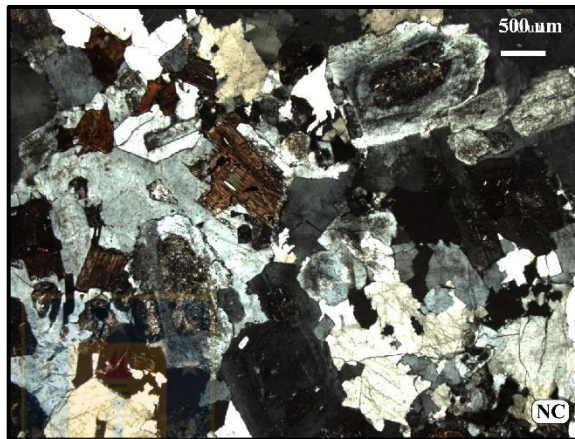
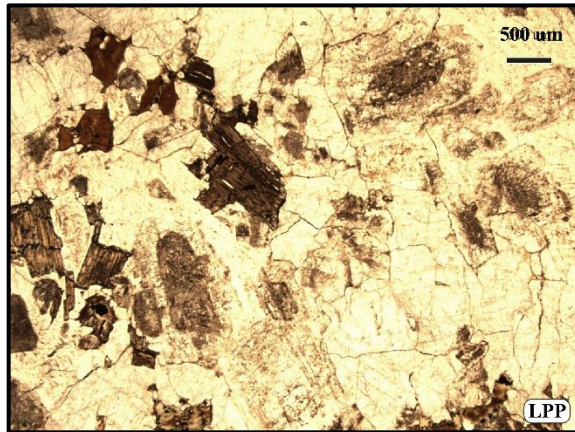


<b>Muestra:</b>	CPK-167
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.171.096 N 341.513 E
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Monzogranito
<b>Textura principal:</b>	Porfídica con masa fundamental hipidiomórfica granular de grano fino
<b>Texturas locales:</b>	



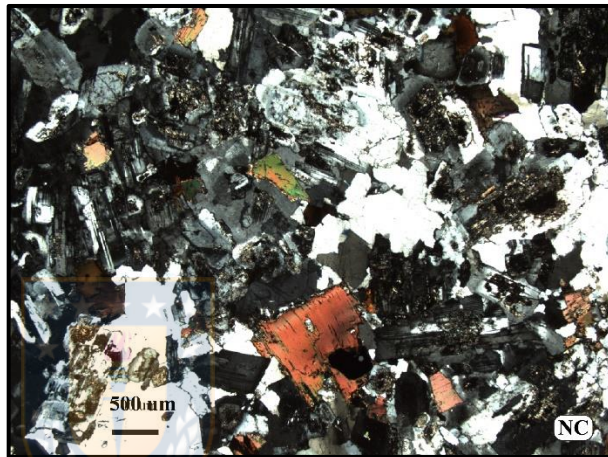
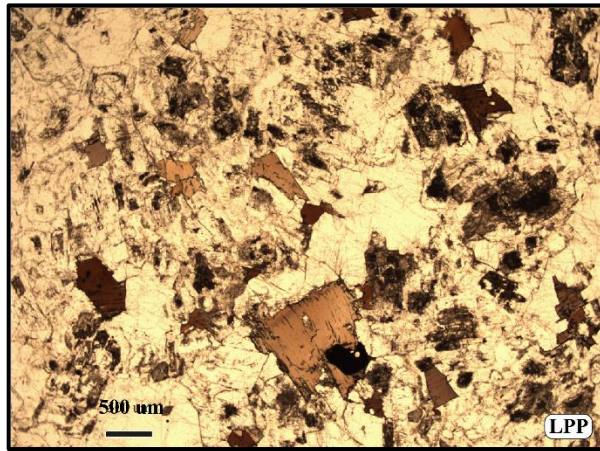
Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
<i>Fenocristales</i>	15				
Cuarzo	15	Subhedral	2-5	3	
<i>Masa fundamental</i>	85				
Plagioclasa	21	Subhedral	0,4-1,6	0,5	Sericita, Arcillas (Moderada)
Cuarzo	37	Subhedral	0,07-0,9	0,5	
Ortoclasa	23	Anhedral	0,5-1,5	0,7	Arcillas (Débil)
Biotita	4	Subhedral	0,2-1	0,7	Clorita (Débil)
Epidota	<<1	-	-	-	
<b>Observaciones:</b> Cuarzos con extinción ondulosa.					

<b>Muestra:</b>	CPK-169
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.170.699 N 340.080 E
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Monzogranito
<b>Textura principal:</b>	Hipidiomórfica granular de grano medio
<b>Texturas locales:</b>	Poiquilitica, cristales de ortoclasa englobando plagioclasa, biotita y cuarzo



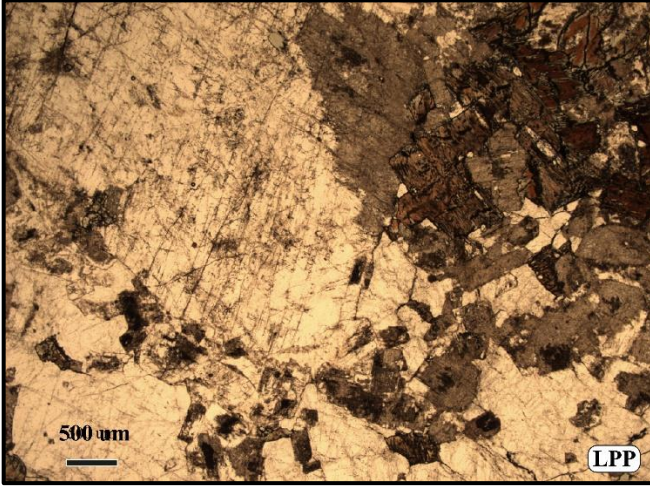
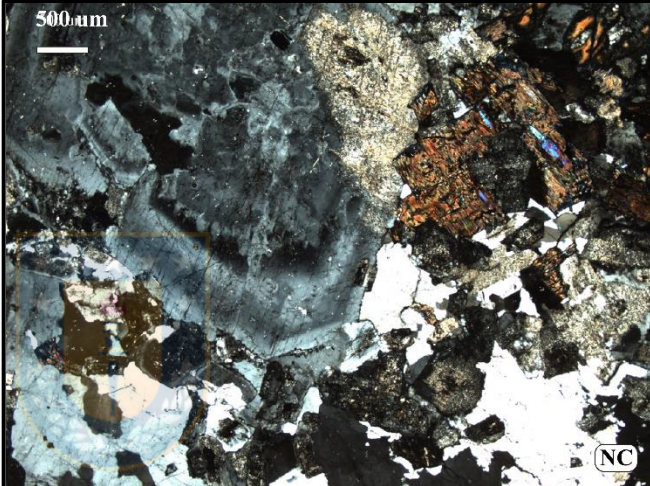
Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
Ortoclasa	27	Anhedral	5-8	7	Arcillas (Débil)
Plagioclasa	42	Subhedral	0,5-4,5	2	Sericita, Arcillas (Moderada)
Cuarzo	22	Subhedral	0,1-3	1	
Biotita	9	Subhedral	0,1-1	1	Clorita (Débil)
<b>Observaciones:</b> Cristales gruesos de ortoclasa engloban los cristales restantes. Cuarzo con extinción ondulosa.					

<b>Muestra:</b>	CPK-170
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.168.523 N 338.825 E
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Tonalita
<b>Textura principal:</b>	Hipidiomórfica granular de grano fino-medio
<b>Texturas locales:</b>	Embahiamiento de cristales de cuarzo



Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
Cuarzo	27	Anhedral	0,2-2,2	1	Sericita, Arcillas (Moderada) Clorita, Epidota (Débil) Arcillas (Débil)
Plagioclasa	53	Subhedral	0,25-3	1	
Biotita	17	Subhedral	0,08-2	0,8	
Ortoclasa	3	Anhedral	0,4-1,9	0,4	
Anfíbol	<1	Subhedral	0,1-0,5	0,3	
<b>Observaciones:</b> Extinción ondulosa en cristales de cuarzo.					



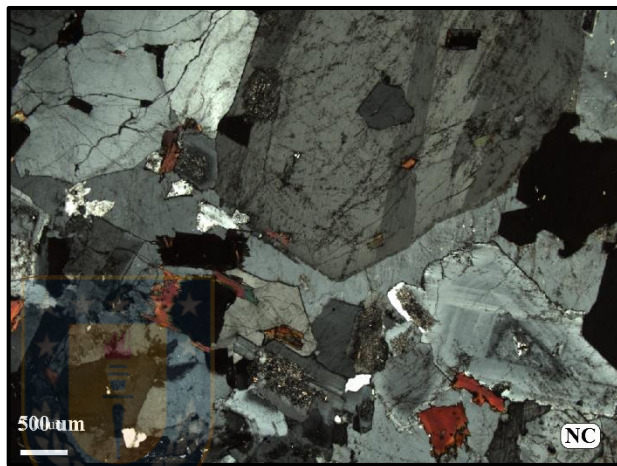
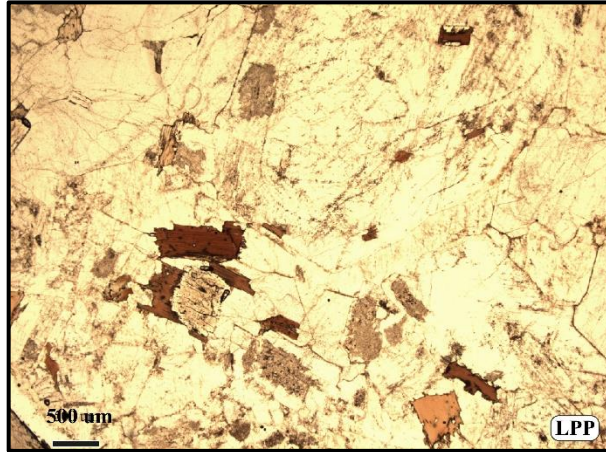
<b>Muestra:</b>	CPK-171	
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.166.466 N 336.494 E	
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Granodiorita	
<b>Textura principal:</b>	Porfídica con masa fundamental hipidiomórfica granular de grano medio-fino	
<b>Texturas locales:</b>		
		

Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
<i>Fenocristales</i>	5				
Cuarzo	2	Anhedral	3-3,5	3,5	
Plagioclasa	2	Subhedral	5,5-6	6	Sericita, Arcillas (Fuerte)
Anfíbola	1	Subhedral	6	6	Clorita, Biotita (Fuerte)
Biotita	<1	Subhedral	3	3	Epidota, Mica, Clorita (M)
<i>Masa fundamental</i>	95				
Biotita	9	Subhedral	0,35-1,2	0,7	Clorita, Epidota (M)
Anfíbola	2	Subhedral	0,5-1,7	1	Clorita, Biotita (Fuerte)
Ortoclasa	6	Anhedral	0,45-3	0,9	Arcillas (Moderada)
Plagioclasa	45	Subhedral	0,25-3,5	1	Sericita, Arcillas (Fuerte)
Cuarzo	33	Anhedral	0,15-2,5	1,1	

**Observaciones:** Cuarzo presenta extinción ondulosa y textura de embahiamiento. Localmente, las anfíbolas se presentan en cúmulos. Epidotas alargadas dentro de biotita. M: Moderada.



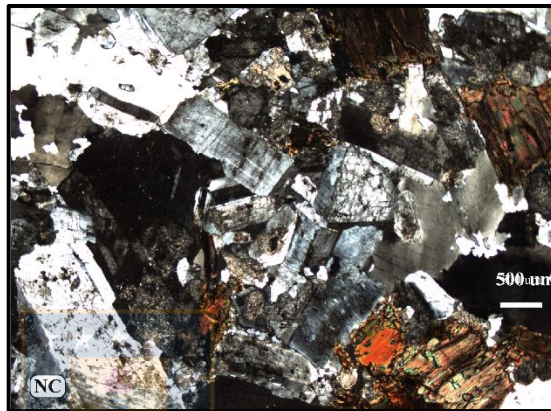
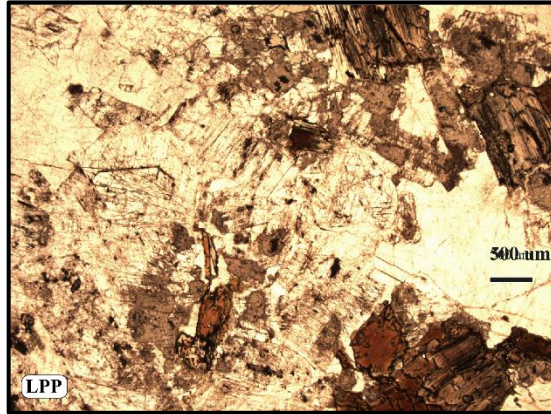
<b>Muestra:</b>	CPV-024
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.155.283 N 341.445 E
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Monzogranito
<b>Textura principal:</b>	Levemente porfídica con masa fundamental hipidiomórfica granular de grano medio
<b>Texturas locales:</b>	Poiquilítica, fenocristal de ortoclasa englobando cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita



Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
<i>Fenocristales</i>	7				
Plagioclasa	2	Euhedral	6	6	Arcillas (Fuerte)
Ortoclasa	5	Anhedral	15	15	Arcillas (Débil)
<i>Masa fundamental</i>	95				
Plagioclasa	23	Subhedral	0,5-3	2	Sericita, Arcillas (Fuerte)
Cuarzo	32	Subhedral	0,2-3	1,9	
Ortoclasa	25	Anhedral	0,8-6	2	Arcillas (Débil)
Muscovita	1	Subhedral	0,1-0,4	0,2	
Biotita	13	Subhedral	0,2-2	0,9	Clorita (Débil)
Circón	<<1	Euhedral	0,2	0,2	

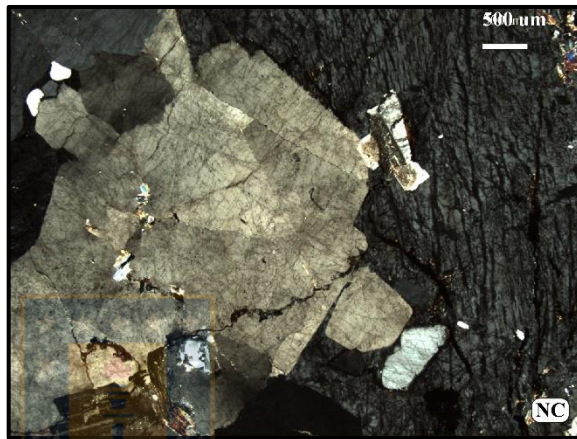
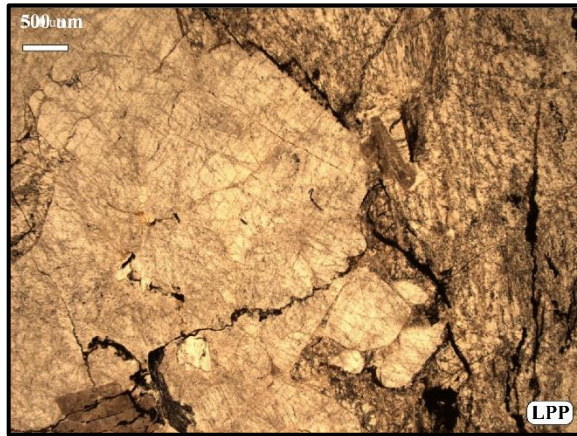
**Observaciones:** Cuarzos con extinción ondulosa.

<b>Muestra:</b>	CPV-032
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.165.368 N 337.461 E
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Tonalita
<b>Textura principal:</b>	Hipidiomórfica granular de grano medio
<b>Texturas locales:</b>	



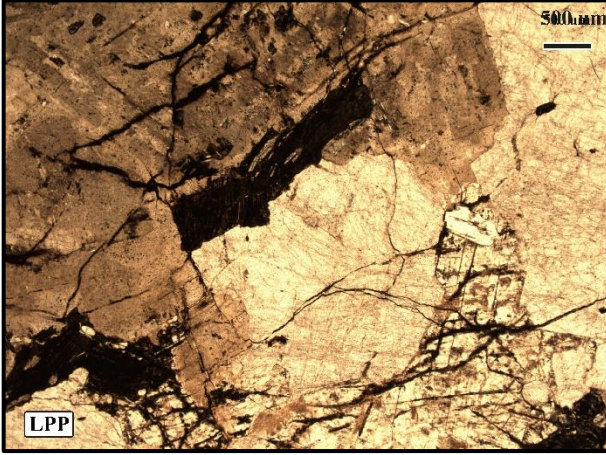
Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
Plagioclasa	46	Subhedral	0,45-4,9	2	Sericita, Arcillas (Fuerte)
Cuarzo	34	Subhedral	0,2-5	2	
Biotita	14	Subhedral	0,3-2	0,7	Clorita (Débil)
Anfíbola	5	Subhedral	0,1-2	1	Biotita (Fuerte)
Circón	<<1	Euhedral	0,4	0,4	
<b>Observaciones:</b> Cuarzos con extinción ondulosa. Cristal de circón alojado en biotita.					

<b>Muestra:</b>	CPV-110
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.135.059 N 334.230 E
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Sienogranito
<b>Textura principal:</b>	Hipidomórfica granular de grano grueso-medio
<b>Texturas locales:</b>	Pertítica en cristales de ortoclasa

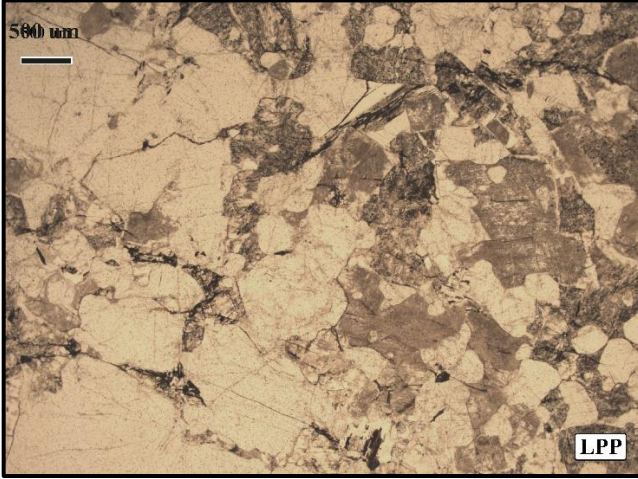
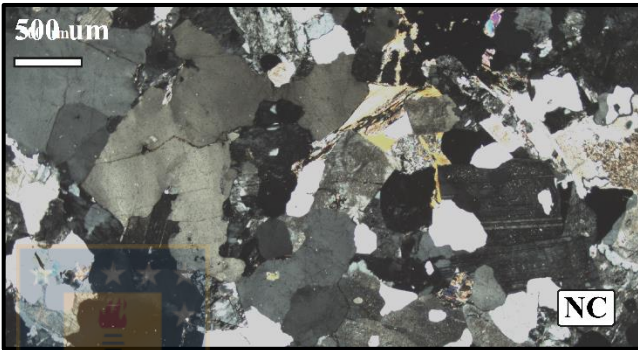


Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
Cuarzo	34	Subhedral	0,2-6	2	Sericita, Arcillas (Débil) Arcillas (Moderada)
Plagioclasa	15	Subhedral	0,5-3	1	
Ortoclasa	40	Subhedral	2-9	6	
Muscovita	3	Subhedral	0,15-1	0,4	
Calcita	2	Cavidades	-	-	
Limonita	6	Vetillas	-	0,03	
Xenolitos metamórficos	<1	Subhedral	0,5-1	1	
<b>Observaciones:</b> Extinción levemente ondulosa en cristales de cuarzo. Vetillas discontinuas de limonita y otros óxidos de hierro. Cavidades rellenas con calcita tienen un tamaño máximo de 2 mm de alargamiento.					



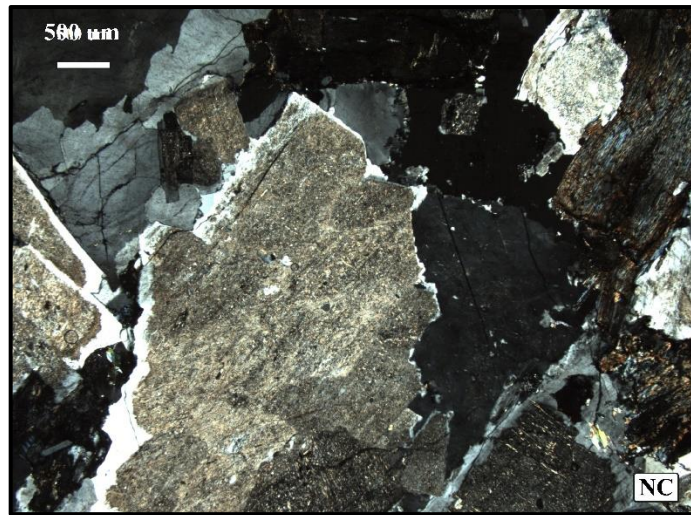
<b>Muestra:</b>	CPV-111	
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.132.652 N 334.789 E	
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Monzogranito	
<b>Textura principal:</b>	Porfídica con masa fundamental hipidiomórfica granular de grano medio	
<b>Texturas locales:</b>	Pertítica en algunos cristales de ortoclasa. Poiquilitica en fenocristal, englobando cuarzo, plagioclasa y muscovita	

Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
<i>Fenocristales</i>	18				
Ortoclasa	18	Subhedral	22	22	Arcillas (Débil)
<i>Masa fundamental</i>	82				
Plagioclasa	26	Subhedral	0,4-4,9	2,2	Sericita, Arcillas (Fuerte)
Ortoclasa	9	Subhedral	0,8-7	5	Arcillas (Débil)
Muscovita	5	Anhedral	0,3-1	0,6	
Biotita	10	Subhedral	0,7-3	2,5	Muscovita, Epidota (Débil)
Cuarzo	34	Anhedral	0,5-3,8	1,9	
<b>Observaciones:</b> Cavidad alargada rellena con calcita (eje máximo de 4 mm). Fenocristal de ortoclasa con macla simple. Cristales de cuarzo con extinción ondulosa.					

<b>Muestra:</b>	CPV-113	
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.133.763 N 338.083 E	
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Monzogranito	
<b>Textura principal:</b>	Porfídica con masa fundamental hipidiomórfica granular de grano medio-fino	
<b>Texturas locales:</b>		
		

Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
<i>Fenocristales</i>	8				
Cuarzo	4	Subhedral	2-4,9	3	Arcillas (Débil) Sericita, Arcillas (Moderada)
Ortoclasa	2	Anhedral	3,5-3,8	3,8	
Plagioclasa	2	Subhedral	2,2-4	4	
<i>Masa fundamental</i>	92				
Cuarzo	36	Subhedral	0,2-1,5	0,8	Sericita, Arcillas (Moderada) Óxidos de Fe (Fuerte)
Plagioclasa	23	Subhedral	0,4-1,6	1,2	
Biotita	2	Subhedral	0,15-0,7	0,4	
Muscovita	8	Subhedral	0,1-1,2	0,5	Arcillas (Débil)
Microclina	2	Subhedral	0,7-1,8	1,8	
Ortoclasa	13	Anhedral	0,6-2	1,6	
Limonita	8	Vetillas	-	0,01	
<b>Observaciones:</b> Cuarzo presenta extinción ondulosa y textura de embahiamiento. Vetillas discontinuas de limonita y en cúmulos.					


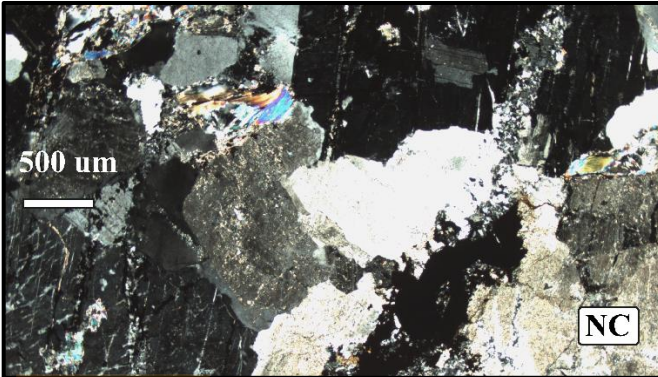
<b>Muestra:</b>	CPV-114
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.132.809 N 332.185 E
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Granodiorita
<b>Textura principal:</b>	Porfídica con masa fundamental hipidiomórfica granular de grano medio
<b>Texturas locales:</b>	Pertítica en algunos cristales de ortoclasa. Poiquilitica en fenocristal, englobando plagioclasa



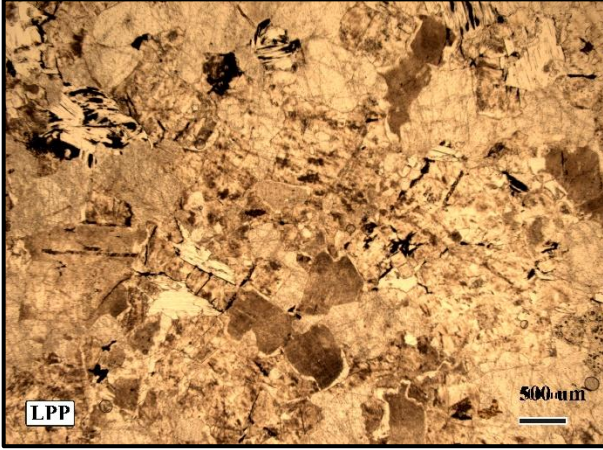
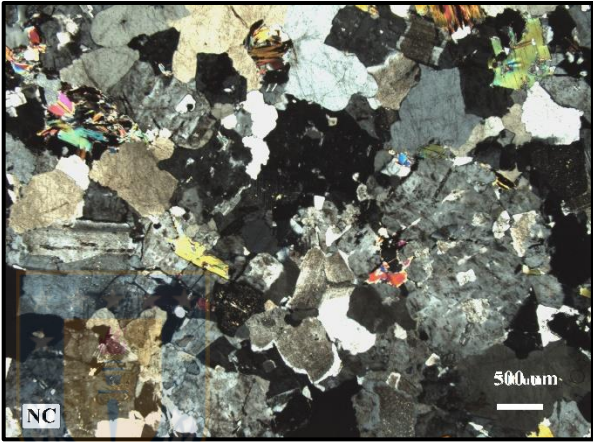
Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
<i>Fenocristales</i>	15				
Ortoclasa	15	Subhedral	0,9-1,5	1,5	Arcillas (Débil)
<i>Masa fundamental</i>	85				
Plagioclasa	37	Subhedral	0,5-4	2,1	Sericita, Arcillas (Fuerte)
Ortoclasa	5	Anhedral	1,8-3,2	3,2	Arcillas (Débil)
Muscovita	3	Subhedral	0,07-0,8	0,6	
Biotita	7	Subhedral	0,3-5,1	1,5	Clorita, Epidota, Óxidos de Fe (F)
Cuarzo	32	Anhedral	0,2-6,3	2	

**Observaciones:** Cuarzo presenta extinción ondulosa. Biotita alterada pervasivamente a clorita.  
F: Fuerte.



<b>Muestra:</b>	CPV-117	
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.126.093 N 338.709 E	
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen (1974)</i>	Monzogranito	
<b>Textura principal:</b>	Hipidiomórfica granular de grano medio-grueso	
<b>Texturas locales:</b>	Pertítica en cristales de ortoclasa	

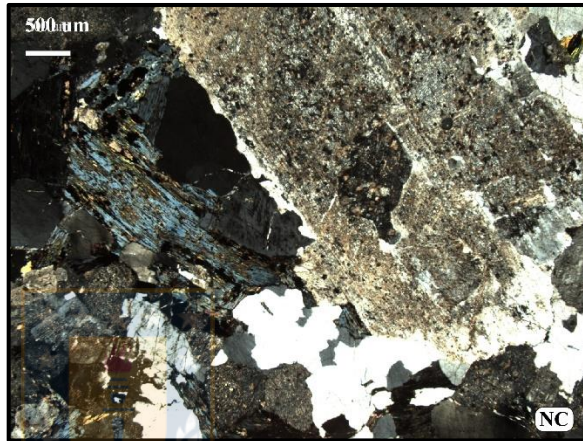
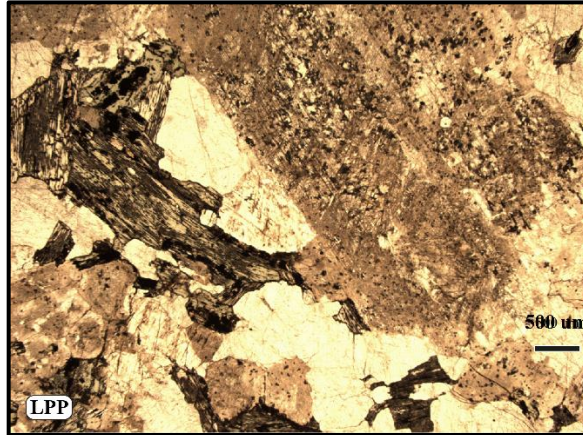
Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
Plagioclasa	31	Subhedral	1-5	20	Sericita, Arcillas (Fuerte) Arcillas (Moderada)
Ortoclasa	21	Subhedral	1-10	5	
Cuarzo	40	Anhedral	0,55-4,7	1,9	Clorita, Óxidos de Fe (Fuerte)
Biotita	1	Subhedral	0,2	0,2	
Muscovita	4	Subhedral	0,2-1	0,4	
Limonita	3	Vetillas	-	0,01	
<b>Observaciones:</b> Vetillas finas de limonita (alrededor del 3%). Ortoclasa con macla simple y pertitas. Vetillas de limonita acompañada con minerales opacos, en ocasiones, vetillas de cuarzo, arcillas, muscovita y opacos.					

<b>Muestra:</b>	CPV-119	
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.127.659 N 338.044 E	
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Monzogranito	
<b>Textura principal:</b>	Levemente porfídica con masa fundamental hipidiomórfica granular de grano fino	
<b>Texturas locales:</b>	Poiquilitica, cristales de ortoclasa englobando pequeños cristales de cuarzo	

Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
<i>Fenocristales</i>	5				
Plagioclasa	3	Subhedral	5-6	6	Sericita, Arcillas (Fuerte)
Cuarzo	2	Subhedral	4-7	7	
<i>Masa fundamental</i>	95				
Plagioclasa	32	Subhedral	0,4-3	1	Sericita, Arcillas (Fuerte) Arcillas (Moderada)
Ortoclasa	25	Anhedral	0,5-2,2	0,9	
Cuarzo	28	Subhedral	0,1-3	1	Clorita, Óx. De Fe (Fuerte) Óxidos de Fe (Débil)
Biotita	2	Subhedral	0,17-2,1	2,1	
Muscovita	6	Subhedral	0,2-0,7	0,5	
Calcita	1	Vetilla	-	1	
Xenolitos metamórficos	1	Subhedral	3	3	

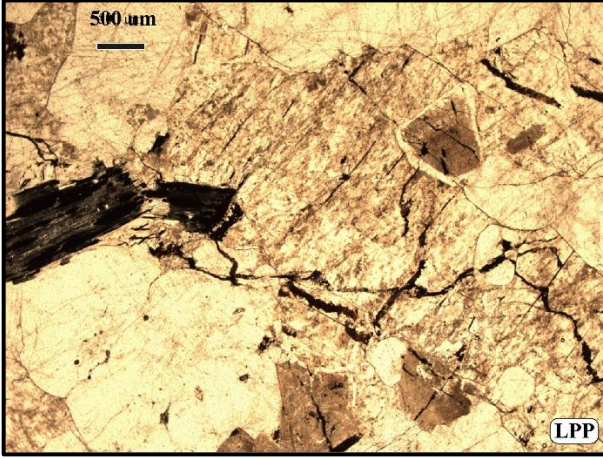
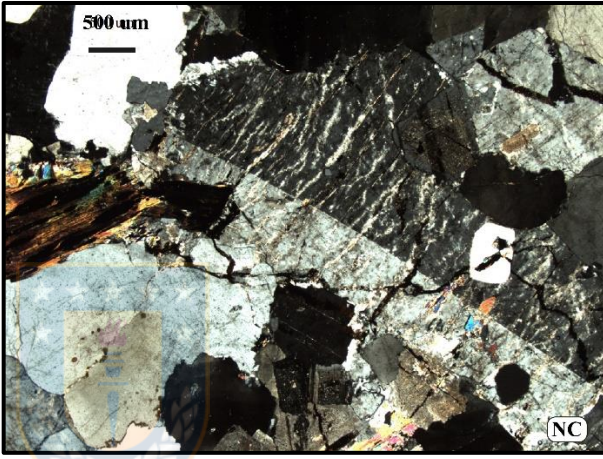
**Observaciones:** Vetilla de calcita (~1 mm), las micas presentan alteración/segregación de óxidos de hierro, posiblemente hematita, entre otros. Xenolitos metamórficos son reconocidos por bandeamiento de micas y porfiroblastos (fuertemente alterados a óxidos de hierro).

<b>Muestra:</b>	CPV-122
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.135.229 N 336.128 E
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Monzogranito
<b>Textura principal:</b>	Porfídica con masa fundamental hipidiomórfica granular de grano medio
<b>Texturas locales:</b>	



Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
<i>Fenocristales</i>	20				
Cuarzo	15	Anhedral	4-6	4	Sericita, Arcillas (Moderada)
Plagioclasa	5	Subhedral	5	5	
<i>Masa fundamental</i>	80				
Cuarzo	16	Anhedral	2,5-0,3	1	Sericita, Arcillas (Moderada)
Plagioclasa	23	Subhedral	2-0,5	1,5	
Ortoclasa	24	Subhedral	2-0,7	0,7	Arcillas (Débil)
Biotita	13	Subhedral	2-0,15	0,8	Clorita, Epidota, Óx de Fe (F)
Muscovita	4	Subhedral	1,1-0,04	0,6	
Anfíbola	<1	Subhedral	1	1	
Calcita	<1	Vetillas			
<b>Observaciones:</b> Presenta una vetilla de calcita de espesor 0,5 mm. Cuarzos con extinción ondulosa.					



<b>Muestra:</b>	CPV-124	
<b>Coordenadas:</b> 19J – WGS84	7.135.031 N 334.583 E	
<b>Clasificación:</b> <i>Streckeisen</i> (1974)	Sienogranito	
<b>Textura principal:</b>	Hipidiomórfica granular de grano grueso	
<b>Texturas locales:</b>	Pertítica en cristales de ortoclasa	
		

Composición	%	Forma	Rango de tamaño (mm)	Moda (mm)	Tipo y grado de alteración
Cuarzo	33	Subhedral	0,6-8	6	Sericita, Arcillas (Moderada) Clorita, Óx, de Fe (Moderada)
Plagioclasa	16	Subhedral	0,7-5	2	
Biotita	2	Subhedral	0,07-1	0,2	Arcillas (Débil)
Muscovita	3	Subhedral	0,3-2,5	0,4	
Ortoclasa	37	Subhedral	1,9-6	5	
Calcita	1	Cavidades	-	-	
Xenolitos metamórficos	6	Subhedral	0,7-4	1,1	
<b>Observaciones:</b> Cuarzo presenta extinción ondulosa y textura de embahiamiento. Cavidades rellenas con calcita entre 7-0,5 mm de largo.					

## **ANEXO II**

Geoquímica



**Tabla 2.1 Análisis geoquímico para Complejo Plutónico Cifuncho y Granitos del Carbonífero Sup.**

Sample	IV-258	GSS-07	CPE-010	CPV-124	CPK-045
Unidad	Granitos del Carbonífero Superior	Granitos del Carbonífero Superior	Complejo Plutónico Cifuncho (Monzogranitos de biotita y de biotita-anfíbola)	Complejo Plutónico Cifuncho (Granitos de biotita)	Complejo Plutónico Cifuncho (Monzogranitos de biotita y de biotita-anfíbola)
Litología	Granito	Granito	Granodiorita	Granito	Tonalita
East	443108	424786	329647	334583	334885
North	7678619	7649513	7138155	7135031	7174818

% wt

SiO <sub>2</sub>	73,07	74,02	71,36	74,75	65,81
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,21	0,52	0,18	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,42	13,83	14,19	14,56	15,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	0,69	0,96	0,48	1,09
FeO	1,15	1,38	2,39	0,95	2,73
FeO Medido	1,72	2,07	3,34	1,43	3,83
FeO*	1,61	1,93	3,10	1,33	3,55
MnO	0,04	0,03	0,04	0,03	0,06
MgO	0,53	1,05	1,25	0,25	3,28
CaO	1,23	1,09	2,01	0,76	4,16
Na <sub>2</sub> O	4	4	3	3	3
K <sub>2</sub> O	4,75	3,70	4,18	4,94	2,49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,05	0,14	0,09	0,14
LOI	0,47	0,03	0,08	0,10	0,08
Total	99,84	99,76	99,97	99,82	99,61

ppm

La	20,01	30,26	35,73	13,27	22,81
Ce	41,08	101,74	72,01	21,97	38,87
Pr	5,13	8,02	8,49	2,80	4,08
Nd	19,48	28,96	31,13	9,79	14,77
Sm	5,16	6,64	6,11	2,29	2,96
Eu	0,50	1,25	1,22	0,35	0,97
Gd	4,19	6,10	6,60	1,87	2,94
Tb	0,51	1,05	0,93	0,27	0,45
Dy	2,18	5,36	5,01	1,30	2,42
Ho	0,33	1,05	0,82	0,18	0,47
Er	0,91	2,84	2,30	0,52	1,33
Tm	0,15	0,48	0,35	0,11	0,19

Continúa en la página 158



Continuación Tabla 2.1

Sample	IV-258	GSS-07	CPE-010	CPV-124	CPK-045
Yb	0,85	2,65	1,92	0,64	1,17
Lu	0,14	0,43	0,28	0,11	0,18
Y	89,54	57,91	61,68	66,79	23,32
Sc	N, D,	N, D,	N, D,	7	N, D,
Hf	0,44	2,10	1,19	1,39	1,91
Nb	11	10	13	8	12
Ta	3,69	4,76	5,50	2,60	1,22
Th	13,89	12,05	13,98	5,77	6,70
Zn	18,15	55,22	66,29	12,28	63,77
Co	30,35	29,60	29,07	30,22	29,07
Ni	4,60	5,01	11,76	7,71	17,46
Ba	586,07	920,53	688,50	205,92	683,73
Cr	17,88	28,18	46,05	30,27	59,86
V	N, D,	19,32	46,24	N, D,	49,54
Cu	N, D,	N, D,	9,69	6,73	33,92
Sr	43,02	127,88	171,27	52,34	487,00
Zr	84,43	193,66	196,08	100,15	153,98
Rb	226,91	163,35	175,32	252,45	105,02
U	2,11	1,54	1,42	3,61	1,12
Cs	5,12	7,17	5,27	6,43	3,39
Pb	29,90	76,13	30,44	41,08	17,87

Continúa en la página 159

Continuación Tabla 2.1

Sample	CPK-163	CPK-167	CPK-169	CPK-170	CPK-001
Unidad	Complejo Plutónico Cifuncho (Monzogranitos de biotita y de biotita-anfíbola)	Complejo Plutónico Cifuncho (Monzogranitos de biotita y de biotita-anfíbola)	Complejo Plutónico Cifuncho (Monzogranitos de biotita y de biotita-anfíbola)	Complejo Plutónico Cifuncho (Monzogranitos de biotita y de biotita-anfíbola)	Complejo Plutónico Cifuncho (Monzogranitos de biotita y de biotita-anfíbola)
Litología	Tonalita	Granito	Granito	Tonalita	Granodiorita
East	336564	341513	340080	338825	337785
North	7177736	7171096	7170699	7168523	7162206

% wt

SiO <sub>2</sub>	64,99	74,79	70,85	66,38	68,77
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,11	0,33	0,46	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,52	13,89	15,17	16,26	15,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,12	0,34	0,85	0,98	0,90
FeO	2,80	0,69	1,71	2,45	2,24
FeO Medido	3,92	1,03	2,56	3,42	3,13
FeO*	3,64	0,96	2,39	3,18	2,91
MnO	0,06	0,03	0,04	0,06	0,05
MgO	3,56	0,58	1,50	2,82	2,25
CaO	4,61	1,32	2,62	4,16	3,01
Na <sub>2</sub> O	3	4	4	3	4
K <sub>2</sub> O	1,82	3,92	2,72	2,57	2,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,03	0,09	0,13	0,10
LOI	0,10	0,11	0,15	0,08	0,14
Total	99,56	99,53	99,65	99,78	99,57

ppm

La	22,02	23,23	34,38	31,86	25,89
Ce	34,21	42,88	62,45	48,44	40,88
Pr	3,58	5,04	6,06	5,13	4,57
Nd	13,27	19,64	21,94	18,44	17,03
Sm	2,61	4,85	4,40	3,49	3,80
Eu	0,88	0,49	0,77	0,81	0,88
Gd	2,59	4,50	4,48	3,39	4,17
Tb	0,37	0,64	0,68	0,50	0,66

Continúa en la página 160

Continuación Tabla 2.1

Sample	CPK-163	CPK-167	CPK-169	CPK-170	CPK-001
Dy	2,10	3,27	3,85	2,78	3,88
Ho	0,41	0,59	0,75	0,55	0,77
Er	1,11	1,64	2,17	1,59	2,25
Tm	0,15	0,23	0,30	0,20	0,32
Yb	1,04	1,55	2,06	1,33	2,06
Lu	0,14	0,24	0,30	0,19	0,31
Y	18,51	85,92	42,16	30,16	43,77
Sc	N, D,	N, D,	N, D,	N, D,	8
Hf	0,55	2,94	3,63	0,98	2,70
Nb	10	12	14	12	13
Ta	N, D,	1,48	0,68	0,00	0,93
Th	5,57	14,73	12,50	9,86	7,41
Zn	67,93	N, D,	52,11	58,22	61,29
Co	29,10	30,37	29,75	29,38	29,25
Ni	21,81	6,36	9,32	18,53	11,83
Ba	553,12	423,74	525,34	594,18	613,31
Cr	66,87	25,61	34,31	52,13	44,92
V	52,15	N, D,	22,75	43,32	32,50
Cu	20,01	5,94	17,92	23,64	7,78
Sr	502,14	136,38	256,42	468,76	300,40
Zr	161,67	100,65	158,14	165,78	142,62
Rb	86,76	234,57	121,67	119,59	146,39
U	1,55	3,31	2,43	1,87	1,17
Cs	4,08	5,96	5,72	4,63	3,61
Pb	16,77	34,02	24,01	20,06	21,61

Continúa en la página 156

Continuación Tabla 2.1

Sample	CPK-005	CPV-024	CPV-032	CPV-111	CPV-114
Unidad	Complejo Plutónico Cifuncho (Monzogranitos de biotita y de biotita-anfíbola)	Complejo Plutónico Cifuncho (Monzogranitos de biotita y de biotita-anfíbola)	Complejo Plutónico Cifuncho (Monzogranitos de biotita y de biotita-anfíbola)	Complejo Plutónico Cifuncho (Granitos de biotita)	Complejo Plutónico Cifuncho (Monzogranitos de biotita y de biotita-anfíbola)
Litología	Granito	Granito	Tonalita	Granito	Granodiorita
East	334158	341445	337461	334789	332185
North	7161384	7155283	7165368	7132652	7132809

% wt

SiO <sub>2</sub>	71,58	72,45	62,83	70,92	69,20
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,25	0,63	0,48	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,97	14,56	15,86	15,13	14,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,91	0,70	1,30	0,95	1,09
FeO	1,83	1,40	3,26	1,89	2,72
FeO Medido	2,74	2,10	4,56	2,84	3,81
FeO*	2,56	1,96	4,23	2,65	3,54
MnO	0,05	0,04	0,07	0,04	0,05
MgO	1,27	1,17	3,83	1,13	1,83
CaO	1,58	1,60	3,35	1,57	1,81
Na <sub>2</sub> O	4	3	3	3	3
K <sub>2</sub> O	3,27	3,76	3,17	4,44	4,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,08	0,15	0,12	0,15
LOI	0,13	0,11	0,09	0,13	0,10
Total	99,76	99,56	97,65	99,50	99,85

ppm

La	38,41	31,60	46,96	32,65	44,66
Ce	69,49	54,57	76,82	58,41	78,20
Pr	7,58	6,01	7,97	6,61	8,82
Nd	28,74	22,42	28,26	24,99	32,73
Sm	5,90	4,77	5,07	5,13	7,10
Eu	0,84	0,72	1,02	0,74	1,17
Gd	5,85	4,67	5,01	4,56	7,43
Tb	0,88	0,67	0,71	0,58	1,14
Dy	4,74	3,65	4,00	2,63	6,43
Ho	0,93	0,69	0,77	0,42	1,22

Continúa en la página 162

Continuación Tabla 2.1

Sample	CPK-005	CPV-024	CPV-032	CPV-111	CPV-114
Er	2,79	1,90	2,25	1,10	3,39
Tm	0,37	0,26	0,31	0,14	0,44
Yb	2,46	1,67	1,95	0,86	2,76
Lu	0,36	0,25	0,30	0,13	0,38
Y	60,04	62,75	39,90	71,45	70,84
Sc	N, D,	N, D,	7	N, D,	N, D,
Hf	2,41	2,66	2,53	0,44	1,80
Nb	12	11	12	12	14
Ta	1,21	1,59	1,11	0,06	1,69
Th	13,71	11,16	11,08	12,76	14,87
Zn	50,85	48,83	76,14	55,51	82,22
Co	29,44	29,90	28,71	29,46	28,78
Ni	8,82	9,35	17,95	13,30	11,68
Ba	491,56	558,85	617,00	550,85	862,31
Cr	38,44	39,24	59,32	39,80	40,35
V	18,29	17,81	61,14	42,68	48,86
Cu	10,26	9,19	24,13	6,83	17,09
Sr	237,22	184,89	355,38	118,59	194,01
Zr	166,68	125,63	160,38	196,45	204,53
Rb	148,27	187,38	142,46	208,80	190,44
U	1,50	1,76	1,52	1,15	1,92
Cs	4,27	6,63	3,52	7,29	4,26
Pb	26,16	25,97	19,18	31,28	28,74

FeO\*: Hierro total recalculado a hierro ferroso; FeO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: Hierro ferroso y férrico calculado a partir del hierro medido (FeO Medido); N. D.: Sin medición, Técnicas analíticas: XRF y ICP-MS.





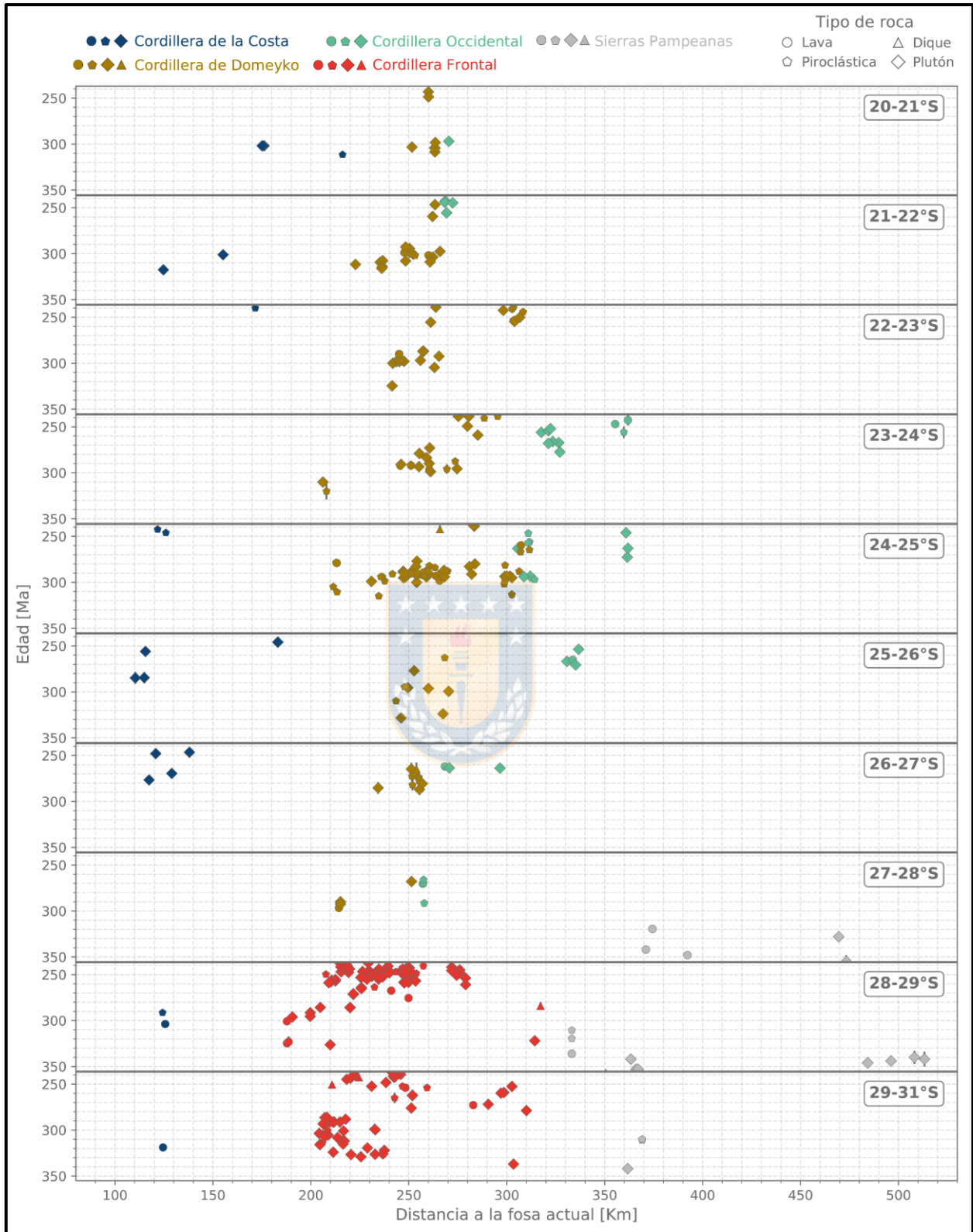


Figura 2.1. Distribución de edades de cristalización (U-Pb y Ar-Ar) por latitud.

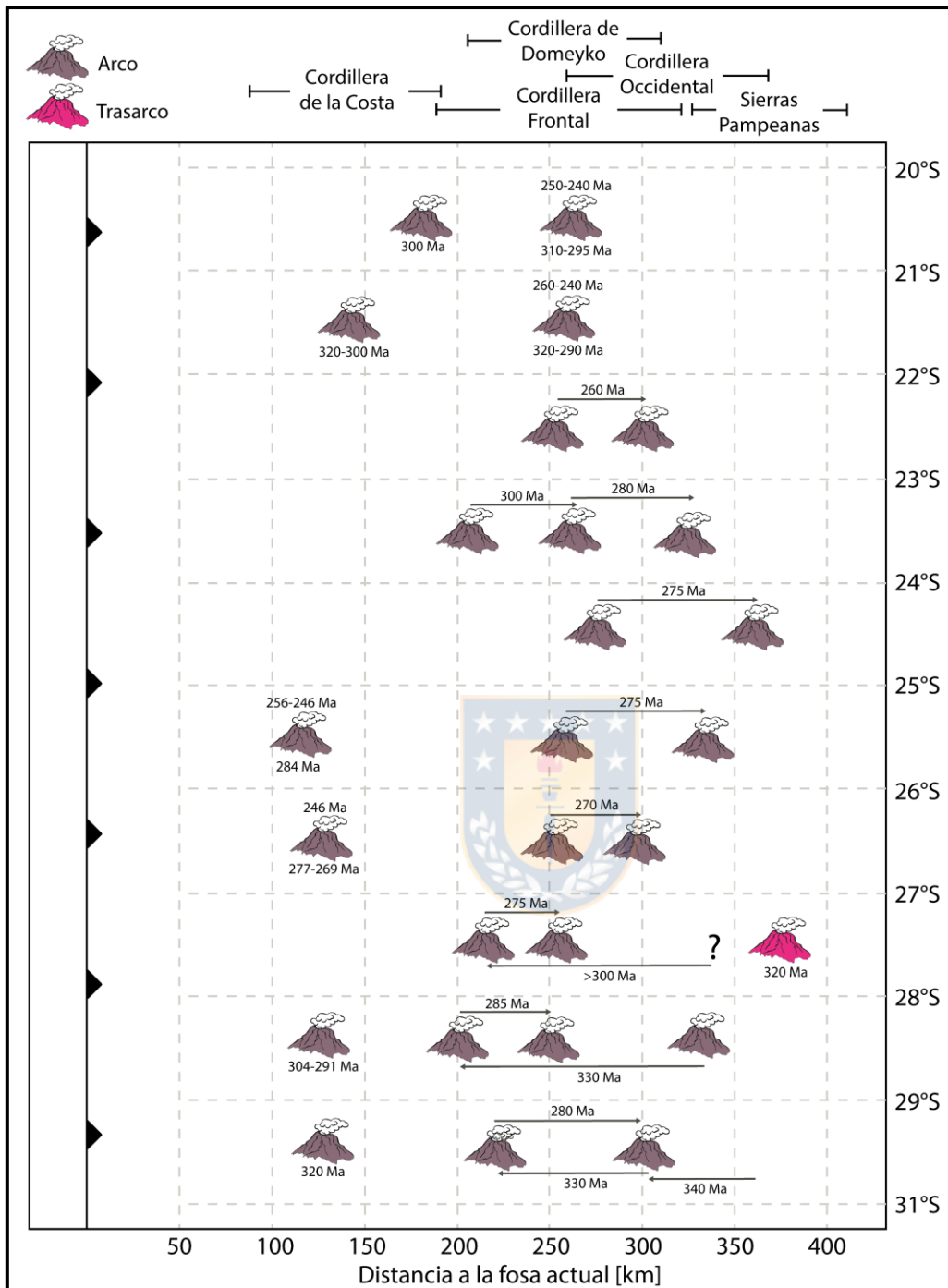


Figura 2.2. Resumen simplificado de los movimientos del arco magmático en el Carbonífero-Triásico Medio. Basado en Figura 2.1. Se observan dos movimientos principales (1) movimiento hacia el oeste desde las Sierras Pampeanas al oeste aproximadamente a los 330 Ma entre los 27-31°S, (2) movimiento hacia el este entre los 285-270 Ma, excepto entre los 22-23°S, donde ocurre ~260 Ma. Notablemente, este movimiento se produce de manera diacrónica sin tener un patrón determinado. También se destaca que este movimiento hacia el este ocurre entre los 22-31°S, sin existir evidencias geocronológicas al norte de esta latitud. Figura basada en edades de cristalización U-Pb (94%) y Ar-Ar (6%) mostradas en Figura 2.1.