



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ESTUDIO GEOQUÍMICO Y GEOCRONOLÓGICO DE U-Pb DEL
BATOLITO DE LA COSTA, NORTE DE CHILE, ENTRE LOS 26°26'S Y
25°60'S.**

RICARDO LOBOS VILLALOBOS

Copiapó, Chile 2022



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ESTUDIO GEOQUÍMICO Y GEOCRONOLÓGICO DE U-Pb DEL
BATOLITO DE LA COSTA, NORTE DE CHILE, ENTRE LOS 26°26'S Y
25°60'S.**

“Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el
título de Geólogo”

Profesora guía Natalia Rodríguez

Ricardo Lobos Villalobos

Copiapó, Chile 2022

*Dedicado a mi familia y amigos,
que tanto me han ayudado en mi carrera.*

*Solo somos una raza de monos avanzados
en un planeta más pequeño que una estrella promedio.
Pero podemos entender el universo.
Eso nos hace muy especiales.*

“Stephen Hawking”

AGRADECIMIENTO

Primero que todo quiero dar las gracias a mi familia. Mi hermana Valeria por el apoyo incondicional, mi hermano Nicolás por el apoyo y el esfuerzo que hizo al ayudarme en la estadía en Copiapó y en especial a las personas que me dieron la vida, esas dos personitas que se han partido el lomo toda su vida para sacar adelante a mis hermanos y a mí. Que dejaron de comer, de vestir, de disfrutar por darnos lo que más necesitábamos. Ellos me enseñaron que todo es posible, que solo necesitamos mucho esfuerzo, cariño y amor para alcanzar nuestros sueños. Agradecido por todos los valores que me han brindado durante toda mi vida, la humildad, la responsabilidad, la solidaridad y el gran profesionalismo que entregamos cada día en nuestras vidas y trabajos. Gracias Nelson por nunca rendirte, por ser el hombre más trabajador, caballero y responsable que conozco. Y gracias, Elvira por ser la madre perfecta, por ser el pilar que sostiene a nuestra familia y porque siempre nos guías para tomar el camino correcto.

La realización de esta tesis fue posible gracias a la colaboración del departamento de geología y la ayuda de la profesora Natalia Rodríguez. Un maestro es una brújula que activa los imanes de la curiosidad, conocimiento y sabiduría en sus pupilos, gracias, profesora por la enseñanza y la paciencia que brindó durante todo el transcurso de este lindo proyecto.

Agradezco la colaboración de la profesora Paulina Fuentes, de mis compañeros Diego Guerra, Fabrizio Fuentes, Matías Alvarado, Cristian Ángel y Diego Rojas. Gracias por aportar un granito de arena, para que este trabajo se concretara.

Lo amigos son la familia que se escoge y agradezco a la vida por cruzarme en el camino a estas hermosas personas. Para Diego Guerra, Catalina Castro, Jordán Mena, Gonzalo Donoso, Eduardo Espinoza, Sebastián Carrasco, Matías Alvarado, Diego Cabezas, sin ustedes la vida universitaria hubiera sido aburrida y monótona, gracias por darle luz y colores cada día que compartimos juntos.

También agradecer a mis amigos más cercanos, mis amigos de toda la vida. Gracias Diego Rojas M., Alejandra Ledezma, Fernando Álvarez, Alejandro Martínez, Camila González y Christopher Silva. Aunque pasen días, meses o años, siempre me alegrare de verlos y tenerlos juntos en mi vida.

A veces uno piensa que lograr sueños, logros y metas es solamente por esfuerzo propio, pero no es así, muchas personas día a día aportan un granito de arena para que se logren las metas, ya sea, tu familia, amigos o también personas desconocidas. Esa persona de edad que ayudas y te agradece con una sonrisa de oreja a oreja y te da la motivación de seguir avanzando, para ese grupo niño que ayudas a sacar la pelota del árbol y te lo agradecen riendo y saltando para que sigan jugando, o simplemente un animal que ayudas o le das comida y mueve la cola. Agradezco a todas las personas con quien me he cruzado en mi vida, y me han dado una sonrisa. También fueron fundamental para lograr el sueño de terminar mi carrera y mis metas personales.

Muchas gracias...E.M.M.C.

RESUMEN

Chile está ubicado en el margen continental oeste de América del Sur, durante la mayor parte de su historia ha estado expuesto a bordes convergentes. La intensa actividad magmática está controlada por la dinámica de la placa litosférica, causando intrusiones de alto nivel, denominados batolitos. Estos representan grandes masas, transferidas desde las zonas profundas de la litosfera hacia la corteza continental superior, contribuyendo a la formación de masas continentales.

Este trabajo presenta un estudio detallado de las características petrográficas, geoquímicas y dataciones de U-Pb en circones de 11 plutones, ubicados entre los 26°26's y 25°60's. Todos ellos se encuentran dentro del Batolito de la Costa y aportaran nuevos antecedentes para la evolución tectono-magmática del margen occidental de Gondwana, durante los intervalos del Pérmico-Triásico y Jurásico-Cretácico.

Durante el periodo Pérmico-Triásico los cuerpos intrusivos presentan una composición ácida-intermedia, con texturas equigranulares, de granos muy gruesos a gruesos. Los resultados geoquímicos en roca total indican granitos metaluminosos y peraluminosos desarrollados en un ambiente de subducción, con magmatismo de arco asociado, fraccionamiento de piroxenos y plagioclasas. Las dataciones U-Pb en circones arrojan edades entre $273,2 \pm 1,4$ y $247,5 \pm 1,4$ Ma.

Sin embargo, durante el periodo Jurásico-Cretácico los intrusivos presentan composición básica, con textura equigranular, de grano medio a fino, no obstante, la geoquímica no es muy distinta a la anterior, corresponden a granitos metaluminosos desarrollados en un ambiente de subducción, con fraccionamiento de piroxenos y plagioclasas. Las dataciones U-Pb en circones arrojan edades entre $154,37 \pm 0,72$ y $127,58 \pm 0,75$ Ma.

Existe una clara diferencia entre algunas características del magmatismo Pérmico - Triásico y Jurásico-Cretácico Inferior, como el marcado carácter peraluminoso y su distribución geográfica tan dispersa y poco voluminosa en comparación con el cinturón N-S definido por los plutones del Jurásico y Cretácico en la Cordillera de la Costa.

INDICE DE CONTENIDO

RESUMEN.....	3
Capítulo 1: Introducción	12
1.1. Planteamiento del problema.....	12
1.2. Objetivos:.....	14
1.2.1. Objetivos General:	14
1.2.2. Objetivos Específicos:.....	14
1.3. Hipótesis	15
1.4. Área de estudio:	15
1.5. Trabajos anteriores.....	16
Capítulo 2: Estado del arte	21
2.1. Construcción Batolítica.....	25
2.2. Plutonismo y tectonismo.....	28
2.3. Metodologías aplicadas al estudio de los batolitos.	30
Capítulo 3: Marco geológico.....	37
3.1. Geología regional.....	37
3.1.1. Basamento Paleozoico:	37
3.1.2. Evento plutónico Pérmico – Triásico	39
3.1.3. Evento plutónico Jurásico – Cretácico	42
3.1.4. Sistemas de fallas	44
3.2. Geología Local:.....	45
3.2.1. Rocas Intrusivas	45
Capítulo 4: Metodologías:.....	52
4.1. Etapa de Gabinete I.....	52
4.2. Etapa de Terreno	52
4.2.1. Protocolo de muestreo.....	52
4.3. Etapa de Gabinete II.....	53
4.3.1. Descripción petrográfica	53
4.4. Análisis Geoquímico.....	54
4.5. Análisis geocronológico U-Th-Pb.....	55
Capítulo 5. Resultados	56
5.1. Petrografía.....	56
5.1.1. Rocas del Basamento Paleozoico	57
5.1.2. Muestra QQC-16-1.....	58

5.1.3. Muestra QQ-16-1	59
5.1.4. Muestra PA-16-1 y PA-16-2	60
5.1.5. Muestra PE-16-1.....	62
5.1.6. Muestra CC-16-1 y BA-16-1	63
5.1.7. Muestra CV-16-1 y CV-16-2.....	66
5.1.8. Muestra AN-16-1 y AN-16-2	67
.....	69
5.1.9. Muestra TZ-16-1 y TZ-16-2.....	69
5.1.10. Muestra SP-16-1	70
5.1.10. Muestra SA-16-1 y SA-16-2	71
5.2. Geoquímica	72
5.2.1. Elementos mayores.....	72
.....	77
5.2.2. Elementos trazas.....	80
5.3. Geocronología	90
5.3.1. PA-16-3: Monzogranito (Pluón Pan de Azúcar).....	90
5.3.2. CV-16-3 Monzogranito (Cerros de Vetado).....	93
5.3.3. AN-16-6 Diorita (Las Ánimas).....	96
5.3.4. TZ-16-2 Granodiorita (Las Tazas)	98
5.3.5. SA-16-2 Diorita (Sierra Áspera).....	101
Capítulo 6. Discusión	105
6.1. Evolución del magmatismo en el área de estudio	105
6.1.1. Magmatismo Pérmico-Triásico	105
6.1.2. Magmatismo Jurásico-Cretácico Inferior	109
6.2. Geocronología	112
6.3 Evolución tectónica.....	115
Capítulo 7. Conclusión.....	117
Referencias.....	118

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de ubicación de cuerpos intrusivos de dimensiones batolíticas emplazados de N-S.....	14
Figura 1.2: Izquierda: División política de Chile; Derecha: Mapa geográfico de la Región de Atacama, el rectángulo rojo representa la zona de estudio, ubicada en la ciudad de Chañaral, región de Atacama, norte de Chile. Imagen obtenida y modificada de Codorean (2014).....	16
Figura 2.1: Distribución geográfica de los batolitos del Paleozoico-Triásico tardío de los Andes frontales chilenos y del Batolito Costero del norte de Chile (desde los 20 ° S a 31 ° S), imagen obtenida de Del Rey <i>et al</i> 2016.	22
Figura 2.2: Distribución geográfica de rocas intrusivas y volcánicas Andinas entre las latitudes 23° a 25°S, obtenidas por Pichowiak S., 1994.....	23
Figura 2.3: Mapa que muestra la distribución de las rocas del Paleozoico Tardío al Triásico Tardío del norte de Chile entre las latitudes 26 ° y 31 ° S y la ubicación del Complejo Plutónico Elqui (granitoides del Carbonífero tardío-Pérmico) y el Complejo Plutónico Inguaguas (granitoides del Triásico).....	25
Figura 2.4: Forma y desarrollo en profundidad de plutones, según Vigneresse (1995), La mayor parte de los plutones profundizan hasta la zona de transición entre la corteza frágil y dúctil. Imagen obtenida por Llambias 2001.....	26
Figura 2.5: Distribución del Batolito Andino, con edades que van desde el Paleozoico hasta la actualidad. Imagen obtenida por Llambias 2001.....	27
Figura 2.6: Perfil esquemático, con indicación de granitos orogénicos Guanta-Montosa del Complejo Intrusivo Elqui provocados por subducción. Imagen obtenida de Mpodozis y Kay (1992).....	28
Figura 2.7: Perfil esquemático, con indicación de granitos Post-orogénicos Chollay, El León y Colorado del Complejo Intrusivo Inguaguas provocados por anatéxis. Imagen obtenida de Mpodozis y Kay (1992).....	29
Figura 2.8: Principio de funcionamiento del análisis XRF (extraído de: https://wpo-altertechnology.com/es/xrf-x-ray-fluorescence-spectroscopy-hi-rel-parts/).....	32
Figura 2.9. Diagrama esquemático de un espectrómetro de masas tipo sector magnético con multicolectores y un sistema de ablación laser. Extraído de Vroon <i>et al.</i> (2007).	33
Figura 2.10: La serie de desintegración de uranio y torio con los isotopos parentales de uranio 238, torio 232 y uranio 235	35
Figura 3.1: Mapa geológico que muestra la distribución de los estratos paleozoicos en la región entre 25° y 27° S en el norte de Chile. La Mélange se encuentra en las regiones costeras de Chañaral. Imagen obtenida de Bell 1987.....	38

Figura 3.2: Pérmico tardío: el cese de la subducción y el colapso extensional del orógeno.....	40
Figura 3.3: Modelo tectónico	41
Figura 3.4: Se observa el cambio de régimen y disminución de ángulo durante el Jurásico al Cretácico Tardío.....	43
Figura 3.5: Mapa geológico de la cordillera de la costa, desde Taltal a Flamenco, 26°30 a 27°. Sistema de Falla de Atacama cortando al Batolito Costero	45
<i>Figura 3.6:</i> Mapa de ubicación de los cuerpos intrusivos de dimensiones batolíticas emplazados de N-S, además de las formaciones metasedimentarias del Paleozoico y volcánicas del Jurásico. Imagen obtenida de SAS Planet y editada en el programa ArcGis 3.0.	51
Figura 4.1: Lupas 10x y 14x utilizadas para la descripción macroscópica de las rocas	53
Figura 4.2: Microscopio Leitz LABORLUX S utilizado para la descripción microscópica de la roca.	54
Figura 5.1: Complejo Epimetamórfico de Chañaral, corresponde a un afloramiento de filita, ubicada en las coordenadas UTM 338.187E, 7.106.991N. Se observan motas de cordierita, dando énfasis a una aureola de contacto.....	57
Figura 5.2: Inconformidad entre el Plutón Quebrada del Castillo y cuarcitas de la Formación Las Tórtolas. Foto obtenida en las coordenadas UTM 337.509E, 7.100.360N.....	58
Figura 5.3: Muestra obtenida en las coordenadas UTM 337.606E, 7.099.347N, observando cristales de grano grueso de plagioclasas, cuarzo y en menor cantidad de feldespato potásico, además de minerales máficos de biotita y anfíbol.	59
Figura 5.4: Muestra QQ-16-1 analizada en el microscopio. Se observa plagioclasas con maclas polisintéticas, feldespatos alterados a arcillas y cristales de moscovitas.	60
Figura 5.5: Contacto por falla N5E/73SW, entre el Plutón Pan de Azúcar y la Formación Las Tórtolas ubicada en las coordenadas UTM 344809E, 711567N .	61
Figura 5.6: A: Roca Plutónica ubicada en las coordenadas UTM 340.131E, 7.100.108N con mayor contenido de plagioclasas y cuarzo, altamente alterada. B: Roca plutónica ubicada en las coordenadas UTM 342.114E, 7.100.358N con mayor contenido de feldespato y cuarzo levemente alterada.	61
Figura 5.7: A: Plutón Peralillo intruyendo al Plutón Pan de Azúcar en las coordenadas UTM 336.507E, 7.097.510N. B: Contacto intrusivo entre el Plutón Peralillo (zona inferior), con el Plutón Quebrada del Castillo (zona superior) en las coordenadas UTM 337.170E, 7.908.561N.....	62

Figura 5.8: Ambas imágenes se aprecia inclusiones redondeadas de color gris oscuro de diferentes tamaños encontradas en la quebrada de Peralillo en 336826E, 7097529N.....	63
Figura 5.9: Roca PE-16-1 observada al microscopio, cristales de plagioclasas con zonación y maclas polimísticas, feldespatos alterados levemente a arcilla, cuarzo anhedral y biotitas.	63
Figura 5.10: Muestra CC-16-1, imagen A y B se observa un cristal de apatito dentro un fenocristal de anfíbol alterado levemente a clorita. Imagen C muestra cristales de anfíbol, plagioclasas, cuarzo equigranulares.	64
Figura 5.11: La roca BA-16-1 muestra cristales equigranulares de cuarzo, plagioclasas, y feldespatos, además de pequeños cristales de moscovita y anfíboles en sus límites.	65
Figura 5.12: Foto tomada en las coordenadas UTM 336.826E, 7.097.529N. Se observa el Plutón Cerros del Vetado intruye a la Formación Las Tórtolas, generando una aureola de contacto de varios metros.	66
Figura 5.13: Muestra del Plutón Cerro del Vetado con cristales homogéneos, equigranulares de tamaño grueso. Obtenida en las coordenadas 349467E, 7082238N.....	67
Figura 5.14: El plutón las Ánimas está caracterizado por presentar cristales equigranulares, de grano fino, y con mayor porcentaje en minerales máficos, además de presentar un grado de magnetización. Muestra tomada en las coordenadas UTM 359.577E, 7.078.450N.....	68
Figura 5.15: Roca AN-16-2 analizada en el microscopio, muestra cristales pequeños de cuarzo, plagioclasas altamente alteradas, y un gran porcentaje de hornblendas anhedrales.....	69
.....	69
Figura 5.16: Roca obtenida del Plutón Las Tazas en las coordenadas UTM 366.018E, 7.0768.83N, se observa cristales finos, con textura equigranular, compuesta por plagioclasas, cuarzo, hornblendas, biotitas y en menor cantidad de feldespato potásico	69
Figura 5.17: Muestra TZ-16-1 con textura equigranular, compuestas por plagioclasas con maclas polisintéticas, alteradas moderadamente a sericita, cuarzo anhedral, hornblendas subhedral a anhedral.	70
Figura 5.18: Roca SA-16-1, se observa plagioclasas con zonación junto con maclas polisintéticas, alteradas moderadamente a albita y sericita y hornblendas anhedrales alteradas moderadamente a clorita.	71
Figura 5.19 Diagramas de clasificación rocas ígneas. a) Diagrama de T.A.S (Le Maitre et al., 2002), subdivisión serie subalcalina y alcalina de Irvine y Baragar, 1971. b) Diagrama AFM, división serie toleítica y calcoalcalina de Rollinson y Pease, 2021. c) Diagrama K ₂ O vs. SiO ₂ (Le Maitre et al., 1989). d) Diagrama	

MALI (modified alkali-lime index) (Frost et al., 2001). e) Diagrama ASI (Alumina saturation index) (Frost et al., 2001). f) Diagrama Índice de Fe (Frost et al., 2021). g) Diagrama R1-R2 (de la Roche et al., 1980).....	77
Figura 5.20. Diagramas de variación multi-elementos de sílice tipo Harker de los plutones del área de estudio. a) TiO ₂ vs SiO ₂ b) Al ₂ O ₃ vs SiO ₂ c) FeO vs SiO ₂ d) MnO vs SiO ₂ e) MgO vs SiO ₂ f) CaO vs SiO ₂ g) Na ₂ O vs SiO ₂ h) K ₂ O vs SiO ₂	79
Figura 5.21. Los diagramas que se encuentran en la parte izquierda de la figura son diagramas de REE normalizados ... y en la parte derecha son los diagramas de Spider normalizados.....	84
Figura 5.22. Diagramas de variación multi-elementos de Alto potencial Ionico (HFSE) de sílice tipo Harker de los plutones del área de estudio. a) Th vs SiO ₂ b) Y vs SiO ₂ c) Hf vs SiO ₂ d) Zr vs SiO ₂ e) Nb vs SiO ₂ f) Ta vs SiO ₂	86
Figura 5.23. Diagramas de variación multi-elementos de sílice tipo Harker de los plutones del área de estudio. a) TiO ₂ vs SiO ₂ b) Al ₂ O ₃ vs SiO ₂ c) FeO vs SiO ₂ d) MnO vs SiO ₂ e) MgO vs SiO ₂ f) CaO vs SiO ₂ g) Na ₂ O vs SiO ₂ h) K ₂ O vs SiO ₂	87
Figura 5.24. Diagramas de variación de los plutones del área de estudio. a) Eu/*Eu vs SiO ₂ b) Nb/Y vs SiO ₂ c) La/Yb vs SiO ₂	88
Figura 5.25. Diagramas de discriminación tectónica. a) Nb vs Y b) Rb vs Y+Nb.	89
Figura 5.26: Mapa geológico, en donde se observa los 11 plutones estudiados y mapeados junto a las muestras obtenidas con respecto sus datos geocronológicos.	90
Figura 5.27: Imagen de catodoluminiscencia de zircones del Plutón Pan de Azúcar	91
Figura 5.28: A. Diagrama de determinación radiométrica de U-Pb en un diagrama de concordia. B. Edad media ponderada de la muestra PA-16-3.....	93
Figura 5.29: Imágenes de catodoluminiscencia de los zircones del Plutón Cerro del Vetado	94
Figura 5.30: A. Diagrama de determinación radiométrica de U-Pb en un diagrama de concordia. B. Edad media ponderada de la muestra CV-16-3	95
Figura 5.31: Imagen de catodoluminiscencia de zircones del Plutón Las Animas	96
Figura 5.32: A. Diagrama de determinación radiométrica de U-Pb en un diagrama de concordia. B. Edad media ponderada de la muestra AN-16-6	98
Figura 5.33: Imagen de catodoluminiscencia de zircones del Plutón Las Tazas. .	99
Figura 5.34: A. Diagrama de determinación radiométrica de U-Pb en un diagrama de concordia. B. Edad media ponderada de la muestra TZ-16-2.....	100
Figura 5.35: Imagen de catodoluminiscencia de zircones del Plutón Sierra Áspera.	101

Figura 5.36 A. Diagrama de determinación radiométrica de U-Pb en un diagrama de concordia. B. Edad media ponderada de la muestra SA-16-1	103
Figura 6.1: Diagrama La/Sm vs Sm/Yb (Kay <i>et al.</i> 1991) para las rocas pertenecientes al Pérmico -Triásico	107
Figura 6.2: Evolución de la subducción durante el Pérmico medio-Triásico. Imagen obtenida Del Rey <i>et al.</i> , 2016.....	108
Figura 6.3: Diagrama Na ₂ O versus K ₂ O. Los límites de los campos entre granitos I y A tomados de White y Chappell (1983).....	109
Figura 6.4: Diagrama La/Sm vs Sm/Yb (Kay <i>et al.</i> 1991) para las rocas pertenecientes al Jurásico -Cretácico	110
Figura 6.5: Diagramas de Eu/Eu*, ASI y La/Yb con respecto a la edad geocronológica de cada muestra estudiada	111
Figura 6.6: Diagrama Th/U versus Edad (Ma) de los circones analizados.....	112

INDICE DE TABLAS

Tabla 5.1. Muestras obtenidas en el mapeo geológico y análisis previos de las unidades intrusivas del Batolito Costero. Se indica el código de la muestra, localidad y tipo de análisis.	56
Tabla 5.2: Resultados geoquímicos de roca total de elementos mayores realizados a los intrusivos del Batolito Costero del Norte de Chile, por el método de Fluorescencia de rayos x.	72
Tabla 5.3. Análisis geoquímicos para elementos traza, realizados a los intrusivos del Batolito Costero del Norte de Chile	80
Tabla 5.4 Resultados U-Th-Pb para la facies magmática del Plutón Pan de Azúcar.	92
Tabla 5.5. Resultados U-Th-Pb para la facies magmática del plutón Cerros de Vetado.	94
Tabla 5.6. Resultados U-Th-Pb para la facies magmática del Plutón Las Animas.	97
Tabla 5.7. Resultados U-Th-Pb para la facies magmática del Plutón Las Tazas..	99
Tabla 5.8. Resultados U-Th-Pb para la facies magmática del Plutón Sierra Apera.	102
Tabla 6.1. Recopilación bibliográfica de los plutones del Batolito Costero.....	114

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

Durante la mayor parte de su historia, el margen continental oeste de América del Sur fue un margen activo. La evolución desde el Proterozoico tardío al Paleozoico tardío estuvo marcada por la acreción de terrenos, y la migración del arco hacia el oeste, descrita como una "historia de colisión" (Ramos, 2009). El período que comprende el Pérmico superior al Triásico clásicamente fue interpretado como un episodio de subducción nula o muy lenta a lo largo del margen continental, durante el cual se desarrolló una organización paleogeográfica totalmente diferente y una actividad magmática ampliamente distribuida con afinidades esencialmente diferentes (Charrier *et al.*, 2007). Sin embargo, la subducción de una placa oceánica por debajo de una placa continental dista mucho de ser una simple interacción de placas. Nuevas investigaciones en rocas asociadas a este periodo han permitido determinar que la subducción fue un proceso continuo desde el Carbonífero al Triásico Superior (Oliveros *et al.*, 2020, Del Rey *et al.*, 2019, Coloma *et al.*, 2017, entre otros).

La evolución tectono-magmática de los Andes centrales del norte de Chile se caracteriza por un magmatismo inducido por subducción, que ha estado activo al menos desde 200 Ma (Coira *et al.*, 1982). Asociados en parte a cuencas extensionales de tras-arco y grandes sistemas de fallas transcurrentes, ligadas a fases de convergencia oblicua (Pardo-Casas 1987; Makshev. 1990; Mpodozis y Ramos, 1990; Brown *et al.*, 1993). Dichos sistemas magmáticos muestran una progresiva migración en el tiempo, en dirección este. La migración del frente magmático ocurrió en forma de saltos discretos, siguiendo eventos de deformación compresiva de la corteza continental, de modo que la deformación tectónica también migró en el tiempo hacia el interior del continente (Boric *et al.*, 1990).

1.1. Planteamiento del problema

La Cordillera de la Costa del norte de Chile comprende tres elementos principales (Brown, 1988), el primer elemento importante es un basamento metasedimentario de bajo grado metamórfico, fuertemente deformado, dominado por facies de ante-arco, incluida facies de mélangé (Bell, 1984), el segundo consiste

en una secuencia sedimentaria-volcánica de edad Jurásico-Cretácico y finalmente el emplazamiento de grandes plutones de dimensiones batolíticas.

El Batolito Costero aflora en cadenas montañosas en el norte de Chile (Berg *et al.*, 1983). En el área de Chañaral se pueden observar cuerpos intrusivos de dimensiones batolíticas, la gran mayoría se encuentran alineados en una franja N-S y en menor cantidad afloran de manera dispersa (figura 1.1). La composición y evolución tectónica de estos cuerpos magmáticos han sido objeto de pocas investigaciones y excesivos debates, dejando poco claro la historia de estos.

El período Pérmico a Triásico es un claro ejemplo de esto, en la cual la evolución tectónica es cuestionable, dado que representa una importante pausa magmática, a causa del cese de la subducción después del evento orogénico "San Rafael" (Nasi *et al.*, 1990; Mpodozis y Ramos, 1989; Mpodozis y Kay, 1992). No obstante, todas aquellas ideas sólo explican el magmatismo de manera local y fallan en dar un marco tectónico regional de aquel periodo. Asimismo, tampoco entregan una explicación clara de cómo aquella configuración tectónica cambió y dio origen a la subducción Andina al comienzo del Jurásico, ni tampoco entregan relaciones genéticas con el resto de la actividad ígnea coetánea observada a lo largo del margen (Del Rey *et al.*, 2016). Las fuentes magmáticas habrían cambiado significativamente, disminuyendo el componente de la corteza, entre el Pérmico tardío y el Jurásico temprano. Este cambio, se explica por algunos autores como la respuesta a un cambio en la subducción, desde un ambiente tectónico de compresión a otro extensional relacionado con la ruptura de Pangea (Mpodozis y Kay, 1992; Hervé *et al.*, 2014). Sin embargo, existe otra posibilidad, en un ambiente de subducción continua, con deformación extensional en la placa superior (Vásquez *et al.*, 2011; Poma *et al.*, 2014; Del Rey *et al.*, 2016).

El presente trabajo es un estudio petrográfico, geoquímico y geocronológico de los diferentes plutones que construyen el Batolito de la Costa en el área de Chañaral (Pan de Azúcar, por el norte). Esto permitirá reconocer la evolución magmática del margen continental oeste de Gondwana desde el Paleozoico superior hasta el Cretácico.

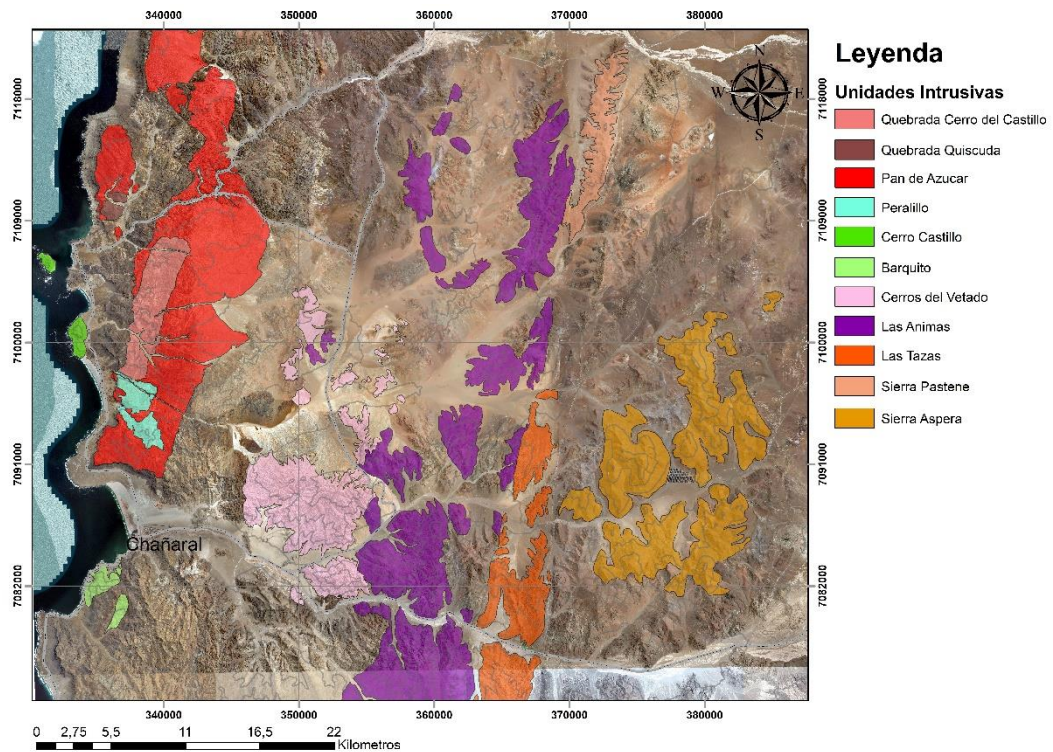


Figura 1.1: Mapa de ubicación de cuerpos intrusivos de dimensiones batolíticas emplazados de N-S. Elaboración propia.

1.2. Objetivos:

1.2.1. *Objetivos General:*

- Caracterizar petrográfica, geoquímica y geocronológicamente los cuerpos intrusivos del Batolito Costero en el área de Chañaral y establecer un modelo de evolución magmática desde el Paleozoico superior al Cretácico medio.

1.2.2. *Objetivos Específicos:*

- Definir y precisar la distribución espacial de los cuerpos intrusivos que componen el Batolito de la Costa en el área de estudio.
- Realizar una caracterización petrográfica y geoquímica de los cuerpos intrusivos.
- Obtener las edades absolutas de los cuerpos intrusivos.
- Proponer un modelo evolutivo tectono-magmático del área de estudio.

1.3. Hipótesis

En el área de estudio afloran cuerpos intrusivos asociados a dos eventos magmáticos bien diferenciados orientados de Norte-Sur, permitiendo establecer una evolución magmática. El magmatismo del Pérmico – Triásico es un evento geológico significativo, pero no completamente entendido. Trabajos actuales en la zona de estudio y en otras zonas (Batolito del Elqui) han permitido determinar que durante este periodo no existió una anulación de la subducción, sino más bien este ha sido un proceso continuo. El magmatismo se forma en un margen convergente extensional, producto del ensamblaje de Pangea, generando magmas tipo I, metaluminosos, peraluminosos y calcoalcalinos. Sin embargo, el cambio en la dinámica de placa, producto de la ruptura del supercontinente en el periodo del Jurásico – Cretácico, generó un aumento de actividad ígnea, desplazándose hacia el oeste y evolucionando a un magmatismo tipo I, metaluminoso y calcoalcalino intermedio.

1.4. Área de estudio:

La zona de estudio se ubica al norte de la ciudad de Chañaral, región de Atacama, Chile. La zona abarca un área aproximada de 3500 km² (figura 1.2), acotada entre las latitudes 26°26'S y 25°60'S. Para llegar al área de estudio desde la ciudad de Copiapó, específicamente desde la Universidad de Atacama, se transita en dirección norte por la Av. Copayapu, hasta conectar con la ruta 5 Norte y avanzar aproximadamente 160 kilómetros para llegar a la ciudad de Chañaral. Luego por la ruta C-120 (Chañaral-Pan de Azúcar) y la ruta 5 Norte se puede acceder a los plutones del área norte y por la ruta C-13 se podrá acceder a los plutones del área este.

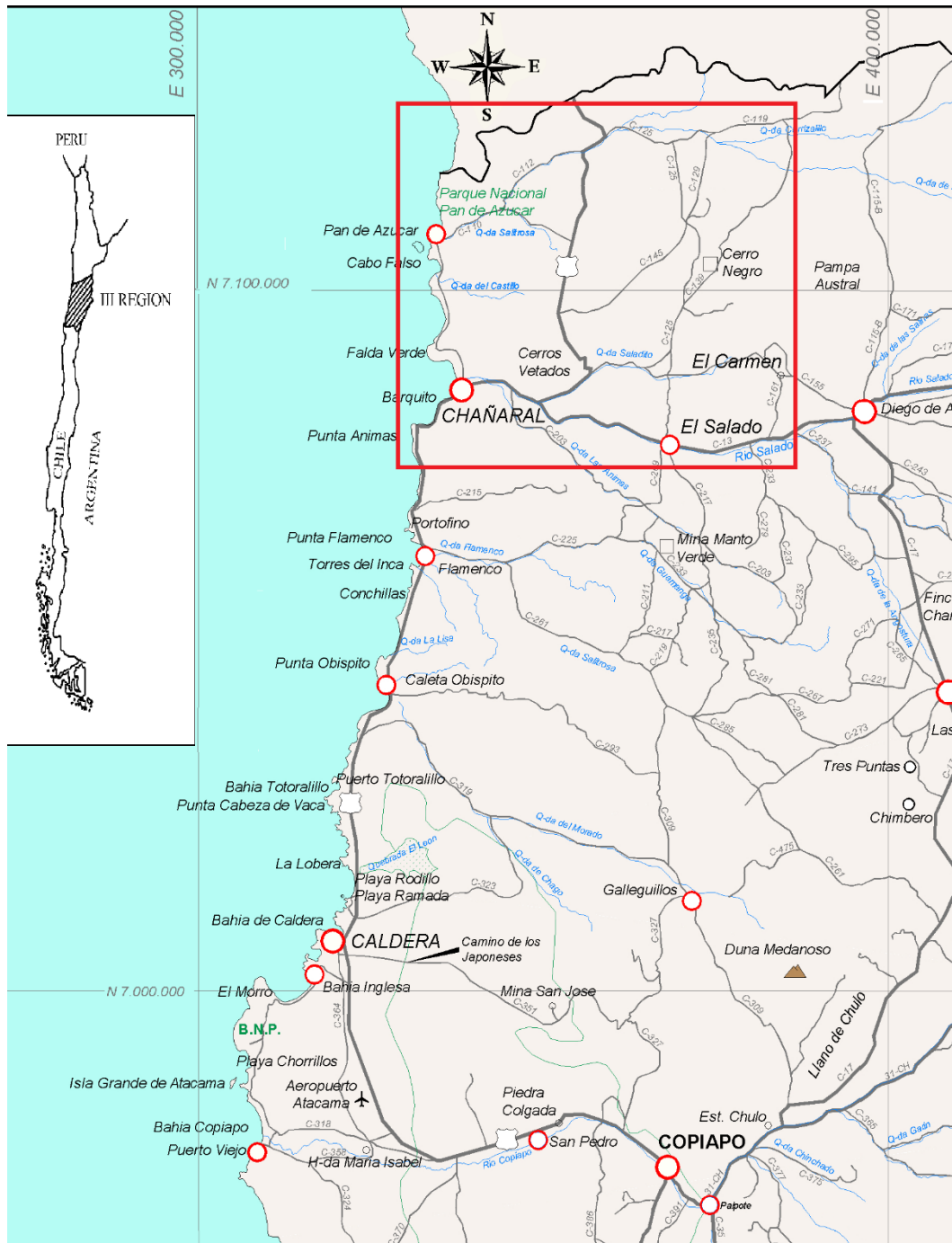


Figura 1.2: Izquierda: División política de Chile; Derecha: Mapa geográfico de la Región de Atacama, el rectángulo rojo representa la zona de estudio, ubicada en la ciudad de Chañaral, región de Atacama, norte de Chile. Imagen obtenida y modificada de Codorean (2014).

1.5. Trabajos anteriores

Farrar (1970) por medio de análisis de K-Ar en rocas graníticas de los Andes del norte de Chile, entre las latitudes 26° y 29°S, indica la existencia de al menos cinco episodios intrusivos importantes: Pérmico, Jurásico Inferior, Cretácico

medio, Paleoceno inferior y Eoceno superior. Los focos intrusivos correspondientes parecen migrar hacia el este, desde la zona costera en los tiempos del Jurásico Inferior hasta aproximadamente 120 km hacia el interior, durante el Eoceno superior.

Bell (1982) definió el basamento sedimentario de la Cordillera de la Costa del norte de Chile entre los 25°30' y 27°S, él determinó que está constituido por una secuencia de turbiditas distales, con intercalaciones menores de calizas y cherts pelágicos, depositados en un ambiente submarino de planicie abisal, con paleocorrientes de dirección SEE. Estos sedimentos presentan edades ordovícicas a devónicas y son acompañados por erupciones de basalto alcalino. Estas rocas fueron afectadas por un metamorfismo, que alcanzó las facies de esquistos verdes.

Berg (1983) estudió los plutones de la Cordillera de la Costa entre las latitudes 25°30' y 26°35' S. Su investigación reveló un complejo desarrollo magmático-estructural entre el Paleozoico superior a la actualidad. Ellos determinaron que el magmatismo tipo "S" del Paleozoico cambia a magmas tipo "I" en el Mesozoico y Cenozoico.

Berg y Baumann (1985) realizaron estudios geoquímicos y geocronológicos (U-Pb en circonio y Rb-Sr en roca total) de los cuerpos intrusivos ubicados alrededor de Chañaral. Sus resultados indicaron que de oeste-este al sudeste de Chañaral, los granitoides calco-alcalinos estaban emplazados principalmente en rocas metasedimentarias paleozoicas. Los resultados de las edades indican intervalos desde el Jurásico Inferior hasta el Cretácico Inferior. Mientras que los datos geoquímicos e isotópicos indican características de granitos tipo I. Sin embargo, en el segmento oeste-este al noreste de Chañaral, los datos geocronológicos arrojaron edades comprendidas entre el Pérmico superior al Triásico Superior. No obstante, los datos geoquímicos e isotópicos apuntan a magmas formados por anatexis, característicos de granitos tipo S.

Bell (1987) definió la Mélange de Chañaral, la cual se extiende por unos 220 km de N a S en la Cordillera de la Costa del norte de Chile (26°20' a 28°20' S). Bell propone que la mélangé se habría formado en una cuña de acreción, resultante de la subducción en dirección NE de la placa oceánica Phoenix debajo del margen del continente de Gondwana durante el Carbonífero. Litológicamente consiste

esencialmente en bloques de arenisca en una matriz pelítica. Estos sedimentos se depositaron como turbiditas en una cuenca, en aguas profundas antes de su fragmentación. Otros bloques en la mélangé incluyen las rocas volcánicas máficas, con características geoquímicas de basaltos de islas oceánicas, y calizas someras-marinas.

Brown (1991) realizó un estudio geoquímico en el complejo plutónico en el norte de Chile, entre las ciudades de Chañaral y El Salvador. Sus resultados indicaron que los plutones se encuentran emplazados en un basamento Metasedimentario del Paleozoico superior. Además, estos afloran en dos cinturones paralelos, geocronológicamente coetáneos con edades permicas-triásicas, ubicadas en la Cordillera de la Costa y el Altiplano. Los resultados geoquímicos de ambos cinturones son similares, dando como resultados magmas cálcicos, metaluminosos y levemente peraluminosos, con anomalías negativas de Eu. Según los diagramas de discriminación de los elementos trazas para la interpretación tectónica de rocas graníticas sugieren un origen de arco volcánico para ambos cinturones.

Brown *et al.* (1993) realizaron un estudio sobre el desplazamiento del Sistema de Fallas de Atacama (SFA) entre los 25° - 27 °S en el norte de Chile. Estos autores identificaron que los complejos de arcos mesozoicos están cortados por un sistema de fallas de rumbo. La parte occidental de este sistema (SFA) estuvo activa en el Cretácico temprano por facies de anfibolita y esquistos verdes. Además, investigaron las milonitas en la parte oriental de SFA, formadas por desplazamiento sinistral.

Del Rey *et al* (2016) realizaron un estudio geocronológico de U-Pb en circón, obteniendo nuevas perspectivas para el magmatismo del Paleozoico tardío al Triásico en la Cordillera de la Costa de Chile. Los resultados indican que el plutonismo presenta una tendencia continua desde elevados niveles de influencia continental (Carbonífero medio) hacia firmas más mantélicas (Triásico). Anomalías negativas de Nb-Ta en conjunto con anomalías positivas de Pb, permiten inferir magmatismo de subducción durante todo el periodo estudiado. El magmatismo del Carbonífero medio-Pérmico tardío está caracterizado por valores isotópicos de $^{18}\text{O} > 6,5\%$; predominantemente metaluminoso, calco-alcalinos a calco-alcalinos de alto K y mayoritariamente del tipo I. Estos resultados describen

magmas relacionados con subducción, emplazados en una corteza continental de espesor normal a engrosada. El magmatismo del Pérmico medio-Triásico presenta valores isotópicos de $^{18}\text{O} < 6,5\%$, predominantemente peraluminoso, calco-alcalino a calco-alcalino de alto K y de tipo I, S y A. Esto es evidencia de una corteza continental adelgazada, permitiendo inferir condiciones extensionales en un ambiente de subducción causado por un *slab roll-back* con consecuencia de un colapso orogénico.

Fuentes *et al* (2016) realizaron un estudio estructural de la Formación Las Tórtolas en la cual se incluye la Melange de Chañaral. Los autores determinaron que esta formación consiste en una secuencia monótona de más del 90% de areniscas y lutitas intercaladas, con algunas calizas, chert pelágicos, conglomerados y rocas volcánicas básicas, con metamorfismo a facies de esquistos verdes. La Formación Las Tórtolas se divide en dos dominios estructurales separados por una estructura dextral inversa importante, denominada Falla los Infieles. Al este, la Formación Las Tórtolas se caracteriza por una deformación dúctil y quebradiza, definida por los contactos sedimentarios originales en la secuencia turbidítica. Las facies de mélanges están ubicadas al oeste de la Falla los Infieles.

Coloma *et al* (2017) hicieron análisis geoquímicos a rocas ígneas del Pérmico -Triásico del norte de Chile que afloran entre las latitudes 28° - $30^{\circ}15'S$. Las muestras analizadas tienen características típicas de magmas derivados por la fusión de un manto empobrecido dado que poseen un amplio rango composicional con predominio de los componentes intermedio a ácidos, las rocas volcánicas son altamente porfídicas, poseen un enriquecimiento en elementos LILE sobre HFSE, empobrecimientos en Nb, Ta, Ti y P, y moderada a inexistente anomalía negativa de Eu en las rocas estudiadas. Ellos proponen que la subducción es responsable de la evolución del margen entre el Pérmico y el Jurásico Inferior, a las latitudes estudiadas.

González *et al.* (2017) hicieron un estudio petrográfico y geoquímico a las unidades del Triásico Superior. Además, realizaron un estudio a las unidades volcano-sedimentarias y plutónicas aflorantes de la Cordillera de la Costa y Precordillera. Los datos geoquímicos de las rocas indican magmas predominantemente con afinidad calco-alcalina, enriquecidos en LILE sobre HFSE

con anomalías negativas Nb-Ta y patrones de tierras raras no muy empinados, con marcadas anomalías de Eu. Lo que hacen suponer que el magmatismo se produjo en un contexto de subducción.

Rodríguez *et al.* (2016, 2018) estudiaron el plutón Flamenco ubicado en la parte sur de Chañaral. Mediante análisis geoquímicos y geocronológicos de U-Pb determinaron que el plutón tiene características geoquímicas distintivas, como la ausencia de una anomalía Eu, el agotamiento en HREE o los valores más altos de Sr, Sr/Y y Ce/Yb en las facies granodioríticas del plutón, implicando condiciones de bajas T y/o altas P en la fuente magmática según estudios experimentales. Estas condiciones se establecieron durante una etapa temprana de la construcción del arco magmático andino.

CAPÍTULO 2: ESTADO DEL ARTE

Las intrusiones de alto nivel, producto de una intensa actividad magmática en márgenes continentales activos son llamadas batolitos. Estos representan grandes masas transferidas desde las zonas profundas de la litosfera hacia la corteza continental superior, contribuyendo a la formación de masas continentales (Hawkesworth y Kemp, 2006).

La frontera occidental de América del Sur ha sido un margen convergente intermitentemente activo desde el Paleozoico tardío hasta actualidad (González *et al.*, 2017). Constituyen el sistema orogénico más grande desarrollado por subducción de la corteza oceánica a lo largo de un margen continental. La subducción comenzó poco después de la desintegración de Rodinia en la época del Proterozoico tardío y, desde entonces, ha estado activa de forma intermitente hasta el presente (Ramos, 2009).

La intensa actividad magmática generó principalmente los batolitos cordilleranos, que afloran en cadenas montañosas en todo Chile. La composición y génesis de estos cuerpos de magma han permanecido en gran parte desconocidas (Berg *et al.* 1985). Los Andes Frontales chilenos específicamente en el Norte entre las latitudes 20° a 31° S poseen una serie de batolitos que registran la mayor parte de la evolución del Paleozoico a la actualidad (figura 2.1) del margen suroeste de Pangea (Del Rey *et al.*, 2019). Actualmente pueden estar segmentados en varias áreas discretas que sufrieron una evolución única y tuvieron una historia geológica compleja, pero que tienen en común una serie de procesos que modelaron sus características tectónicas con diferentes intensidades (Ramos, 2005). Esta evolución permite diferenciar ciclos orogénicos o tectónicos separados por discordancias regionales (Ramos, 2009). Los ciclos o etapas orogénicas principales desde el Paleozoico tardío al Mesozoico son: Gondwánico (Carbonífero temprano - Pérmico temprano), Pre-Andino (Pérmico tardío-Jurásico temprano) y finalmente el Andino (Jurásico temprano - Reciente) (González *et al.* 2018).

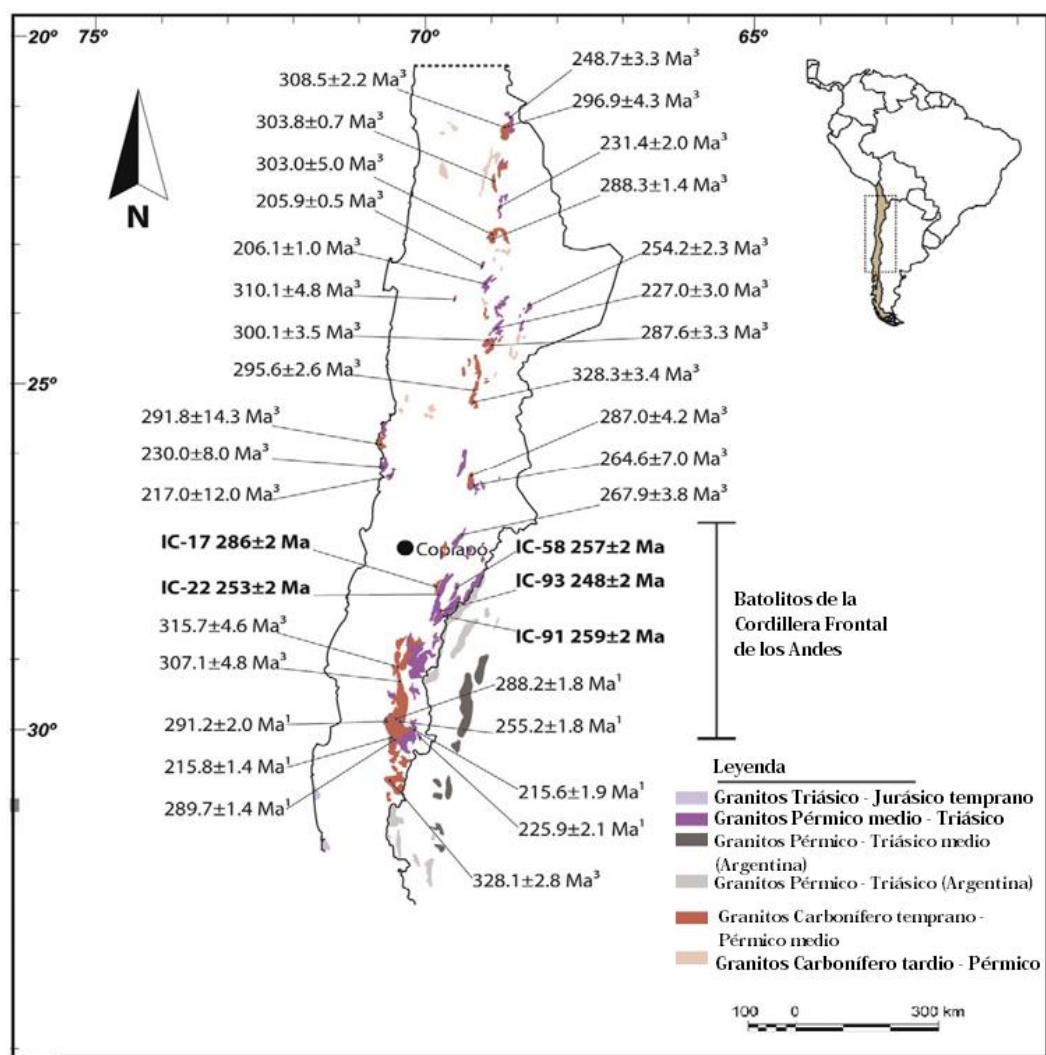


Figura 2.1: Distribución geográfica de los batolitos del Paleozoico-Triásico tardío de los Andes frontales chilenos y del Batolito Costero del norte de Chile (desde los 20 ° S a 31 ° S), imagen obtenida de Del Rey *et al.* (2016).

El ciclo orogénico Gondwánico (Devónico tardío – Pérmico temprano), esta principalmente caracterizado por una gran actividad magmática. Los estudios geoquímicos y geocronológicos de Rb-Sr en roca total, en extensos plutones entre los 25°30' y 26°35'S revelan un complejo desarrollo magmático, clasificando a la Super Unidad Albayay (Carbonífero - Pérmico temprano) como un granito calco-alcalino, de tipo S (Berg *et al.*, 1983). Por otro lado, las rocas plutónicas entre los Andes Frontales entre los 28° a los 31°S, han sido mapeadas en diversas ocasiones (Mpodozis y Cornejo, 1997; Nasi *et al.*, 1990; Parada *et al.*, 1981; Parada, 1984) y agrupadas de norte a sur en batolitos mayores denominados Montosa-El Potro, Chollay y Elqui-Limarí (Nasi *et al.*, 1985); De acuerdo con sus características geocronológicas y geoquímicas, han sido clasificados como pertenecientes a los

Complejos Elqui e Inguaguás (Mpodozis y Kay, 1992). El Complejo Elqui corresponde al ciclo Gondwánico (Carbonífero-Pérmico temprano) y está constituido por los batolitos Elqui y Montosa (figura 2.3). Composicionalmente, corresponden a dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos metaluminosos a peraluminosos, calco-alcalinos de tipo I a S (Mpodozis y Kay, 1992).

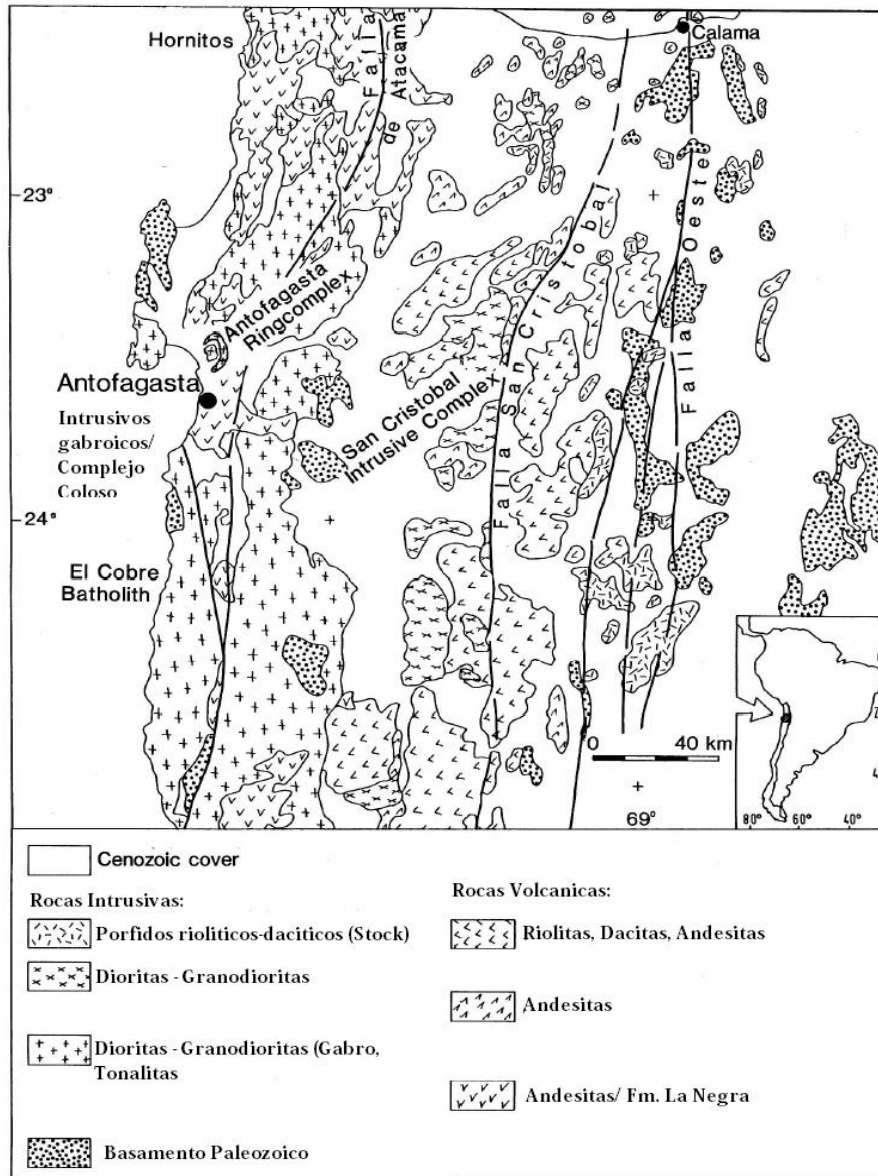


Figura 2.2: Distribución geográfica de rocas intrusivas y volcánicas Andinas entre las latitudes 23° a 25°S, obtenidas por Pichowiak (1994).

El ciclo orogénico Andino y su magmatismo están relacionados con la subducción, a lo largo del margen suroeste de América del Sur. La actividad magmática comenzó durante el Jurásico temprano, después de una historia de acreción a lo largo de los tiempos del Paleozoico (Del Rey *et al.*, 2016). Durante la etapa orogénica Andina (Jurásico temprano-actualidad) los primeros pulsos magmáticos con afinidades continentales de basalto están representados en la sucesión volcánica de la Formación La Negra y los intrusivos gabroicos del Complejo Coloso datado en 183 Ma (figura 2.2). Estas rocas magmáticas presentan componentes de subducción por el aumento en las concentraciones de elementos LIL y composicionalmente similar a granitos tipo I (Pichowiak, 1994).

El lapso entre estas etapas es conocido como el ciclo Pre-Andino, y coincide con el período en que la deriva continental de Gondwana declinó. Para esta etapa se ha sugerido un cese de la subducción y el desarrollo de *rift* continental a lo largo del margen suroeste de Gondwana (González *et al.*, 2018). Se puede ver reflejado en el Complejo plutónico Ingaguás (Pérmico-Triásico), que se incluye en la provincia de Choiyoi (Kay *et al.*, 1989), está constituido por los batolitos Limarí, El Potro y Chollay (figura 2.3), y corresponden a granitoides hiper-silíceos, peraluminosos, calco-alcalinos, de tipo S y A (Mpodozis y Kay, 1992). Las rocas hospedantes incluyen metabasitas y metasedimentos del Carbonífero inferior superpuestos por carbonatos y sedimentos clásticos del Pérmico-Carbonífero superior (por ejemplo, Álvarez *et al.*, 2011). Sin embargo, nuevos datos petrográficos y geoquímicos del magmatismo del Triásico Superior (Carniano - Noriano) expuestos entre 29 ° 30' - 30 ° S en los Altos Andes de Chile no apoyan este escenario geotectónico (Del Rey *et al.*, 2016). Estas rocas tienen características petrológicas y geoquímicas típicas de los magmas relacionados con subducción: afinidades calco-alcalinas, minerales máficos hidratados como constituyente principal de las rocas, textura altamente porfirítica en las volcánicas, magnetita como principal mineral de la fase de óxido Fe-Ti, enriquecimiento sistemático de LILE frente a HFSE en comparación con las abundancias del manto primitivo y anomalías de Nb-Ta (Coloma *et al.*, 2017).

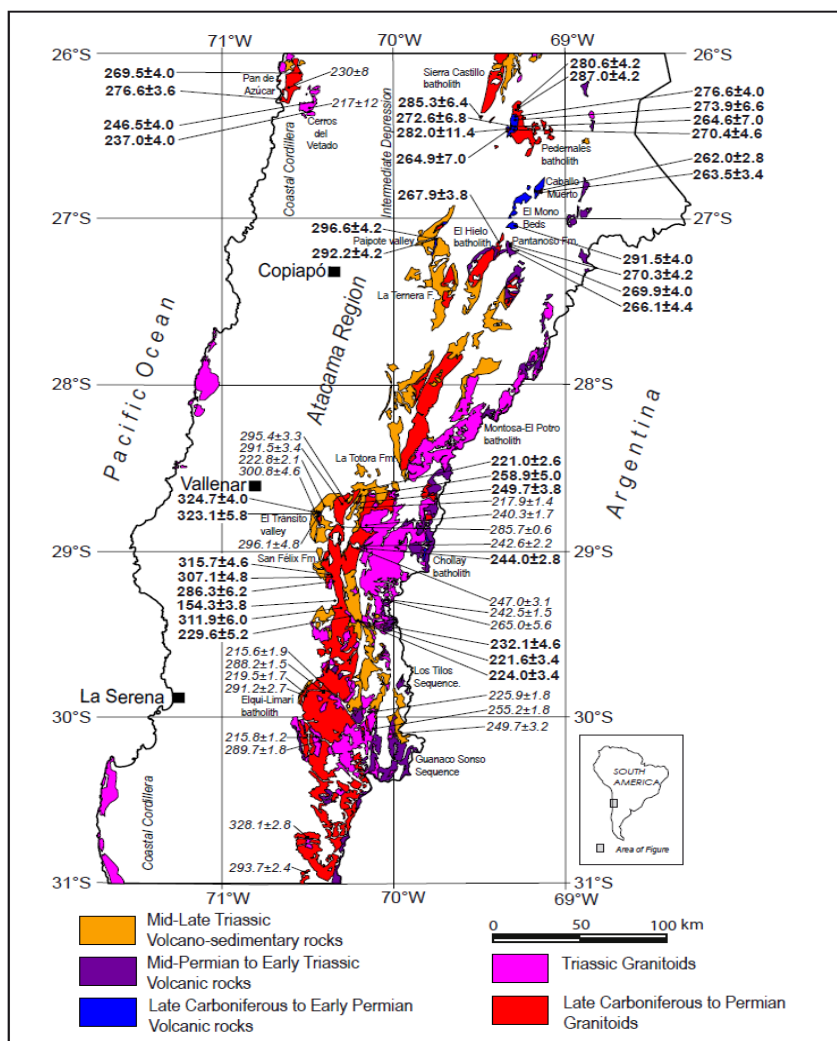


Figura 2.3: Mapa que muestra la distribución de las rocas del Paleozoico tardío al Triásico tardío del norte de Chile entre las latitudes 26 ° y 31 ° S y la ubicación del Complejo Plutónico Elqui (granitoides del Carbonífero tardío-Pérmico) y el Complejo Plutónico Inaguás (granitoides del Triásico). Imagen obtenida de Coloma *et al.* (2017).

2.1. Construcción Batolítica

La Tierra es un planeta que aún no se ha equilibrado térmicamente, por lo cual presenta un gradiente térmico entre el núcleo y la superficie, que provoca el flujo de calor desde el interior del planeta hacia el exterior. En la mayor parte del manto y en la parte superior del núcleo, las rocas tienen un comportamiento viscoso-plástico en escalas de tiempos geológicos. Debido a esta propiedad, en este sector se desarrollan celdas convectivas que transportan el calor juntamente con el desplazamiento de la materia (Jeanloz y Romanowicz, 1997).

El flujo de calor desde el núcleo hacia la superficie es la causa principal de los diversos procesos geológicos, incluyendo la tectónica de placas y la actividad ígnea de la litósfera (Llambias *et al.*, 2002). Las rocas ígneas principalmente se forman por el magma proveniente del interior de la Tierra. Según el proceso de formación se clasifican en rocas intrusivas o plutónicas y rocas efusivas o volcánicas; las rocas ígneas intrusivas o plutónicas, son aquellas que se forman en zonas profundas de la corteza, bajo presiones altas, presentan cristales grandes y bien formados (Williams *et al.*, 1982).

Los cuerpos intrusivos residen en la corteza, cuyo enfriamiento es progresivo y continuo hasta el final de la cristalización. Con frecuencia tienen secciones globosas (figura 2.4), con una gran continuidad en profundidad. Por esta razón, durante mucho tiempo se creyó que los plutones no tenían raíz, pero en la actualidad se conoce que en varios plutones, el diámetro de la sección horizontal disminuye progresivamente con la profundidad hasta desaparecer (Vigneresse, 1995).

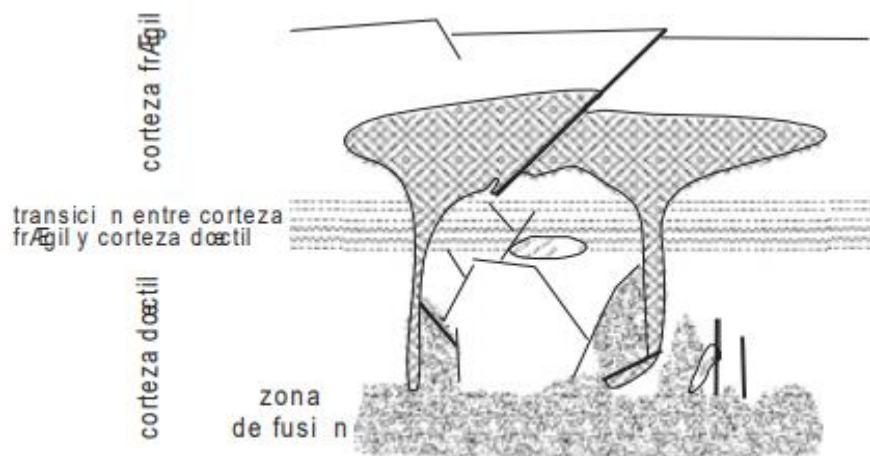


Figura 2.4: Forma y desarrollo en profundidad de plutones, según Vigneresse (1995). La mayor parte de los plutones profundizan hasta la zona de transición entre la corteza frágil y dúctil. Imagen obtenida por Llambias (2001).

Los batolitos están constituidos por varios plutones, asociados en el espacio y en el tiempo. La cantidad de plutones está relacionada con el tamaño de este mismo, como se puede identificar en el Batolito Andino, llegando a tener más de 1000 plutones (Llambías y Sato, 1995). Estos se forman como consecuencia de una intensa actividad magmática, relativamente continua en el tiempo, caracterizada por pulsos de variada magnitud, que se suceden en forma intermitente. El tiempo que

tarda en emplazarse un batolito es del orden de millones de años, el emplazamiento está relacionado con procesos geológicos gobernados por la tectónica global, como pueden ser los procesos de subducción o *rift* continental. Por este motivo, las características y la composición de los batolitos son parecidas, dificultando su identificación (Llambías *et al.*, 1990).

La forma de los batolitos es generalmente alargada, con relaciones axiales altas. La longitud de estos puede ser del orden de centenares a miles de kilómetros, con anchos que varían entre 30 y 80 km. El Batolito Andino tiene una longitud de unos 7000 km (figura 2.5) y está subdivididos en varios batolitos: como por ejemplo el Batolito de la Costa de Perú, el Batolito de la Costa del Norte de Chile y el Batolito Patagónico, etc. (Silver y Chappell, 1988).



Figura 2.5: Distribución del Batolito Andino, con edades que van desde el Paleozoico hasta la actualidad. Imagen obtenida por Llambias (2001).

Los ambientes tectónicos a los cuales están relacionados los batolitos son de diverso tipo, pero en forma sintética se los puede agrupar en batolitos orogénicos, asociados a márgenes continentales activos, y batolitos anorogénicos, asociados a procesos de intraplaca (Llambias *et al.*, 2002).

2.2. Plutonismo y tectonismo.

Las rocas graníticas o granitoides, que generalmente contienen cuarzo y feldespatos, muestran una gran diversidad debido a la variedad de sus orígenes, fuentes, procesos de génesis, evoluciones posteriores, emplazamiento a diferentes niveles estructurales y bajo diferentes regímenes tectónicos, en distintos ambientes geodinámicos (Barbarin, 1990). Estos granitoides se pueden dividir en aquellos generados durante la evolución de la subducción (orogénicas) y aquellas asociadas a levantamientos y fallas por movimientos importantes (anorogénicas) (Anderson, 1983; Anderson, 1987; Whalen y Currie, 1984; Whalen, 1986a; Jackson *et al.*, 1984; Harris y Marriner, 1980; Collerson, 1982; Imeokparia, 1985).

Los “batolitos orogénicos” son los que se encuentran en los arcos magmáticos relacionados con los procesos de subducción, siendo uno de los más importantes el Batolito Andino (Llambías y Rapela, 1989). Estos granitoides están caracterizados por la abundancia de granodioritas y tonalitas, con características geoquímicas típicamente metaluminosas, tipo I, calco-alcalinas (Pankhurst *et al.*, 1998; Dahlquist *et al.*, 2005).

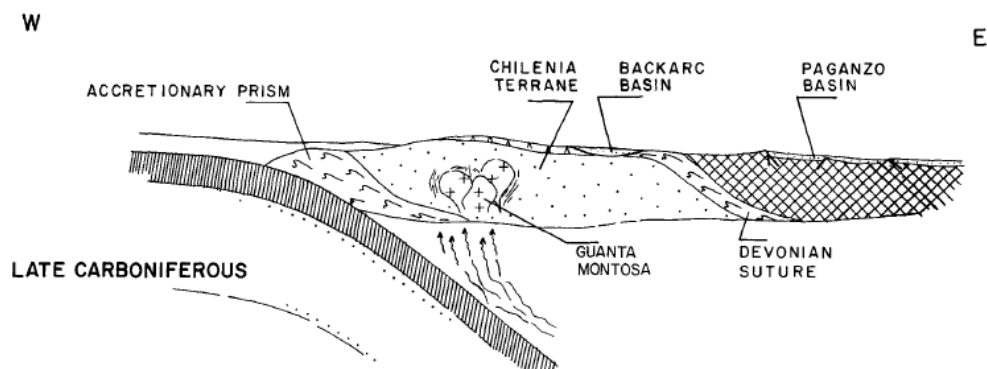


Figura 2.6: Perfil esquemático, con indicación de granitos orogénicos Guanta-Montosa del Complejo Intrusivo Elqui provocados por subducción. Imagen obtenida de Mpodozis y Kay (1992).

Algunos batolitos se desarrollan con posterioridad al proceso orogénico, llamados así “batolitos post-orogénicos” y se relacionan con los procesos que suceden a la deformación. Después de una orogénesis se produce un alivio mecánico, pasando del acortamiento lateral causado por la compresión a una extensión (Llambías, 2001). Durante este periodo de extensión, la actividad magmática puede ser intensa, generando los batolitos post-orogénicos. La composición de estos es predominantemente monzogranítica, con granodioritas subordinadas, siendo diferente en este sentido a los orogénicos, además de que su tamaño y extensión es menor (Llambías *et al.*, 1998). Están caracterizados por una alta proporción de rocas volcánicas félsicas y plutones graníticos sobre rocas ígneas intermedias y máficas (Llambías y Sato, 1990; Sato y Llambías, 1993; Mpodozis y Kay, 1992; Strazzere *et al.*, 2006; Munizaga *et al.*, 2008; Vaughan y Pankhurst, 2008; Rocha-Campos *et al.*, 2011). El grupo Choiyoi de edad Pérmico superior a Triásico es un ejemplo de batolitos post-orogénico, que sucede a causa de la fase orogénica San Rafael, del Pérmico inferior. Cuyo origen había sido atribuido a la anatexis cortical por extensión litosférica asociada a este colapso (Llambías y Sato, 1990; LLambías, 2001).

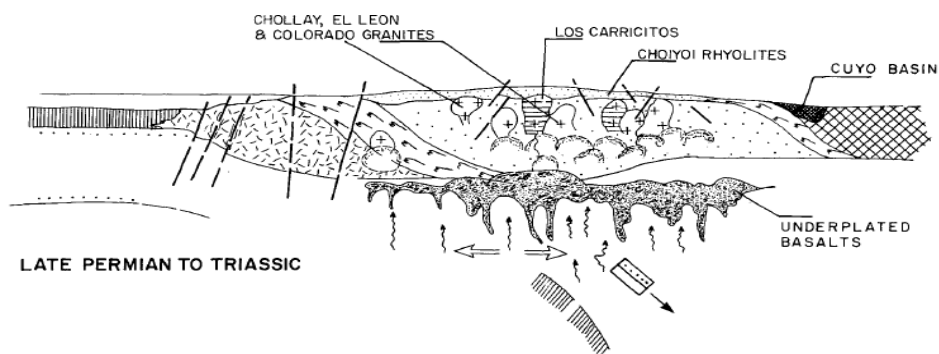


Figura 2.7: Perfil esquemático, con indicación de granitos post-orogénicos Chollay, El León y Colorado del Complejo Intrusivo Inguaguás provocados por anatexis. Imagen obtenida de Mpodozis y Kay (1992).

Los batolitos que se encuentran en intraplaca son también denominados “anorogénicos”, porque no están relacionados a procesos orogénicos. Se encuentran en estrecha relación con estructuras de *rifts*. Están constituidos por complejos intrusivos centrados, con abundantes diques anulares. Cuando estos complejos están alineados forman verdaderos batolitos con formas alargadas, acordes con las estructuras lineales que controlaron su emplazamiento.

Tienen menor extensión que los batolitos calco-alcalinos de los arcos magmáticos. La composición es per-alcalina a alcalina y mayormente están formados por granitos hipersolvus tipo S y A, lo cual significa que se han formado a altas temperaturas y con bajo contenido de agua y volátiles. A veces forman asociaciones bimodales, con participación de rocas básicas, junto con las ácidas como son los complejos cretácicos de Brasil, Bolivia y Paraguay (Atherton, 1990).

2.3. Metodologías aplicadas al estudio de los batolitos.

La complejidad de algunas zonas de estudio debido a la gran cantidad de litologías existentes, así como la presencia de alteraciones y deformación, hacen que el reconocimiento de los distintos tipos de roca sea una tarea difícil. Un estudio de detalle mediante microscopía óptica permite reconocer los distintos tipos de minerales que conforman las rocas, así como detectar características estructurales y alteraciones que son un factor determinante a la hora de realizar campañas de exploración o investigación.

Como paso posterior a un estudio petrográfico, es interesante la realización de análisis químicos de roca total para determinar aquellos elementos móviles e inmóviles, que caracterizan la composición y distintas propiedades de la roca. Los datos geoquímicos convencionalmente se subdividen en cuatro principales categorías: Los elementos mayores, los elementos traza, los isótopos radiogénicos y los isótopos estables, del cual, los dos primeros serán estudiados dentro de esta investigación. Tradicionalmente se enlistan en forma de óxido, los diez elementos considerados como mayores en los resultados de los análisis químicos - Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P. En general son aquellos que se encuentran en proporciones mayores al 1 % en peso de una muestra (Clarke, 1992; Jenner, 1996). Los elementos traza, se encuentran en la roca en cantidades menores al 0,1% o 1000 partes por millón (ppm) y se reportan en los análisis químicos únicamente con el respectivo símbolo del elemento (Rollinson, 1993).

Existen al menos dos formas de clasificar los elementos traza. La primera está basada en la compatibilidad, que expresa la preferencia de estos elementos por las fases sólidas o por el magma (fase líquida) cuando comienza la cristalización, clasificándolo como compatibles e incompatibles. La siguiente forma es en base a

la relación de radio y carga iónicas (Saunders *et al.*, 1996) también llamado potencial iónico (Rollinson, 1993). El potencial iónico divide a los elementos en “baja intensidad de campo (LFSE)” y “alta intensidad de campo (HFSE)”. Esta clasificación, tomada de Saunders (1980), excluye a los elementos tierras raras los cuales se clasifican como, tierras raras ligeras, medianas y pesadas.

Actualmente la geoquímica es una de las herramientas más poderosas disponibles para desentrañar el origen y evolución de los granitoides. La geoquímica de las rocas graníticas según Clarke (1992) puede ser usada en general para:

- Clasificación de las muestras.
- Establecer vínculos genéticos entre granitoides espacialmente asociados.
- Revelar los procesos de diferenciación.
- Entender la naturaleza de la región fuente de los granitoides.
- Conocer acerca del ambiente tectónico en el que se formaron las rocas.
- Cuantificar los grados y tipos de alteraciones.
- Explorar nuevos sitios de investigación.

En cuanto a la metodología de muestreo, es la que condiciona el grado de certidumbre de los resultados y normalmente constituye un porcentaje muy significativo del costo total de un proyecto. En consecuencia, es conveniente establecerla previamente mediante protocolos cuidadosamente elaborados para los distintos medios, fines y escalas. Los métodos analíticos de laboratorio para determinar la concentración de elementos de interés más utilizados son fluorescencia de rayos X, ICP-MS (espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente), ICP-AES (espectrometría de emisión atómica con plasma de acoplamiento inductivo), absorción atómica, ensayo a fuego, colorimetría, etc.

El método de fluorescencia de rayos-X, es actualmente uno de los métodos analíticos más usados para la determinación de elementos mayores y traza de muestras de roca. La precisión y exactitud de la técnica es en general mejor del $\pm 5\%$ para elementos mayores y entre el 2 y 10% para elementos traza (Dostal *et al.*,

2002). El método se basa en la excitación de una muestra por rayos X. Un haz de rayos X llamado “primario” excita a otro haz, también de rayos X, llamado “secundario” (esta “excitación” se conoce como fluorescencia de rayos X) el cual tiene las longitudes de onda características de los elementos presentes en la muestra. Se utiliza la intensidad de los rayos secundarios para determinar la concentración de los elementos presentes en la muestra, refiriéndolos a estándares de calibración. (Beckhoff *et al.*, 2006).

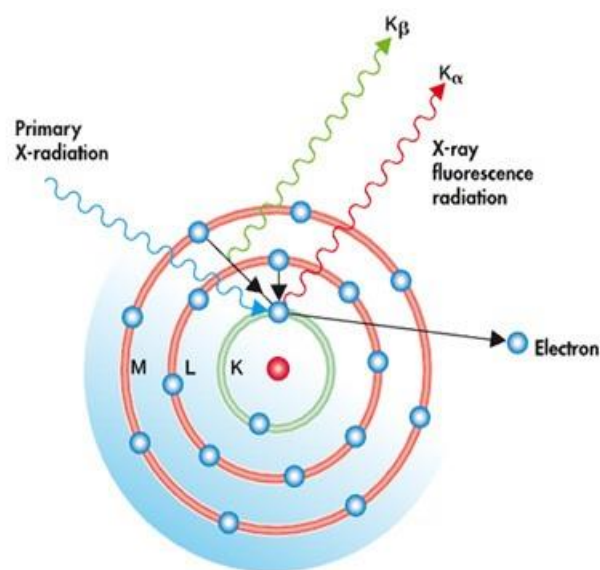


Figura 2.8: Principio de funcionamiento del análisis XRF (extraído de: <https://wpo-altertechnology.com/es/xrf-x-ray-fluorescence-spectroscopy-hi-rel-parts/>).

La espectrometría masas por plasma acoplado inductivamente ICP-MS es altamente sensible y capaz de determinar de forma cuantitativa casi todos los elementos presentes en la tabla periódica que tengan un potencial de ionización menor que el potencial de ionización del argón a concentraciones muy bajas (nanogramo/litro o parte por trillón, ppt). Se basa en el acoplamiento de un método para generar iones (plasma acoplado inductivamente) y un método para separar y detectar los iones (espectrómetro de masas). El método ICP es especialmente apropiado para la determinación de concentraciones pequeñas de elementos difíciles a atomizar como los elementos de las tierras raras (REE), los elementos alcalinotérreos, B, Si, U y Ta. Estos elementos, caracterizados por una afinidad alta

respecto a oxígeno, introducidos en una llama de absorción atómica tienden a formar radicales de óxido o de hidróxido, que no se disocian más (Longerich, 2008).

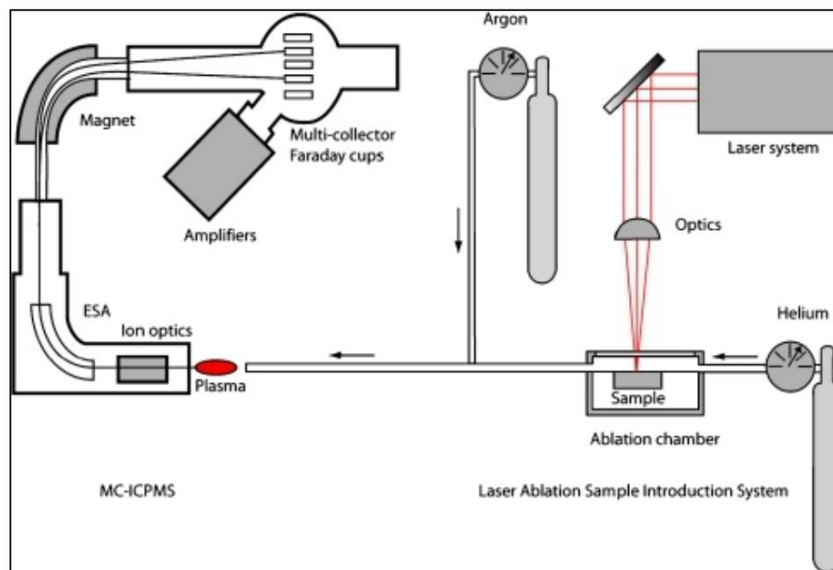


Figura 2.9. Diagrama esquemático de un espectrómetro de masas tipo sector magnético con multicolectores y un sistema de ablación láser. Extraído de Vroon *et al.* (2007).

El método por absorción atómica es especialmente apto para el análisis cuantitativo de trazas de más de 40 elementos metálicos con una precisión de por lo menos 2%. El límite de detección varía entre 0,1 y 1 ppm. Se basa en la producción de un estado excitado de un átomo causada por la absorción de un fotón por el átomo. Cuando luz, que contiene el espectro del elemento específico pasa por una mezcla de gas de átomos no excitados de este elemento específico, las longitudes de ondas características para este elemento son absorbidas parcialmente produciendo de tal modo el espectro de líneas característico para este elemento.

Por otro lado, determinar la edad de los eventos geológicos permite resolver, problemas cronológicos de la evolución tectónica, evolución de magmas, ocurrencia de franjas metalogénicas, diferenciación de eventos geológicos o eventos de sedimentación. En la búsqueda de formas de resolver esta necesidad, la Geología cuenta con métodos de geocronología relativa y absoluta. En este trabajo se le pone énfasis a uno de los métodos de datación disponibles para esta última.

Dentro de los distintos métodos radiométricos se encuentran el método ^{14}C el cual detecta carbono en muestras de hasta 70000 años; el Berilio ^{10}Be para rocas volcánicas y sedimentarias con un rango de 15 Ma a miles de Ma; el método del

tritio para hielo o masas de agua; el Sm-Nd, que es ideal para rocas muy antiguas por la lenta desintegración del samario. Por último, el método potasio-argón, que es uno de los más comunes por la abundancia del potasio en la naturaleza y además por ser el primer método que pudo medir un rango de edad de millones de años (Mc Dougall y Harrison, 1999). Una variante del método de potasio-argón es el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, el cual sirve hoy en día de igual manera para rocas antiguas y jóvenes. La datación por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ busca a través de la irradiación de una muestra, hacer que el contenido de ^{39}K se desintegre a ^{39}Ar . Esto con el fin de disminuir los errores de medición de la edad en comparación al método tradicional de K/Ar (Renne *et al.*, 1997, Hora *et al.*, 2007, Singer *et al.*, 2008).

Uno de los métodos geocronológicos más utilizados e importantes en la actualidad, es la medición de los isótopos producidos por el decaimiento radiactivo del Uranio en Plomo en cristales de circón, mediante la técnica conocida como LA-ICP-MS (“*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*”). Permitiendo datar rocas intrusivas, volcánicas, a través de circones. El poder de la geocronología U-Th-Pb se deriva en gran medida de la desintegración de múltiples isótopos parentales en diferentes isótopos estables de Pb, cada uno con diferentes vidas medias. Ninguno de los isótopos parentales se desintegra directamente en Pb, sino que sigue una secuencia de desintegraciones alfa y beta (que implica la expulsión de una partícula alfa o beta, respectivamente, del núcleo) que crean una serie de isótopos secundarios intermedios, y siempre conducen al mismo isótopo estable de Pb (Bateman, 1910).

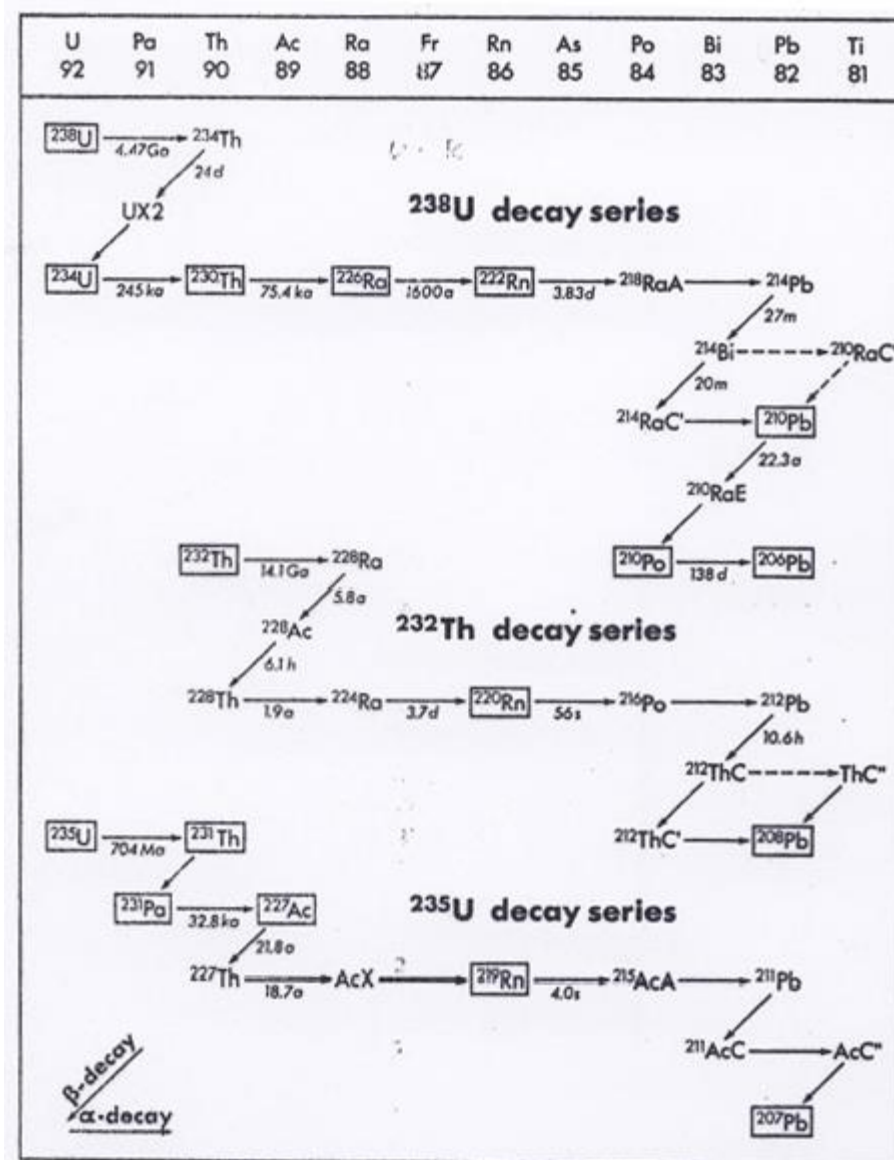


Figura 2.10: La serie de desintegración de uranio y torio con los isotopos parentales de uranio 238, torio 232 y uranio 235 respectivamente. (National Academies Press, 1999).

Este método viene siendo una de las técnicas más precisas para resolver las tasas de procesos a través del tiempo geológico (Mundil *et al.*, 2004; Blackburn *et al.*, 2011; Wotzlaw *et al.*, 2014; Chelle-Michou *et al.*, 2014; Schoene *et al.*, 2015), y calibrar las fechas absolutas de los eventos en la historia de la Tierra. Se encuentra una variedad de minerales con alto contenido de U-Th en casi todas las rocas corticales, lo que hace que este sistema sea el más ampliamente aplicable para comprender la evolución continental (Schoene, 2014).

La datación U-Pb a menudo se realiza en el circón ($ZrSiO_4$). Este tiene una temperatura de cierre muy alta, es resistente a la intemperie mecánica y es muy inerte químicamente. La espectrometría de masa de plasma acoplada

inductivamente por ablación con láser (LA ICP-MS) es ahora la técnica más utilizada para determinar las fechas de U-Pb en el circón (Simonetti *et al.*, 2005; Kooijman *et al.*, 2010; Darling *et al.*, 2012; Schoene, 2014). Las técnicas in situ requieren la caracterización de materiales de referencia naturales para la calibración de edad de matriz, corrección de fraccionamiento de fondo de pozo y control de calidad (Paton *et al.*, 2010).

CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO

3.1. Geología regional.

El magmatismo en el norte de Chile y específicamente en la región circundante al área de estudio ha sido investigado por diversos autores (P.ej. Berg *et al.*, 1983; Berg y Baumann, 1985; Brown, 1993; Dallmeyer *et al.*, 1996; Grocott y Taylor, 2002; Maksaev *et al.*, 2014; Rodríguez *et al.*, 2016, 2018, entre otros). Más del 50 % de la superficie de la Cordillera de la Costa, entre las ciudades de Taltal y Chañaral están conformadas por afloramientos de grandes cuerpos intrusivos en su mayoría y en menor proporción por rocas extrusivas. Emplazados en un basamento metasedimentario Paleozoico. A lo largo del margen oeste de Sudamérica y Norteamérica existe registro de una intensa actividad magmática Paleozoico superior-Mesozoico (Vaughan y Pankhrust, 2008; Girardi *et al.*, 2002, Lackey *et al.*, 2005), en parte emplazada como plutones alineados aproximadamente N-S formando extensos cinturones batolíticos.

3.1.1. Basamento Paleozoico.

Las rocas más antiguas asociadas al área de estudio corresponden a una secuencia metaturbidíticas con facies de “mélange” de edad Devónico, denominada como Complejo Epimetamórfico Chañaral (Godoy y Lara, 1998), que constituye al basamento Paleozoico. Las intrusiones más antiguas se encuentran emplazadas en estos sedimentos severamente deformados y afectados por un metamorfismo de grado bajo de edad Paleozoica (Berg *et al.*, 1983). Balhburg y Breikreitz (1991) interpretan esta secuencia como turbiditas asociadas a una cuenca de plataforma. Sin embargo, investigaciones posteriores la asocian a secuencia típica de prismas de acreción (Bell, 1982, 1987; Fuentes *et al.*, 2016).

Esta formación se ha interpretado como un prisma de acreción Paleozoico tardío formado por una secuencia de areniscas y lutitas intercaladas, con calizas menores, *cherts* y conglomerados pelágicos, tectónicamente deformados y metamorfoseados a facies de esquistos verdes (Bell, 1982, 1987; Fuentes *et al.*, 2016). Recientemente, el Complejo Epimetamórfico de Chañaral se ha dividido en tres dominios (figura 3.1) petrológicamente y estructuralmente distinguibles que son, de oeste a este: 1) las facies de Mélange, caracterizadas por una intensa deformación dúctil y una textura de bloque en la matriz; 2) el dominio volcánico, compuesto principalmente por rocas basálticas N y E-MORB, con tobas y riolitas menores; y 3) la Serie del este definida por las fallas de empuje y pliegues de propagación de falla asociados, que afectaron la sucesión turbidítica (Fuentes *et al.*, 2017).

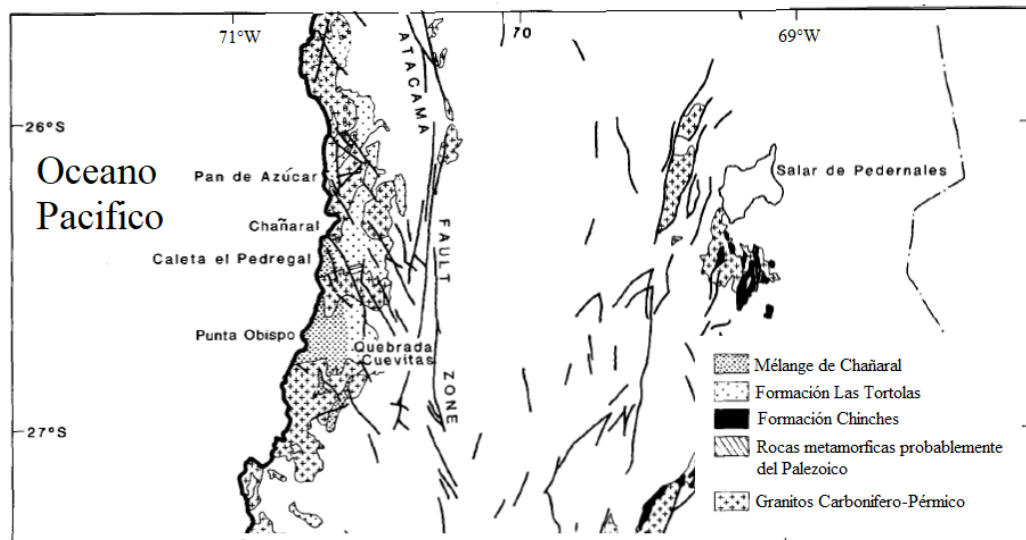


Figura 3.1: Mapa geológico que muestra la distribución de los estratos paleozoicos en la región entre 25° y 27° S en el norte de Chile. La Mélange se encuentra en las regiones costeras de Chañaral. Imagen obtenida de Bell (1987).

Posteriormente ocurre un metamorfismo de muy bajo grado, se desarrolló ampliamente desde el Mesozoico al Cenozoico a lo largo del margen continental occidental sudamericano, desde Colombia a la Patagonia, en un ambiente geodinámico extensional y la consecuente generación de cuencas (Levi *et al.*, 1989).

3.1.2. Evento plutónico Pérmico – Triásico.

El magmatismo del Pérmico tardío - Triásico ha sido atribuido a un periodo caracterizado por intensas condiciones extensionales. Algunas investigaciones han sido propuestas para explicar la extensión cortical observada, incluyendo el cese de la subducción y desprendimiento del *slab* (Del Rey *et al.*, 2016). En el área de estudio se reconocen afloramientos aislados de este magmatismo representados por plutones Pan de Azúcar y Cerros del Vetado. Sin embargo, la concentración del magmatismo de este periodo se encuentra localizado en la Pre-cordillera y Cordillera Principal de la región (Maksaev *et al.*, 2014).

Los periodos Pérmico - Triásico en Chile comprenden parte del ciclo tectónico Gondwánico (Devónico - Pérmico) y Pre-Andino (Pérmico - Jurásico) (Charrier *et al.*, 2007). Para el primero, se ha propuesto un arco magmático activo durante la subducción durante el período Carbonífero, acompañado por la acreción de diversos terrenos exóticos (Ramos *et al.*, 1986), expandiéndose y migrando hacia el continente durante las primeras etapas del Pérmico, asociado con la deformación orogénica de San Rafael (Charrier *et al.*, 2014).

Por otro lado, el Pre-Andino se ha definido tradicionalmente como un período de detención o subducción muy lenta (figura 3.2) (Del Rey *et al.*, 2016). Esto fue acompañado de fusión cortical, extensión y “*rifting*”, prevaleciendo estas condiciones hasta el Triásico - Jurásico Inferior (Charrier, 1979; Kay *et al.*, 1989; Jaillard *et al.*, 1990), causando que el margen continental se sature con intrusivos de tipo S (Berg *et al.*, 1983). Probablemente se movilizaron por anatexis en la corteza inferior (Berg y Baumba, 1985). En consecuencia, el final de este período se ha definido como la reanudación o una actividad de subducción más intensa a lo largo del margen continental y, por consiguiente, el desarrollo del arco magmático del Jurásico Inferior (Charrier *et al.*, 2014). Las evidencias que respaldan estos modelos provienen de la geología de campo y de geoquímica de rocas del Pérmico y Triásico que surgen en Chile y Argentina (Coloma *et al.*, 2017).

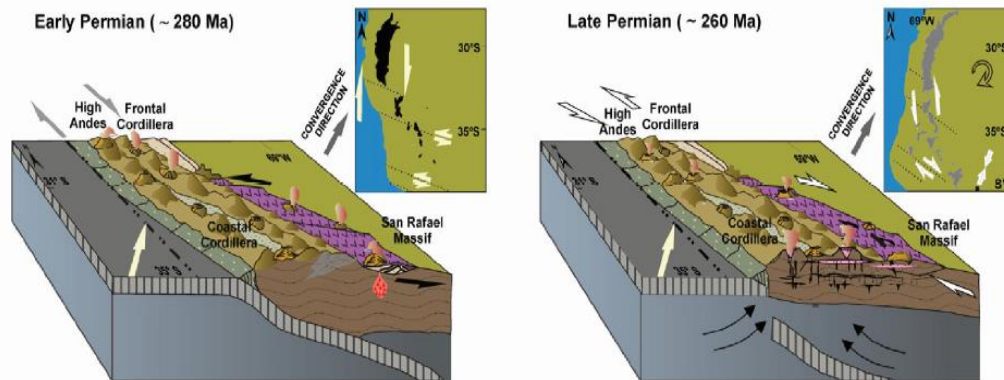


Figura 3.2: Pérmico tardío: el cese de la subducción y el colapso extensional del orógeno. Fuente: Del Rey *et al.* (2016).

Sin embargo, a la luz de la cartografía geológica regional recientemente actualizada y de las bases de datos geoquímicas y geocronológicas más precisas (U-Pb en circon, isotopos de Hf-Lu, Hf-O, entre otros) para unidades relevantes, no se puede descartar una configuración tectónica alternativa (Del Rey *et al.*, 2016).

No hay razón para considerar el cese de la subducción durante el Pérmico - Triásico tardío y su renovación en el Jurásico temprano (Mpodosis y Kay, 1992; Franzese y Spalletti, 2001). El magmatismo se forma en un margen convergente extensional, causado por un *rollback* en la placa subductada y una delaminación de la corteza continental, además de velocidades de subducción y tasas de convergencias muy bajas, producto del ensamblaje del supercontinente de Pangea (Del Rey *et al.*, 2019). Estas condiciones son lo suficientemente diferentes (en comparación con el ciclo orogénico Andino tradicionalmente definido, por ejemplo, Charrier *et al.*, 2014) para producir cambios notables en el magmatismo. En consecuencia, la subducción andina tiene sus raíces en la orogenia Gondwánica como parte del Orógeno Terra Australis (Cawood, 2005).

Dando como resultado que rocas del Paleozoico tardío al Mesozoico inferior tienen características petrológicas, asignaturas geoquímicas y geocronológicas típicas de magmas relacionados con una subducción en un ambiente compresivo asociado al evento San Rafael (Del Rey *et al.*, 2016). Además, de afinidades de granito de arco calco-alcalino, minerales máficos hidratados como constituyentes principales de las rocas, texturas altamente porfídicas en rocas volcánicas, magnetita como la principal fase mineral de óxido Fe-Ti, enriquecimiento sistemático de LILE versus HFSE (Coloma *et al.*, 2017). Sin embargo, la mayoría

de los magmas se originaron debido a la fusión de la corteza continental inferior, con contribuciones cada vez menor de la corteza superior y grados variables de influencia del manto. La anatexis se produjo simultáneamente con magmas de arco relacionados con la subducción (Del Rey *et al* 2019).

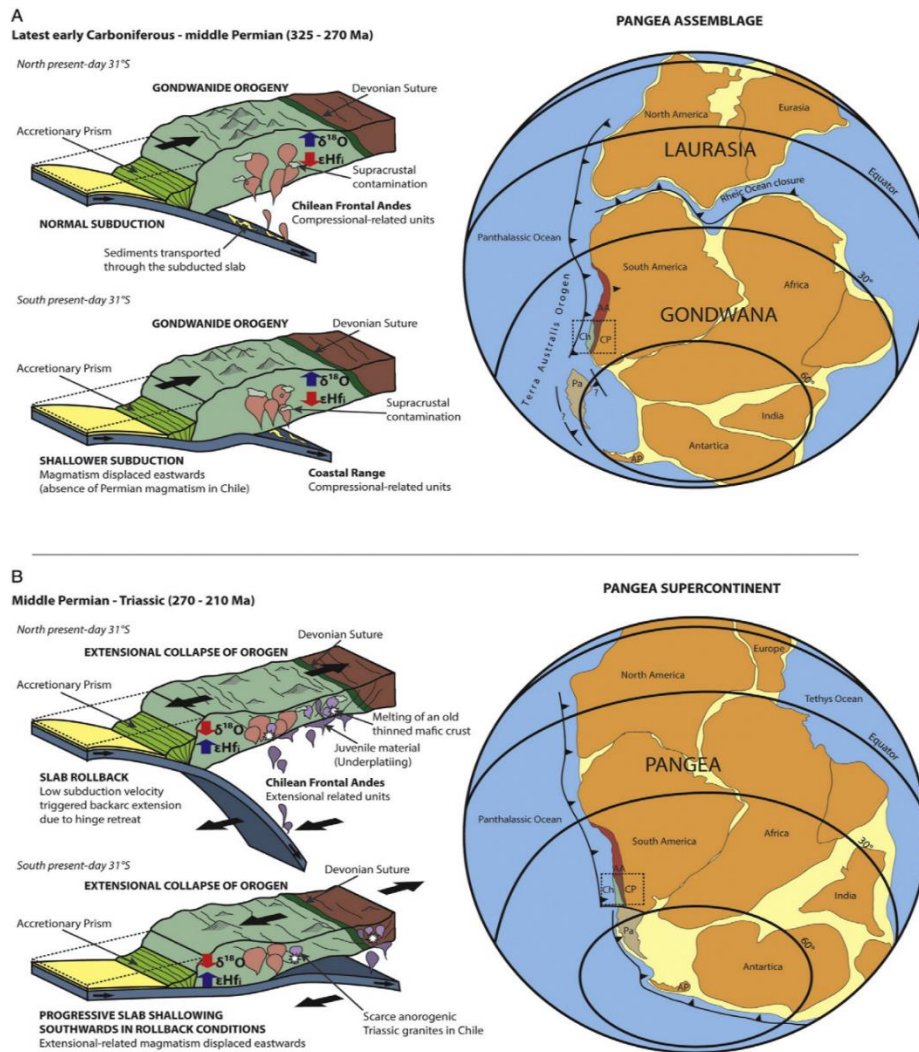


Figura 3.3: Modelo tectónico. A. Carbonífero tardío al Pérmico temprano. Indican un magma formado en un arco continental relacionado con la subducción durante la Orogenia de Gondwana. B. Magmas del Pérmico medio al Triásico. Magma formado en una configuración de *slab rollback* extensional. Reconstrucción basada en trabajos anteriores (Keppie y Ramos, 1999; Torsvik y Cocks, 2013; Del Rey *et al.*, 2016).

Esta configuración tectónica se mantuvo continua hasta el Triásico tardío, cuando tuvo lugar la ruptura del Supercontinente Pangea aproximadamente a los 200 Ma (Deckart *et al.*, 1998; Veevers, 2005; Torsvik y Cocks, 2013). Los cambios de la dinámica de la placa hacia una mayor tasa y velocidad de convergencia del

continente Gondwana recientemente restablecido, concluyeron la extensión del retroceso del *slab rollback*. La actividad ígnea se desplazó hacia el oeste, hacia el territorio chileno, posiblemente en asociación con un aumento en el ángulo de subducción, ocurriendo principalmente dentro de la cuña mantélica sobreyacente al *slab* (Pankhurst *et al.*, 1998), este proceso explicaría la transición entre la actividad magmática del Triásico al Jurásico, es decir, el inicio de la orogénesis andina (Del Rey *et al.*, 2016). Esta evolución tectónica es coherente con la presencia del arco magmático del Jurásico temprano-tardío en la Cordillera de la Costa (Charrier *et al.*, 2014), que se extiende desde el sur de Perú hasta el centro de Chile (Mpodozis y Ramos, 2008).

3.1.3. *Evento plutónico Jurásico – Cretácico.*

La historia jurásica de América del Sur muestra una evolución geológica compleja, como resultado de diferentes procesos que comenzaron a lo largo del margen occidental de Gondwana durante los estadios iniciales de la fracturación de Pangea (Ramos, 1999).

Durante el Jurásico-Cretácico Inferior el borde oriental de la placa Sudamericana estaba unida a la placa Africana (Larson y Pitman, 1972) y en su margen occidental, la subducción oblicua de la placa oceánica, denominada Aluk, daba paso a un régimen de subducción tipo Mariana (figura 3.4.a). En este régimen de bajo stress, el ascenso del manto astenosférico conlleva a extensión, atenuación cortical, subsidencia y volcanismo bimodal, generando cuencas de intra-arco con alta tasa de subsidencias (Aguirre *et al.*, 1989). La extensión y alta tasa de subsidencia forman una topografía de bajo relieve cercana al nivel del mar (Vergara *et al.*, 1995). Estas condiciones se mantienen hasta que, en el Cretácico Superior, la placa Sudamericana se separó totalmente de la Africana, concretándose la apertura definitiva del Océano Atlántico (Larson y Pitman, 1972) y cambiando el régimen de subducción extensional tipo Mariana a uno compresional tipo Chileno, produciendo el cierre de las cuencas y la migración del arco hacia el este (figura 3.4.c). Altamente contrastante con la anterior topografía de bajo relieve, el nuevo arco se eleva a gran altura sobre el nivel del mar (5000-6500 m) (Vergara *et al.*, 1995).

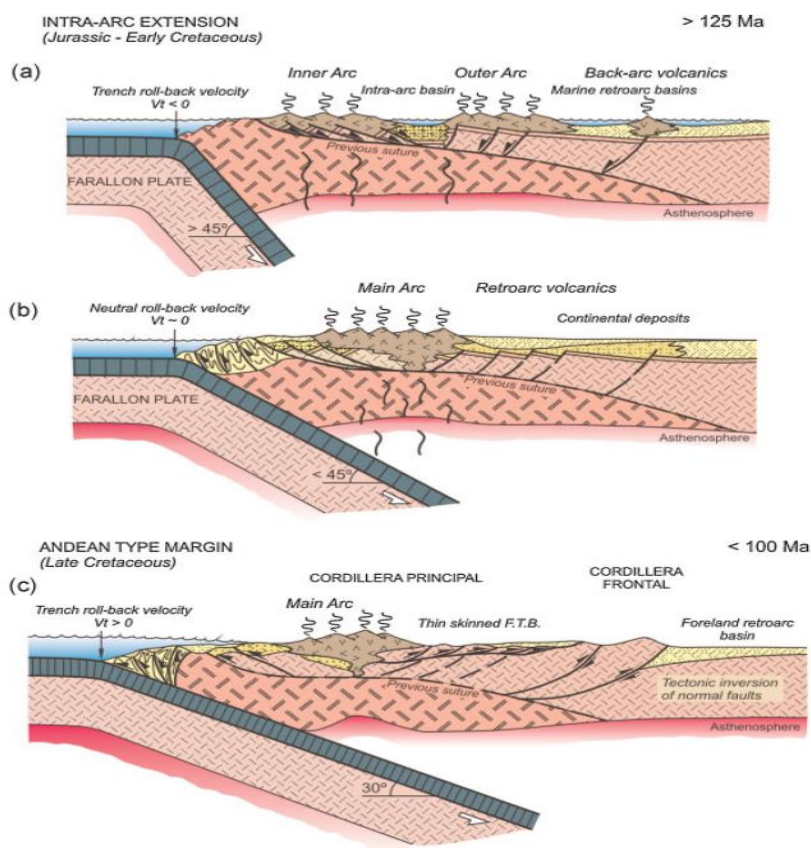


Figura 3.4: Se observa el cambio de régimen y disminución de ángulo durante el Jurásico al Cretácico Superior, cambiando la subducción tipo Mariana a Chilena. Imagen obtenida de Ramos, (2010).

Las edades decrecientes de las intrusiones de oeste a este que van desde el Jurásico Inferior hasta el Eoceno superior se han interpretado como el resultado de la migración hacia el este de los focos de la actividad magmática (Farrar *et al.*, 1970). Existe un dominio de granitoides tipo I que se habrían desarrollado en un intervalo de tiempo entre el Jurásico Inferior y el Cretácico Inferior y forman un cinturón casi continuo Norte-Sur (Berg *et al.*, 1983). Estos granitoides son principalmente tonalitas calcoalcalinas y granodioritas, con cantidades menores de gabros, cuarzo-dioritas y granitos, con abundantes enclaves máficos y diques sin-plutónicos (Rodríguez *et al.*, 2018).

Desde el Jurásico Inferior hasta el Cretácico Inferior, el eje del arco se desplazó unos 50 km hacia el este. El registro geológico apoya fuertemente la adición magmática de larga duración durante este período, generada durante un régimen de extensión y adelgazamiento cortical (Parada *et al.*, 2007). Los complejos plutónicos representan un emplazamiento sin-tectónico con el Sistema

de Fallas de Atacama (SFA), cuya actividad principal se evidencia por la forma alargada, la deformación dúctil y milonitas observadas en los plutones del Jurásico Superior (Brown *et al.*, 1993; Grocott y Taylor, 2002).

3.1.4. *Sistemas de fallas.*

El Sistema de Fallas de Atacama (SFA) se ubica en el margen continental de la placa Sudamericana, se extiende por más de 1000 km entre Iquique (21 ° S) y La Serena (30 ° S), por debajo de la cual se ha producido una subducción de la litosfera oceánica desde los inicios del tiempo Paleozoico (Mpodozis y Ramos, 1990). Los sistemas de fallas de deslizamiento en la litosfera continental en los márgenes de placas convergentes pueden ser causados por la convergencia oblicua entre las placas (Fitch, 1972; Dewey, 1980; Uyeda, 1982; Woodcock, 1986). Varios autores han interpretado que el SFA es un sistema sinistral, con cierre de zanja formado en respuesta a la subducción oblicua de la placa de Aluk (Phoenix) durante el período Cretácico (Naranjo *et al.*, 1984; Woodcock, 1986; Thiele y Pincheira, 1987; Reutter y Scheuber, 1988; Scheuber y Andriessen, 1990; Scheuber y Reutter, 1992).

Los complejos de arco mesozoico se encuentran cortados por un sistema de fallas de rumbos paralelas (figura 3.5). Las fallas frágiles en el Sistema de Fallas de Atacama se superponen a las foliaciones de inmersión abrupta en corte dúctiles. Entre 25 ° S y 27 ° S, la parte occidental del Sistema de Fallas de Atacama estuvo activa en el Cretácico temprano. En su parte oriental, la deformación dúctil es similar a la edad del Cretácico temprano, pero ocurrió en condiciones metamórficas de grado inferior. Las milonitas en la parte oriental del sistema de fallas se formaron por desplazamiento sinistral (Brown *et al.*, 1993).

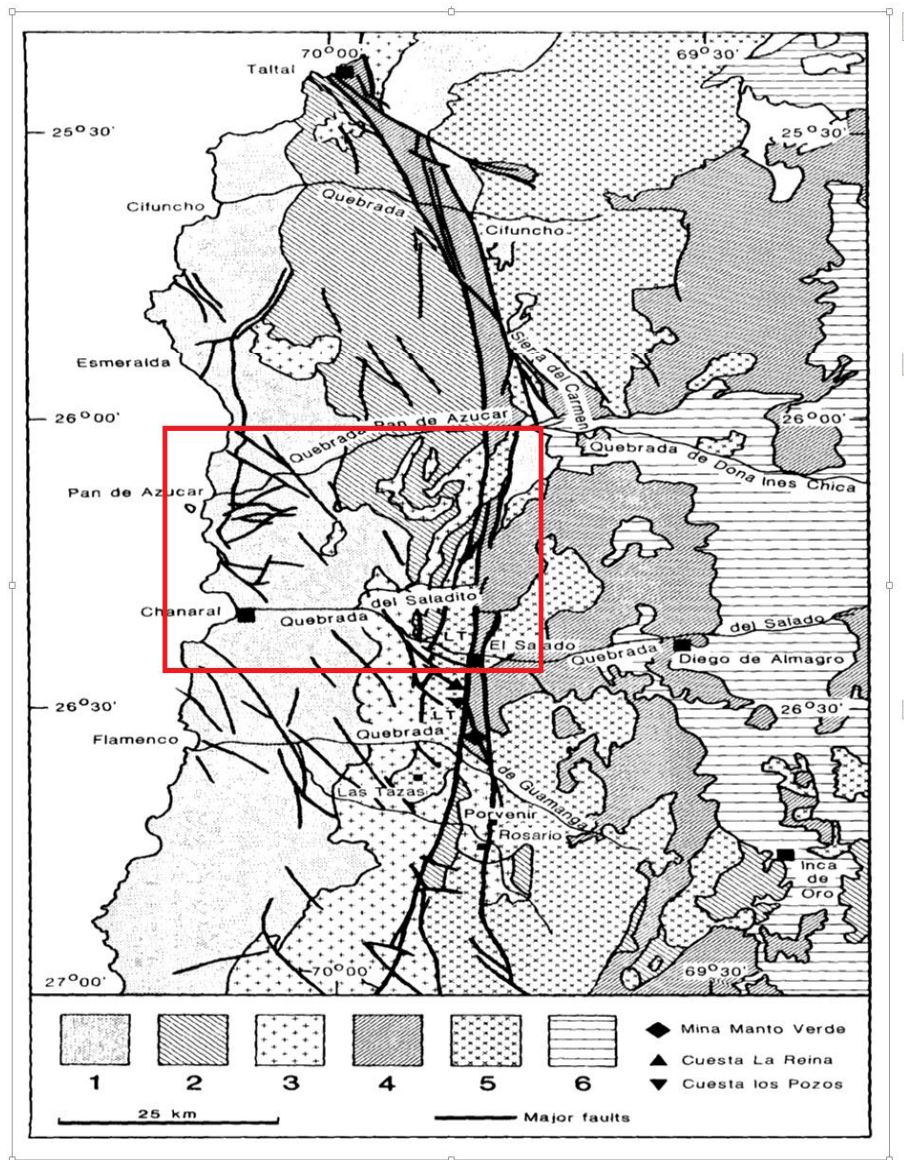


Figura 3.5: Mapa geológico de la Cordillera de la Costa, desde Taltal a Flamenco, 26°30' a 27°. Sistema de Falla de Atacama cortando al Batolito Costero. Imagen obtenida de Brown *et al.*, (1993). El cuadro rojo indica el área de estudio.

3.2. Geología Local

3.2.1. Rocas Intrusivas.

Las rocas intrusivas que afloran en el sector se disponen en una franja paralela al margen Pacífico. A continuación, se describirán los plutones que se encuentran dentro de la zona de estudio.

3.2.1.1. Plutón Quebrada Quiscuda (Pérmico)

Stock subcircular que aflora al norte de Puerto Pan de Azúcar. Intruye al Complejo Epimetamórfico Chañaral y constituye un enclave en el Plutón Pan de Azúcar. Formado por granitos de moscovita, faneríticos, de grano grueso. Berg y Baumann (1985) le asignaron por su mineralogía y relaciones de contacto, una edad similar a la del Plutón Quebrada del Castillo (Godoy y Lara, 1998).

3.2.1.2. Plutón Quebrada del Castillo (Pérmico)

Monzo a sienogranito de biotitas y moscovitas, grano grueso y color ocre claro, en parte porfídicos con abundantes filones aplíticos, constituyen un mega enclave, elongado en dirección noreste (Godoy y Lara, 1998). Berg y Baumann en 1985 por medio de análisis de Rb-Sr en roca total en mica blanca, obtuvieron edad de 248 ± 3 Ma; Damn y Pichowiak en 1983 obtuvieron edad de 273 ± 8 Ma con el método de Rb-Sr en roca total.

3.2.1.3. Plutón Pan de Azúcar (Triásico Superior)

Junto a la costa, en Quebrada Quiscuda, Cabo Falso Pan de Azúcar y hacia el sur de Quebrada Peralillo, afloran cuerpos intrusivos elongados de norte-sur que se denominan, informalmente, Granodioritas de Pan de Azúcar. Intruyen al basamento metasedimentario y son intruidas por el Batolito Cerros del Vetado (Mercado, 1980).

Está formado por monzo a sienogranitos de grano grueso a muy grueso y color ocre claro. Contienen una o dos micas, principalmente biotitas parcialmente cloritizada. Incluye o está en contacto por falla, con el complejo Epimetamórfico Chañaral. Sus contactos con la Formación Agua Chica son tectónicos. Con frecuencia los granitos muestran facies aplíticas y están intruidos por filones andesíticos de composición y orientación semejante a la de los que ocurren en el Plutón Cerros del Vetado (Godoy y Lara, 1998). Su edad está dada por una datación de U-Pb en circón de 230 ± 8 Ma obtenida por Berg y Baumann (1985).

3.2.1.4. Plutón Cerros del Vetado (Triásico Superior)

Granitos que afloran típicamente en el lugar homónimo, intruyendo el basamento metasedimentario e intruidos por plutones más jóvenes (Mercado, 1980)

Cuerpo compuesto por monzogranitos a sienogranitos leucocráticos, en parte porfídicos, que contienen escasa hornblenda, biotita y moscovita. Damm y Pichowiak (1983) reportaron la presencia de cordierita accesoria. Aflora como una elipse de 23x11 km² de eje noreste, entre las quebradas del Salado y Peralillo. Se emplaza en el Complejo Epimetamórfico Chañaral, produciendo, en su extremo sur, una aureola de contacto poco desarrollada. Está instruido hacia el este, por el Plutón Las Ánimas y aparece atravesado por numerosos diques andesíticos-basálticos de rumbo predominante noreste. (Godoy y Lara 1998). Berg y Baumann (1985) utilizaron el análisis de U-Pb en circón dando una intersección inferior de 217±12 Ma cercana a la edad del Plutón Capitana.

3.2.1.5. Plutón Capitana (Triásico Superior)

Cuerpo alargado de 20 x 5 km² de rumbo noreste-suroeste y bordes cataclásticos, constituido por monzogranitos y sienogranitos de grano grueso que afloran al norte, entre trazas orientales secundarias del SFA las que lo ponen en contacto con el Complejo Epimetamórfico Chañaral y la Formación La Negra. Localmente se encuentran intruidos por dioritas del Plutón Sierra Áspera. De carácter fuertemente peraluminoso, los sienogranitos contienen moscovitas y traza de biotita mientras que los monzogranitos se desarrolla también moscovita tardimagmática. Los granitoides están localmente turmalinizados, argilizados y/o con impregnaciones de óxidos en las cercanías de la traza del SFA (Godoy y Lara, 1998). Godoy y Lara en 1998 analizaron los dos cuerpos litológicos por medio de K-Ar en moscovita, obteniendo edades de 199 ± 7 Ma para el monzogranito y 202 ± 5 Ma para el sienogranito.

3.2.1.6. Plutón Peralillo, Cerro Castillo y Barquito (Triásico Superior)

Conjunto de plutones de pequeño volumen y gran variabilidad composicional que afloran en la zona costera, emplazados con contactos tajantes, en el Complejo Epimetamórfico Chañaral y el Plutón Pan de Azúcar. De norte a sur, el Plutón Peralillo se compone de granodioritas grises de biotita y anfíbol de grano medio, con frecuente alteración a epidota y clorita. Dos “stocks” tonalíticos con inclusiones de paragneisses constituyen el Plutón Cerro Castillo y un monzogranito de biotita y hornblenda, de grano grueso a porfídico, caracteriza el Plutón Barquito al sur de Chañaral. Tantos estos plutones como el Plutón Flamenco son equivalentes al Grupo Plutónico Tigrillo, extendido hacia el norte por Naranjo y Puig (1984), a lo largo de la costa. (Godoy y Lara 1998). Berg y Baumann en 1985 dataron el Plutón Cerro Castillo por medio de una isócrona de Rb-Sr en roca total resultando una edad de $201,6 \pm 2,6$ Ma; mientras que el Plutón Barquito esta datado por edades K-Ar en biotitas de 193 ± 3 Ma (Farrar *et al.*, 1970) y 204 ± 4 Ma (Díaz, 1986).

3.2.1.7. Plutón Las Animas (Jurásico Superior)

Intrusivo que aflora al oeste de la Falla Occidental del SFA como una franja norte-sur. (Godoy y Lara, 1998). El Plutón Las Ánimas intruye tanto al Plutón Cerros del Vetado como a rocas del Complejo Epimetamórfico Chañaral, generando en este último una aureola de rocas corneas de hasta 2 kilómetros de ancho localmente moteadas por hipersteno y cordierita. Al norte intruye a la Formación La Negra. Desde Quebrada Peralillo hasta Quebrada Salitrosa constituye un cuerpo continuo de dioritas cuarcíferas de piroxenos, de grano medio, con microdioritas y tonalitas de anfíbola y biotitas subordinadas. Sus minerales máficos, dos piroxenos con variable grado de reemplazo por anfíbola y biotita, presentan con frecuencia una fuerte alteración a epidota clorita, limonita y arcillas. Afloramientos menores de gabro, gabro y diorita cuarcíferas de grano grueso a medio. Al oeste del SFA y entre las quebradas del Salado y Las Ánimas el plutón es cortado por filones de andesita basáltica.

En el margen occidental del plutón, adyacente al Plutón Cerros del Vetados, se desarrolla un lente de hasta 800 metros de ancho de protolimonitas y milonitas, el cual presenta foliación subvertical milimétrica y lineación de estiramiento vertical. En el margen oriental del plutón existe una banda de milonitas de 1 a 0,5 kilómetros de ancho (Godoy y Lara, 1998). Berg y Breitzkreutz en 1983 reportaron dos isócronas de Rb-Sr en biotita de $150,4 \pm 1,7$ Ma y $157,6 \pm 2,6$ Ma. Dallmeyer *et al.* (1996) obtuvieron una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbol de $164,1 \pm 38$ Ma. Díaz (1986) obtuvo dos edades K-Ar en biotita, de 161 ± 4 y 148 ± 7 Ma.

3.2.1.8. Plutón Las Tazas (Cretácico Inferior)

El complejo plutónico de granodiorita y monzonita de Las Tazas se emplazó a lo largo del Sistema de Fallas de Atacama, una estructura importante que estaba íntimamente relacionada con la construcción del Batolito Costero mesozoico del norte de Chile (Wilson *et al.*, 1999).

El complejo plutónico Las Tazas se extiende desde los 26°S en la Cordillera de la Costa del norte de Chile y cubre un área de 232 km². Este plutón, corresponde a un cuerpo granodiorítico con una edad cercana a los 130 Ma (Wilson *et al.*, 2000). De acuerdo con Wilson *et al.* (1999), el plutón Las Tazas intruyó sintectónicamente a través del SFA durante un cambio cinemático local a lo largo de la zona de falla, que pasó desde un cizallamiento vertical a transurrencia dextral.

Está constituido, principalmente por granodioritas de anfíbola y biotita de grano medio, en parte con inclusiones de dioritas, particularmente abundantes hacia su centro. Las granodioritas están cortadas por dos generaciones de filones pórfido-dioríticos de rumbo NW-SE y N-S, siendo estos últimos los más jóvenes. En el borde occidental del plutón se desarrolla una faja discontinua de milonitas de 100 a 500 m de ancho, con foliación subvertical de rumbo nornoreste y cuyo protolito deriva tanto del Plutón Las Tazas como del adyacente Plutón Las Ánimas (Godoy y Lara, 1998).

3.2.1.9. Plutón Sierra Pastenes (Cretácico Inferior)

Intrusivo de forma lenticular de eje mayor NNE que aflora emplazado entre las trazas del SFA. Por el occidente se encuentra en contacto por falla con el Plutón Las Ánimas y por el oriente contra el Plutón Capitana. Si bien por su edad puede interpretarse como una prolongación del Plutón Las Tazas, su litología y ausencia de milonitas lo diferencian de aquel. La mayor parte del plutón está compuesto por dioritas cuarcíferas de grano medio de clinopiroxeno y anfíbol con volúmenes menores de granodioritas y monzodioritas (Godoy y Lara, 1998). La única edad disponible (130 ± 5 Ma K-Ar en biotita; Díaz, 1986) proviene del borde centro oriental del plutón.

3.2.1.10. Plutón Sierra Áspera (Cretácico Inferior)

Intrusivo de forma ganchuda, aflora al este del SFA, donde intruye a la Formación La Negra y produce una extensa aureola de rocas corneas. Entre cerro Carmen y Sierra Áspera predominan dioritas de grano medio a fino, localmente porfídicas y color gris a verde oscuro, habitualmente con abundante uralita, prehnita, esfeno, epidota y clorita como alteración moderada a fuerte de sus piroxenos. Además, se observan enclaves y filones de composición leucocráticos, monzogranitos, granodioritas y tonalitas de hornblenda, las dos últimas con biotita, en afloramientos cerca de cerro Carmen. Se incluyen dentro de esta unidad afloramientos de dioritas cuarcíferas de clinopiroxeno y anfíbola que ocurren en el cordón al sur de la mina Rosario, en la zona de Quebrada Carrizalillo (Godoy y Lara, 1998). Brook *et al* en 1986 reportaron isócronas Rb-Sr en roca total de 126 ± 2 Ma y Díaz en 1986 obtuvo edades de 128 ± 3 y 131 ± 3 Ma con el método de K-Ar en biotitas.

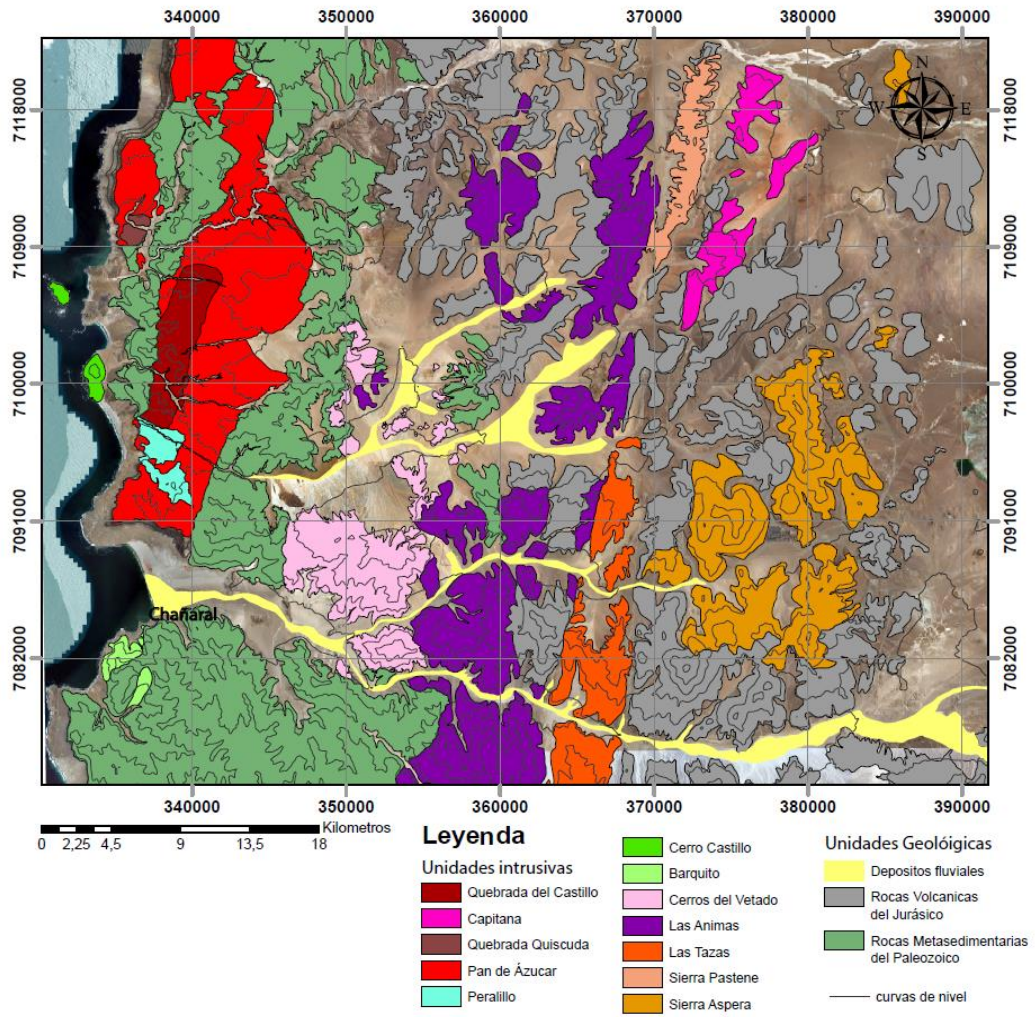


Figura 3.6: Mapa de ubicación de los cuerpos intrusivos de dimensiones batolíticas emplazados de N-S, además de las formaciones metasedimentarias del Paleozoico y volcánicas del Jurásico. Imagen obtenida de SAS Planet y editada en el programa ArcGis 3.0.

CAPÍTULO 4: METODOLOGÍAS:

Con la finalidad de cumplir con los objetivos de la presente tesis, se desarrollaron recopilaciones bibliográficas, campañas de terreno, recolección de muestras, estudios petrográficos macroscópicos y microscópicos, análisis geoquímicos, geocronológicos y medición de datos estructurales. La metodología aplicada se explica a continuación:

4.1. Etapa de Gabinete I

En primera instancia se delimitó el área de estudio mediante las hojas de Chañaral y Diego de Almagro (Godoy y Lara, 1998) de escala 1:4000. En conjunto se realizó una recopilación bibliográfica sobre los distintos plutones que se encuentran dentro del Batolito Costero del Norte de Chile e hipótesis evolutivas del marco tectónico en la cual se formaron. Para esta recopilación se utilizaron recursos propios además de cartas geológicas disponibles en la Universidad de Atacama. Además, se realizó una base de mapeo geológico, con sistemas de coordenadas UTM, Datum WGS84 zona 19S, con escala de 1:4000, durante el primer y segundo semestre del año 2019.

4.2. Etapa de Terreno

En el levantamiento geológico se realizó la toma de datos estructurales principalmente de los contactos, entre los cuerpos intrusivos y su roca encajante, además de un muestreo detallado de los distintos afloramientos y una descripción de cada muestra, para luego trasladarla y analizarla con más detalles en una próxima etapa de gabinete.

4.2.1. *Protocolo de muestreo.*

- Identificar intrusivos del área de estudio y tomar fotografías del afloramiento sin modificar.
- Establecer una zona a muestrear en particular, que sea lo más representativa del plutón.

- Las muestras recolectadas compactas deberán tener dimensiones mínimas de 10x10x10 (cm³), como tamaño mínimo en caso de que la muestra sea seleccionada para corte transparente o pulido, además la muestra deberá tener caras frescas. Se seleccionarán dos muestras gemelas del mismo punto ya que una irá a análisis o se utilizará para sección y la otra quedará como respaldo en caso de algún imprevisto.
- Se realizará una descripción rápida de la muestra, para luego ser rotuladas y guardadas en bolsas para su transporte.

4.3. Etapa de Gabinete II

En gabinete se realizó una descripción detallada de la roca, con los siguientes instrumentos; lupa de mano, imán, rayador, etc. Para luego analizarlas microscópica, geoquímica y geocronológicamente.

4.3.1. Descripción petrográfica

El estudio petrográfico macroscópico de las rocas plutónicas fue realizado en un principio en terreno, por medio de descripción textural y mineralógico de las muestras de mano, utilizando lupa 14x y 20x (figura 4.1). Posteriormente en gabinete se llevó a cabo un análisis microscópico de la roca.



Figura 4.1: Lupas 10x y 14x utilizadas para la descripción macroscópica de las rocas.

El estudio microscópico fue realizado en el Museo Mineralógico de La Universidad de Atacama, utilizando el instrumento polarizante Leitz LABORLUX S (figura 4.2).



Figura 4.2: Microscopio Leitz LABORLUX S utilizado para la descripción microscópica de la roca.

4.4. Análisis Geoquímico

Las técnicas analíticas para caracterizar la geoquímica de las muestras tienen por objeto hallar la composición química de los materiales, ya sea de forma directa sobre la propia muestra, o mediante ensayos con reactivos (vía húmeda).

La caracterización geoquímica de las muestras se ha basado en el análisis de 20 muestras representativas. Las composiciones de los elementos principales y traza se analizaron en el laboratorio *Activation Laboratories* Ltda; en Ontario, Canadá. Se recolectaron aproximadamente 5 kg de roca fresca de cada afloramiento siendo estos triturados y molidos hasta obtener un polvo fino. Los elementos mayores se analizaron mediante fluorescencia de rayos X (XRF) utilizando el espectrómetro de fluorescencia de rayos X de dispersión de longitud de onda PHILIPS PW 2400. Los elementos trazas, incluidas las tierras raras, fueron analizados por el método de espectrometría de masas de plasma acoplado

inductivamente (ICP-MS), por medio del equipo Perkin Elmer Sciex ELAN 9000 ICP-MS.

4.5. Análisis geocronológico U-Th-Pb

El método que se utiliza para estudiar la edad de los cuerpos plutónicos del área de estudio es geocronología de U-Th-Pb en circón. En donde 5 muestras fueron analizadas mediante una Sonda Iónica de Alta Resolución (SHRIMP) para cuantificar las relaciones isotópicas de U, Th y Pb. Las separaciones de circonio para análisis de isótopos se obtuvieron procesando todas las muestras recolectadas, siguiendo la separación estándar de trituración, molienda en discos magnéticos y líquidos pesados en el Centro de Investigación Geocronológica de la Universidad de Sao Paulo (IGc-CPGeo-USP). Los circones fueron seleccionados y posteriormente se montaron adicionalmente (junto con el estándar TEMORA) en epoxi y se pulieron para obtener secciones casi centrales. Después del recubrimiento de Au. Los montajes pulidos se examinaron exhaustivamente con un microscopio electrónico de barrido FEI-QUANTA 250 equipado con detectores de electrones secundarios y de catodoluminiscencia (CL) en IGc-CPGeo-USP. Luego se analizaron los mismos montajes mediante la técnica isotópica U-Pb utilizando una máquina SHRIMP-IIe en el Laboratorio Geocronológico de Alta Resolución USP, siguiendo los procedimientos analíticos presentados en Williams (1998) y Sato *et al.* (2014).

CAPÍTULO 5. RESULTADOS

A continuación, se presentan los resultados de los análisis petrográficos, geoquímicos y geocronológicos de los diferentes cuerpos intrusivos muestreados.

Tabla 5.1. Muestras obtenidas en el mapeo geológico y análisis previos de las unidades intrusivas del Batolito Costero. Se indica el código de la muestra, localidad y tipo de análisis.

Código Muestra	Roca	Coordenadas			Análisis		
		Este	Norte	Cota			
QCC-16-1	Quebrada del Castillo	337449	7100833	187	Petrografía	Geoquímica	Geocronología
QQ-16-1	Quebrada Quiscuda	337449	7100833	239	Petrografía	Geoquímica	
PA-16-1	Pan de Azúcar	337449	7100833	31	Petrografía	Geoquímica	
PA-16-2	Pan de Azúcar	337449	7100833	195	Petrografía	Geoquímica	
PA-16-3	Pan de Azúcar	337449	7100833	210	Petrografía		
PE-16-1	Peralillo	337449	7100833	149	Petrografía	Geoquímica	
CC-16-1	Cerro Castillo	337449	7100833	79	Petrografía	Geoquímica	
BA-16-1	Barquito	337449	7100833	19	Petrografía	Geoquímica	
CV-16-1	Cerros del Vetado	337449	7100833	195	Petrografía	Geoquímica	
CV-16-2	Cerros del Vetado	337449	7100833	610	Petrografía	Geoquímica	
CV-16-3	Cerros del Vetado	337449	7100833	272	Petrografía	Geoquímica	Geocronología
AN-16-1	Las Ánimas	337449	7100833	272	Petrografía	Geoquímica	Geocronología
AN-16-2	Las Ánimas	337449	7100833	330	Petrografía	Geoquímica	
AN-16-3	Las Ánimas	337449	7100833	351	Petrografía	Geoquímica	
AN-16-4	Las Ánimas	337449	7100833	515	Petrografía	Geoquímica	
AN-16-5	Las Ánimas	337449	7100833	798	Petrografía	Geoquímica	
AN-16-6	Las Ánimas	337449	7100833	343	Petrografía	Geoquímica	
TZ-16-1	Las Tazas	337449	7100833	361	Petrografía	Geoquímica	Geocronología
TZ-16-2	Las Tazas	337449	7100833	725	Petrografía		
SP-16-1	Sierra Pastenes	337449	7100833	1040	Petrografía	Geoquímica	Geocronología
SA-16-1	Sierra Áspera	337449	7100833	830	Petrografía	Geoquímica	
SA-16-2	Sierra Áspera	337449	7100833	719	Petrografía	Geoquímica	

5.1. Petrografía

La mayoría de los afloramientos de estos cuerpos intrusivos son de larga extensión, que van de norte a sur, la mayoría de ellos cubiertos por depósitos cuaternarios. Durante las campañas de campo, se muestrearon 11 unidades

intrusivas. Las muestras obtenidas fueron analizadas petrográficamente a nivel macro y microscópicamente. Además, se identificaron las formaciones que han sido afectadas por estos cuerpos ígneos y se analizaron a nivel de afloramiento para determinar las relaciones de contacto entre la roca intrusiva y roca encajante.

5.1.1. Rocas del Basamento Paleozoico

Las rocas del Complejo Epimetamórfico de Chañaral, especialmente la Formación Las Tórtolas afloran muy próximo a la costa, por cientos de kilómetros en el norte de Chile. Presenta en algunas zonas roca fresca, pero en general los afloramientos están altamente meteorizados. Está compuesta principalmente por filitas negras y cuarcitas. La Formación fue sometida a altas temperaturas debido a la intrusión de cuerpos ígneos, generando una aureola de contacto de varios metros (figura 5.1).

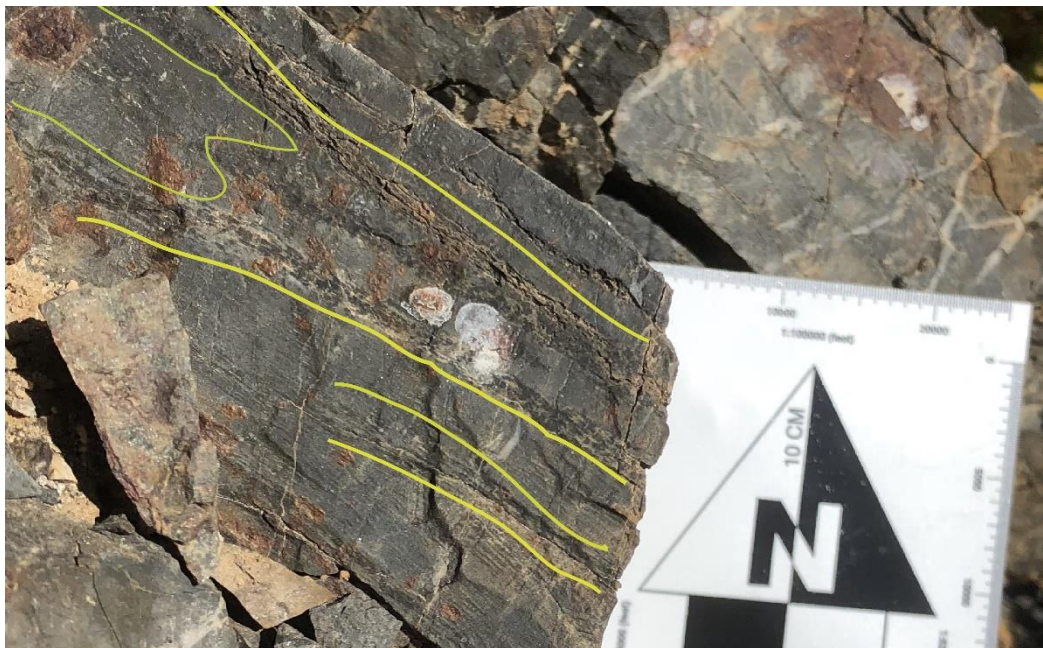


Figura 5.1: Complejo Epimetamórfico de Chañaral, corresponde a un afloramiento de filita, ubicada en las coordenadas UTM 338.187E, 7.106.991N. Se observan motas de cordierita, dando énfasis a una aureola de contacto.

5.1.2. Muestra QQC-16-1

Dentro del Plutón Pan de Azúcar, afloran dos pequeños plutones de varios metros cuadrados en dirección norte sur, con similares características petrográficas, pero diferentes características geoquímicas y geocronológicas.

Esta muestra corresponde al plutón Quebrada del Castillo, el cual es un cuerpo alargado de aproximadamente 20 km², ubicado en la costa al norte de Chañaral, con dirección noreste-suroeste. Este se encuentra dentro del Plutón Pan de Azúcar, sus contactos son difusos, no obstante, en la zona sur se encuentra en inconformidad con el Complejo Epimetamórfico de Chañaral (figura 5.2). Ambos cuerpos son cortados longitudinalmente de norte a sur, por diques pórfido-dioríticos alterando y recrystalizando levemente la roca.

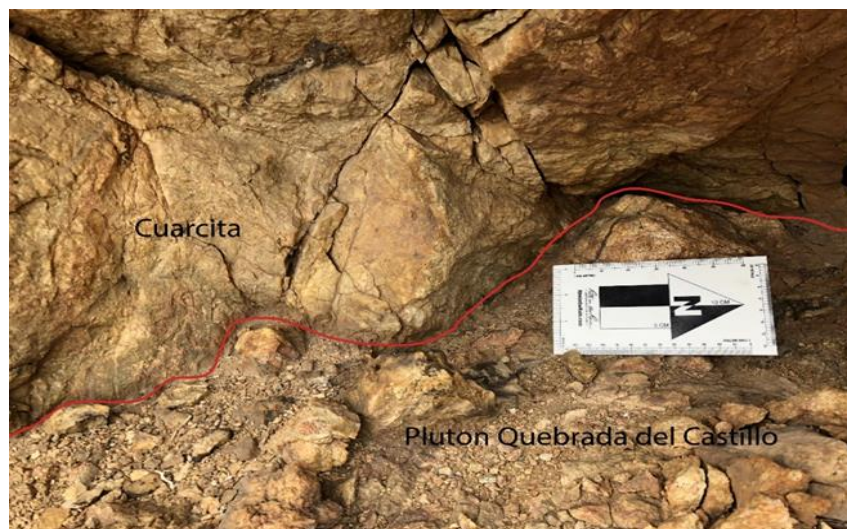


Figura 5.2: Inconformidad entre el Plutón Quebrada del Castillo y cuarcitas de la Formación Las Tórtolas. Foto obtenida en las coordenadas UTM 337.509E, 7.100.360N.

Los afloramientos analizados son de color ocre, meteorizados moderadamente, en algunas zonas con mayor intensidad. Petrográficamente presenta texturas holocristalinas, fanerítica y equigranular. Compuesta mineralógicamente por cristales homogéneos de grano grueso, de plagioclasas en un 45 % con alteración moderada a sericita, cuarzo en un 25%, feldespato potásico en un 17 % alterados moderadamente a arcillas, 10 % de minerales máficos compuestos principalmente por biotitas y hornblendas y un 3 % de cristales de moscovitas. Según la clasificación de rocas ígneas de Streckeisen el plutón se define como un monzogranito (figura 5.3), cabe destacar que en terreno se observó

variación de composición en la plagioclasa y feldespato potásico, aumentando el feldespato potásico en algunas zonas.

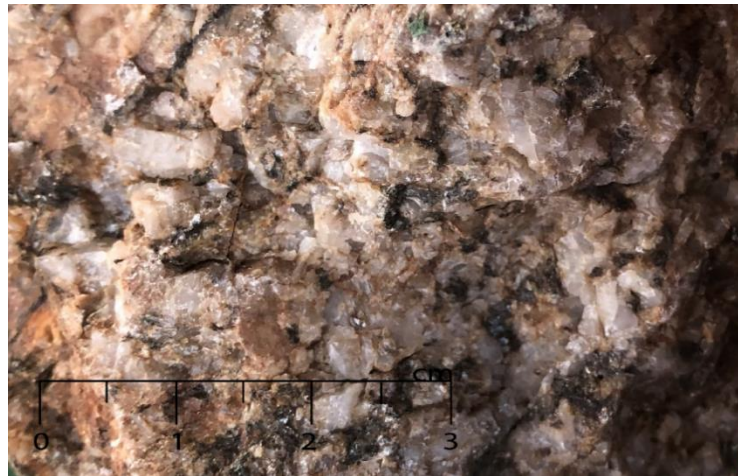


Figura 5.3: Muestra obtenida en las coordenadas UTM 337.606E, 7.099.347N, observando cristales de grano grueso de plagioclasas, cuarzo y en menor cantidad de feldespato potásico, además de minerales máficos de biotita y anfíbola.

5.1.3. Muestra QQ-16-1

Esta muestra pertenece a afloramientos del Plutón Quebrada Quiscuda, el cual es un cuerpo pequeño de aproximadamente 6 km² ubicado en la costa, al norte de la caleta Pan de Azúcar. Al igual que el intrusivo anterior, estos se encuentran intruyendo a la Formación Las Tórtolas y desarrollando una aureola de contacto en ella. Cabe destacar que estos se encuentran emplazados dentro del Plutón Pan de Azúcar, sin embargo, los contactos son difusos, observando solo el cambio de composición y tamaño de cristales. Los afloramientos son de color ocre claro, se encuentran moderadamente meteorizados, y están compuesto principalmente por cristales homogéneos, con textura holocristalina, fanerítica y equigranular de grano medio a grueso de plagioclasas en un 40%, cuarzo en un 33 %, feldespato potásico en un 10 %. Además de minerales máficos en un 15 % conformados principalmente por hornblendas y biotitas, incluyendo una pequeña porción de cristales de moscovita en un 2 %. Clasificando el plutón en un monzogranito según el diagrama de Streckeisen.

Al observar la muestra en el microscopio óptico de luz transmitida, se pudo inferir que es una roca ígnea con textura holocristalina, fanerítica, equigranular. Compuesta principalmente por un 45 % de plagioclasas subhedrales a anhedrales,

con maclas polisintética, zonación y con leve alteración a sericita, en un 25 % de cuarzo anhedral, en un 15% de feldespato potásico anhedral, con alteración leve de arcillas. Los minerales máficos están principalmente compuestos por un 10 % de biotitas anhedrales, y en menor cantidad por hornblenda anhedral a subhedral con maclas simples, ambas alterando levemente a clorita. Además, se puede observar moscovitas anhedrales en un 5% (figura 5.4). Según la clasificación de Streckeisen de rocas ígneas, este es definido como un monzogranito.

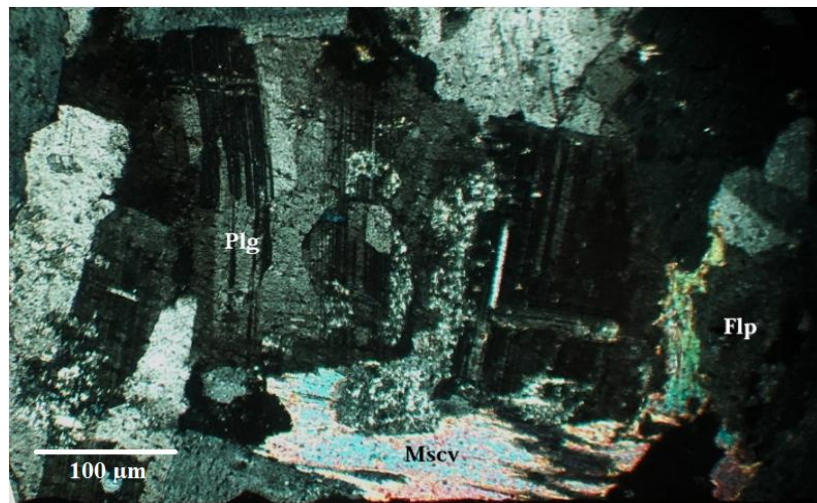


Figura 5.4: Muestra QQ-16-1 analizada en el microscopio. Se observa plagioclasas con maclas polisintéticas, feldespatos alterados a arcillas y cristales de moscovitas.

5.1.4. Muestra PA-16-1 y PA-16-2

El plutón Pan de Azúcar es un gran cuerpo volumétrico alargado, aflora por varios kilómetros al norte de Chañaral, en dirección norte-sur. La mayoría de este intrusivo se encuentra altamente meteorizado y alterado. Intruye en gran parte al Complejo Epimetamórfico de Chañaral. En su zona occidental se observa un contacto intrusivo neto, mientras que en la zona oriental se observa un contacto por falla (figura 5.5). Sin embargo, ambos generan una aureola de contacto de varios metros en el Complejo. Este cuerpo ígneo está cortado posteriormente por varios diques pórfido-dioríticos en dirección Noreste a Suroeste, muy similares a los diques que se observan en el Plutón Cerros del Vetado.



Figura 5.5: Contacto por falla N5E/73SW, entre el Plutón Pan de Azúcar y la Formación Las Tórtolas ubicada en las coordenadas UTM 344809E, 711567N.

Los afloramientos observados son de color ocre claro y oscuros. Estos se encuentran con un grado de meteorización y alteración moderada a alta. Macroscópicamente se puede observar que los cristales son de tamaño grueso a muy grueso, con texturas holocristalina, fanerítica, y equigranular. Sin embargo, en diferentes regiones se observa texturas porfídicas y facies aplíticas. Su composición mineralógica es de un 40 % en plagioclasas alteradas moderadamente a sericita, un 30% de cuarzo, un 15 % de feldespato potásico con alteración moderada de arcillas, un 15 % de minerales máficos, principalmente biotitas levemente oxidadas y hornblenda. En ciertas zonas la cantidad de plagioclasas disminuye, mientras que la del feldespato aumenta (figura 5.6). Esta roca ígnea es definida como un sieno a monzogranito.

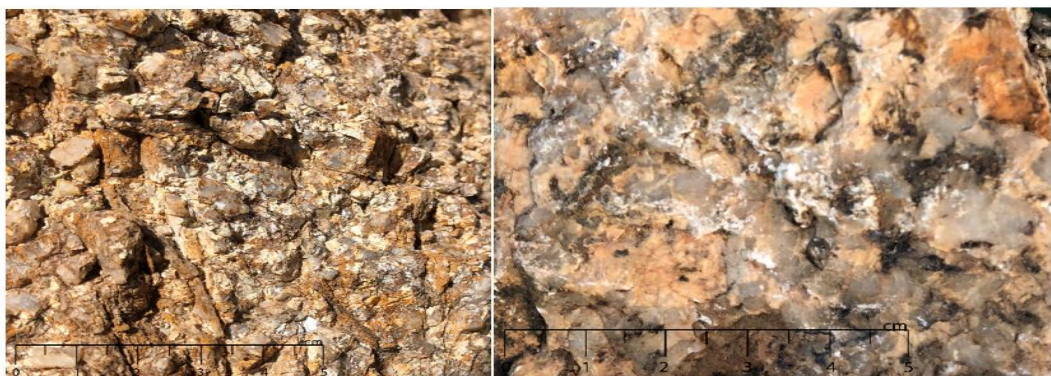


Figura 5.6: A: Roca plutónica ubicada en las coordenadas UTM 340.131E, 7.100.108N con mayor contenido de plagioclasas y cuarzo, altamente alterada. B: Roca plutónica ubicada en las coordenadas UTM 342.114E, 7.100.358N con mayor contenido de feldespato y cuarzo levemente alterada.

5.1.5. Muestra PE-16-1

Esta muestra corresponde al intrusivo Peralillo, el cuerpo ígneo se extiende por varios metros de norte a sur, a través de la Quebrada Peralillo al norte de Chañaral. Está limitado al norte por la Formación Las Tórtolas y el Plutón Quebrada del Castillo y en la zona sur por el intrusivo Pan de Azúcar (figura 5.7). Por lo general los afloramientos son principalmente rocas con caras frescas de color gris claro con muy bajo grado de meteorización.

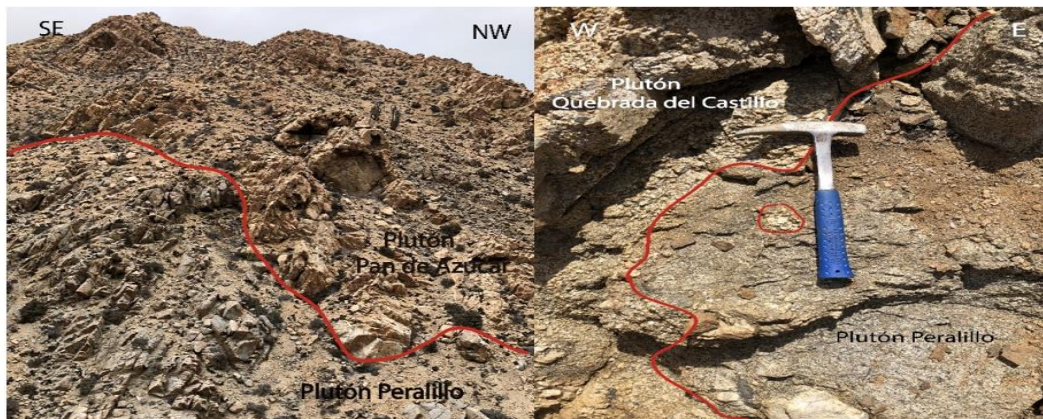


Figura 5.7: A: Plutón Peralillo intruyendo al Plutón Pan de Azúcar en las coordenadas UTM 336.507E, 7.097.510N. B: Contacto intrusivo entre el Plutón Peralillo (zona inferior), con el Plutón Quebrada del Castillo (zona superior) en las coordenadas UTM 337.170E, 7.908.561N.

Esta unidad intrusiva presenta un color gris claro, con un grado bajo de meteorización y alteración. Compuesta por cristales homogéneos, equigranulares, de grano medio de plagioclasas en un 45 %, cuarzo en un 30%, feldespato potásico en un 5 % y en un 20 % de minerales máficos compuestos principalmente por anfíboles y en menor cantidad por biotitas. En diferentes zonas de este plutón se pueden observar inclusiones de color gris oscuro, redondeadas, de aproximadamente 15 cm a varios metros (figura 5.8), compuestos principalmente por minerales máficos, plagioclasas y cuarzo.



Figura 5.8: Ambas imágenes se aprecia inclusiones redondeadas de color gris oscuro de diferentes tamaños encontradas en la quebrada de Peralillo en 336826E, 7097529N.

A nivel microscópico se observan textura holocristalina, fanerítica y equigranular (figura 5.9). La muestra está compuesta por un 45 % de plagioclasas subhedrales a anhedrales, con maclas polisintéticas y zonación, con alteración leve a sericita y albita, un 32 % de cuarzo anhedral, un 5 % de feldespato potásico anhedral con textura perítica y alteración moderada de arcillas, y finalmente un 18 % de biotitas anhedrales con alteración leve a clorita. La roca se clasifica como una tonalita según el diagrama de Streckeisen.

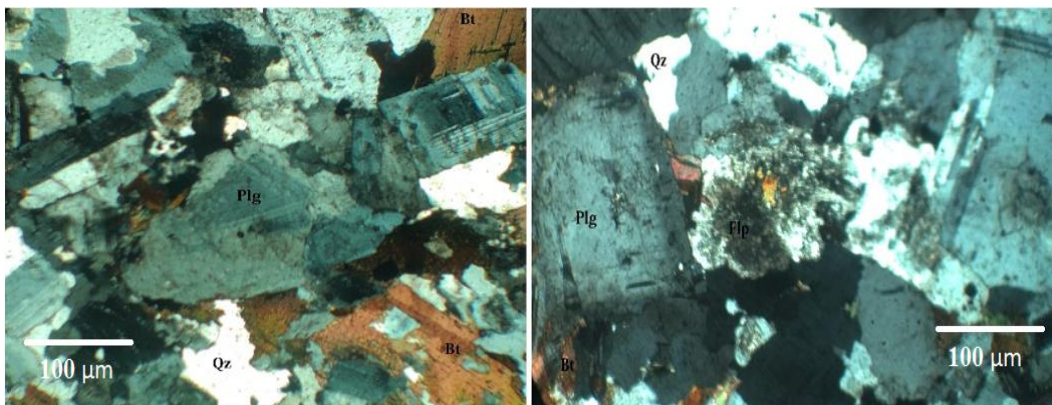


Figura 5.9: Roca PE-16-1 observada al microscopio, C.

5.1.6. Muestra CC-16-1 y BA-16-1

La muestra CC-16-1 corresponde al Plutón Cerro Castillo, ubicado al norte de la ciudad de Chañaral y la muestra BA-16-1 corresponde al Plutón Barquito,

ubicado al sur de aquella ciudad, intruyendo al Complejo Epimetamórfico de Chañaral. Ambos con características petrográficas similares.

La unidad intrusiva del Cerro Castillo es de color gris claro, con afloramientos levemente meteorizados y alterados, no obstante, la mayoría de estos están cubierto por los sedimentos de playa y en ciertas zonas están en contacto con la Formación Las Tórtolas. Su composición mineralógica consta de cristales homogéneos, equigranulares, de grano medio, compuestos principalmente por plagioclasas, cuarzo, en una menor cantidad de feldespato potásico, y con un gran porcentaje de minerales de hornblenda y biotitas.

Microscópicamente se puede observar texturas holocristalinas, fanerítica, equigranular (figura 5.10), compuestas por un 45 % en plagioclasas subhedral a anhedral alteradas levemente a albita y arcillas, un 25 % de cuarzo anhedral, un 5 % de feldespato potásico anhedral alterado moderadamente en arcilla. Los minerales máficos se componen de un 20 % de anfíboles anhedral, con alteración moderada a clorita y un 5 % de biotita anhedral con alteración moderada a clorita y leve de epidota. Según el diagrama de Streckeisen (1976), esta unidad es definida como tonalita.

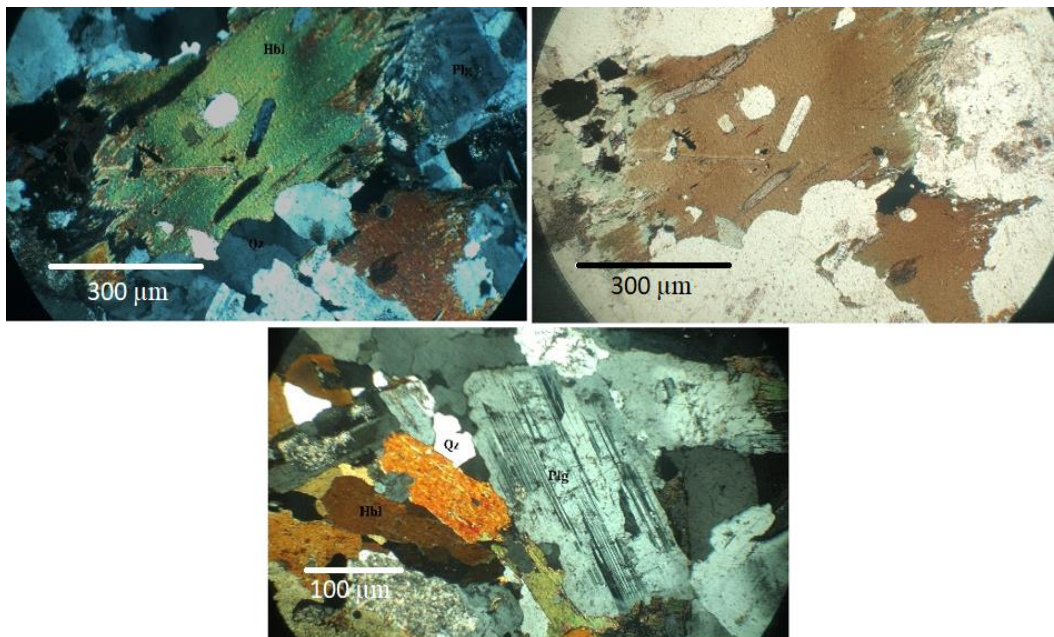


Figura 5.10: Muestra CC-16-1, imágenes A y B se observa un cristal de apatito dentro un fenocristal de anfíbol alterado levemente a clorita. Imagen C muestra cristales de anfíbol, plagioclasas, cuarzo equigranulares.

Por otra parte, los afloramientos observados en el Plutón Barquito son de color gris, levemente meteorizados, con granos homogéneos de un tamaño medios a gruesos, compuestos por plagioclasas en un 30 %, cuarzo en un 40 %, feldespato potásico en un 5 %, biotitas y hornblendas en un 25 %.

A nivel microscópico (figura 5.11) se pueden observar texturas holocristalinas, faneríticas y equigranular. La muestra está compuesta por un 30 % de plagioclasas subhedrales a anhedral, con maclas polisintéticas y zonación, alteradas levemente a sericita, un 35 % de cuarzo anhedral, un 15 % de feldespato potásico anhedral con alteración moderada a arcilla, un 5 % de biotita anhedral con alteración leve a clorita y un 10 % de hornblenda subhedral a anhedral con alteración leve a clorita. Según estos resultados esta unidad se clasificará como una monzogranito.

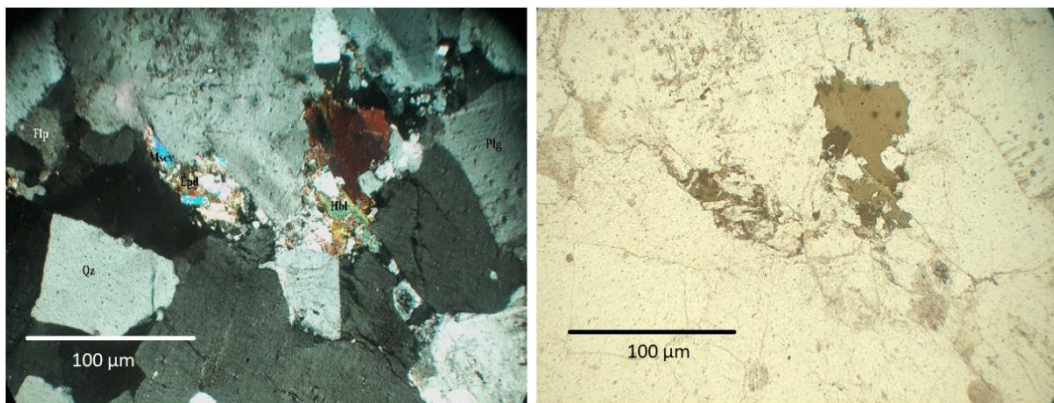


Figura 5.11: La roca BA-16-1 muestra cristales equigranulares de cuarzo, plagioclasas, y feldespatos, además de pequeños cristales de moscovita y anfíboles en sus límites.

5.1.7. Muestra CV-16-1 y CV-16-2

Las muestras corresponden al Plutón Cerros del Vetado, se extiende por varios kilómetros desde la quebrada El Salado hacia el norte. En la zona sur intruye al Complejo Epimetamórfico de Chañaral (figura 5.12), generando una aureola de contacto. Y en la zona oriental está emplazado en contacto con el Plutón Las Ánimas. Es un cuerpo alargado de gran tamaño, sin embargo, los afloramientos van desapareciendo, a causa de la alta meteorización y son recubiertos por sedimentos cuaternarios. Una de las características principales de esta unidad intrusiva son los diques andesíticos que se encuentran cortando en dirección noreste a suroeste, muy parecidos a los que cortan el Plutón Pan de Azúcar.



Figura 5.12: Foto tomada en las coordenadas UTM 336.826E, 7.097.529N. Se observa el Plutón Cerros del Vetado intruye a la Formación Las Tórtolas, generando una aureola de contacto de varios metros.

Los afloramientos son de un color ocre claro, homogéneos, de grano grueso, intensamente meteorizados. Macroscópicamente la roca ígnea presenta texturas holocristalinas, fanerítica y equigranular. Sin embargo, en diferentes zonas se puede observar texturas porfídicas, además de filones aplíticos y vetas de cuarzo lechoso. La composición mineralógica es de un 40% de plagioclasas alteradas levemente a sericita y albita, un 30 % de cuarzo, un 15 % de feldespato potásico alteradas levemente a arcillas, y un 15 % de minerales máficos principalmente biotita y en menor cantidad anfíboles. La roca se clasifica como un monzogranito según el diagrama de Streckeisen (figura 5.13).



Figura 5.13: Muestra del Plutón Cerro del Vetado con cristales homogéneos, equigranulares de tamaño grueso. Obtenida en las coordenadas 349467E, 7082238N.

5.1.8. Muestra AN-16-1 y AN-16-2

Corresponden al Plutón Las Ánimas, ubicado al este de la ciudad de Chañaral, es un cuerpo ígneo alargado de gran tamaño. Se extiende por cientos de kilómetros, cruzando toda la zona de estudio en dirección norte-sur. Está limitado al este por el Plutón Cerro del Vetados y al oeste por el Sistema de Fallas de Atacama. Sus afloramientos son de color gris oscuro, moderadamente meteorizados, sin embargo, en la zona de falla se encuentra altamente meteorizado. La roca es de grano fino (figura 5.14), compuesto por un 30 % de plagioclasas alteradas moderadamente a albita, en un 15 % de cuarzo y en un 55 % de minerales máficos de biotita, anfíboles y piroxenos, con alteración de epidota en ciertas zonas. Esta unidad intrusiva presenta una moderada magnetización.



Figura 5.14: El plutón Las Ánimas está caracterizado por presentar cristales equigranulares, de grano fino, y con mayor porcentaje en minerales máficos, además de presentar un grado de magnetización. Muestra tomada en las coordenadas UTM 359.577E, 7.078.450N.

Microscópicamente se observan texturas holocristalina, fanerítica y equigranular (figura 5.15), compuestas por plagioclasas subhedrales a anhedrales en un 35 % con maclas polisintéticas y zonación, junto con una leve alteración a sericita y albita, un 20 % de cuarzo anhedral, un 2 % de feldespato potásico anhedral alterados levemente a arcillas, y un 43 % de minerales máficos, predominando la hornblenda alteradas levemente a epidota y clorita, y en menor cantidad biotitas anhedrales alteradas levemente a clorita. Según las características descritas anteriormente esta unidad es clasificada según Streckeisen como una diorita.

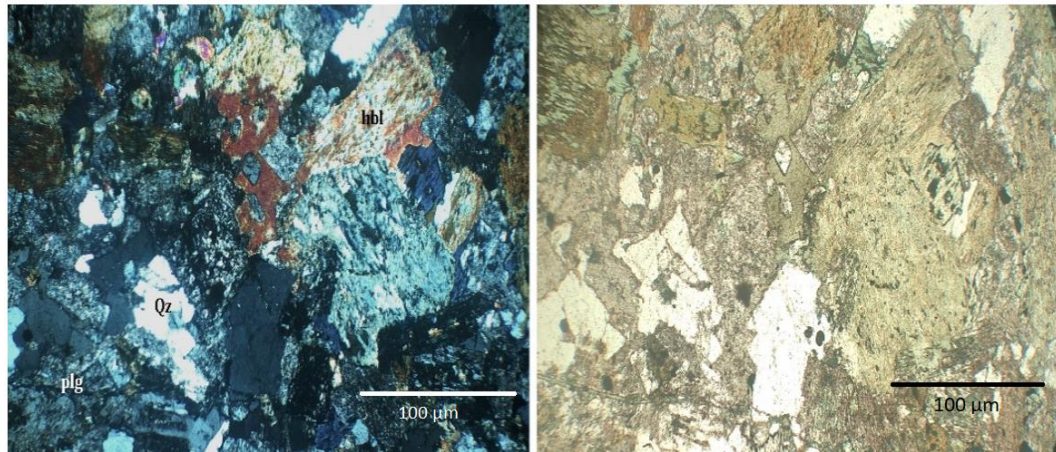


Figura 5.15: Roca AN-16-2 analizada en el microscopio, muestra cristales pequeños de cuarzo, plagioclasas altamente alteradas, y un gran porcentaje de hornblendas anhedrales.

5.1.9. Muestra TZ-16-1 y TZ-16-2

Las muestras corresponden al Plutón Las Tazas, siendo este un cuerpo tabular de gran tamaño y se extiende de norte a sur por varios kilómetros hasta la Quebrada Peralillo, limitado por la falla central y occidental del Sistema de Fallas de Atacama. Sus afloramientos son de color gris claro, intensamente meteorizados, con cristales equigranular, de tamaño fino a medio (figura 5.16), compuestos por un alto contenido en plagioclasas y cuarzos. Los Feldespatos potásicos son escasos y la roca presenta mayor contenido en biotita y anfíbola.



Figura 5.16: Roca obtenida del Plutón Las Tazas en las coordenadas UTM 366.018E, 7.0768.83N, se observa cristales finos, con textura equigranular, compuesta por plagioclasas, cuarzo, hornblendas, biotitas y en menor cantidad de feldespato potásico.

En el microscopio se puede observar texturas holocristalinas, faneríticas y equigranular (figura 5.17), compuesta mineralógicamente por un 42 % de plagioclasas subhedrales a anhedrales con maclas polisintéticas y zonación, con alteración moderada a albita y sericita, un 30 % de cuarzo anhedral, un 8 % de feldespato potásico anhedral con alteración moderada a arcilla, un 20 % de minerales máficos, principalmente por hornblendas subhedral a anhedral con maclas simples y biotitas anhedrales alteradas levemente a clorita. Según el diagrama de Streckeisen la roca es clasificada como granodiorita.

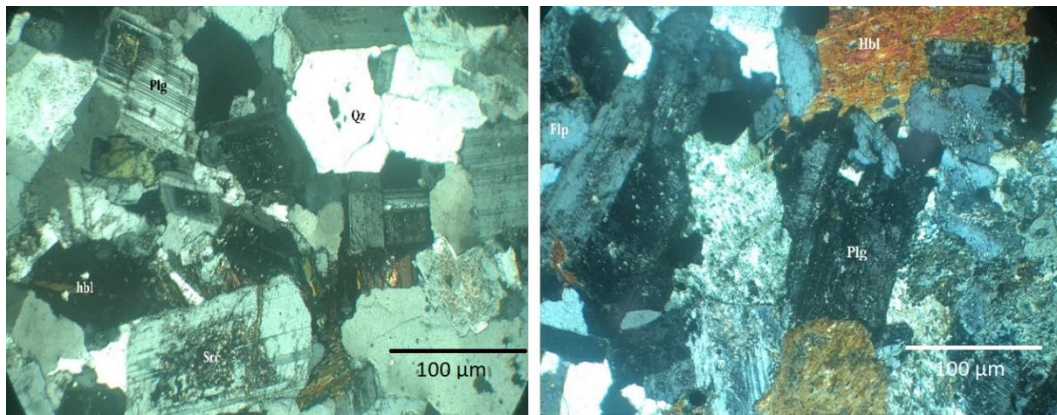


Figura 5.17: Muestra TZ-16-1 con textura equigranular, compuestas por plagioclasas con maclas polisintéticas, alteradas moderadamente a sericita, cuarzo anhedral, hornblendas subhedral a anhedral.

5.1.10. Muestra SP-16-1

Al norte del Plutón Las Tazas, se encuentra un cuerpo intrusivo denominado Sierra Pastene limitado por el mismo sistema de falla, pero con diferentes características petrográficas y geoquímica. La mayoría del plutón se encuentran meteorizados, alterados y recubiertos por sedimentos cuaternarios, siendo muy pocos los sectores que afloran roca fresca, estos son de color gris claro, de texturas holocristalinas, faneríticas y equigranular, de grano grueso, compuestas por plagioclasas alteradas moderadamente a sericita en un 40 %, cuarzo en un 25 %, biotitas en 15 %, y anfíboles en un 10 % alterada ambas en clorita. Esta roca se le puede atribuir a la prolongación del Plutón Las Tazas, sin embargo, presenta una composición de roca diferente, incluyendo su geoquímica. Según el diagrama de Streckeisen la roca ígnea es clasificada como una diorita cuarcífera.

5.1.10. Muestra SA-16-1 y SA-16-2

Las muestras corresponden al plutón más alejado de la costa denominado Sierra Áspera, en la cual, se extiende por la Quebrada El Salado por varios kilómetros hacia el norte. Es un cuerpo voluminoso de gran tamaño. Intruye a La Formación La Negra. Sus afloramientos son de color gris verdoso, moderadamente meteorizados, compuestos principalmente de plagioclasas, en menor cantidad cuarzo y no observable macroscópicamente el feldespato potásico, además de incluir minerales máficos de biotita, anfíboles alterados levemente a clorita.

A nivel microscópicos esta unidad intrusiva presenta textura holocristalina, fanerítica y equigranular, con cristales homogéneos, compuestos por un 50 % de plagioclasas subhedral a anhedral alteradas moderadamente a albita y sericita, un 10 % de cuarzo anhedral, un 5 % de feldespato potásico anhedral alterados levemente a arcillas y un 35 % de hornblendas anhedral alterados a clorita y epidota (figura 5.18). Según el diagrama de Streckeisen es definida como una diorita.

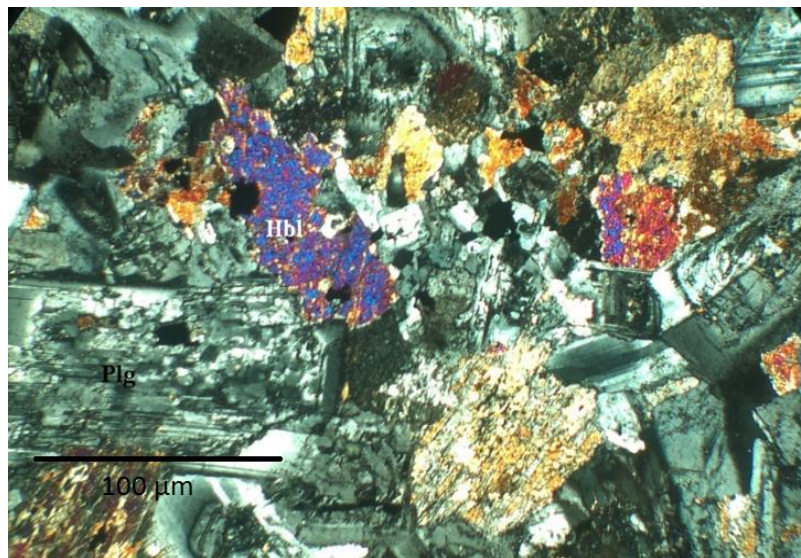


Figura 5.18: Roca SA-16-1, se observa plagioclasas con zonación junto con maclas polisintéticas, alteradas moderadamente a albita y sericita, además de hornblendas anhedrales alteradas moderadamente a clorita.

5.2. Geoquímica

En este subcapítulo se expone la descripción y análisis de las principales características geoquímicas de los intrusivos del área de estudio. Se cuenta con un total de 20 muestras con análisis químico de elementos mayores y elementos trazas, que fueron recolectados durante el transcurso de la investigación. Los elementos mayores –SiO₂, Na₂O, K₂O, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, CaO, P₂O₅- están analizados por fluorescencia de rayos X (FRX) y los elementos trazas fueron analizados por ICP-MS.

5.2.1. Elementos mayores

La concentración de los elementos mayores de los diversos cuerpos intrusivos analizados, se encuentran en la Tabla 5.2. Los resultados y las características geoquímicas de las rocas ígneas serán presentados a través de diferentes diagramas.

Tabla 5.2: Resultados geoquímicos de roca total de elementos mayores realizados a los intrusivos del Batolito Costero del Norte de Chile, por el método de fluorescencia de rayos X.

Plutón	Quebrada Cerro Castillo	Quebrada Quiscuda	Pan de Azúcar		Barquito
Muestra	QCC-16-1	QQ-16-1	PA-16-1	PA-16-2	BA-16-1
SiO₂	76.890	65.470	74.880	71.540	73.460
TiO₂	0.090	0.530	0.050	0.330	0.170
Al₂O₃	12.760	16.270	14.390	14.910	14.030
Fe₂O₃T	1.570	4.550	1.320	3.200	2.310
FeOt	1.413	4.094	1.188	2.879	2.079
MgO	0.130	2.140	0.080	1.160	0.610
MnO	0.013	0.074	0.013	0.051	0.050
CaO	0.190	4.440	0.290	2.520	1.870
Na₂O	3.320	4.200	4.080	3.800	4.540
K₂O	4.330	1.600	3.930	2.410	2.080
P₂O₅	0.150	0.120	0.310	0.060	0.070
Loi	0.740	0.820	0.900	0.690	0.620
Total	100.200	100.200	100.300	100.700	99.800

Plutón	Cerros del Vetado			Cerros del Vetado	Peralillo
Muestra	CV-16-1	CV-16-2	CV-16-3	CC-16-1	PE-16-1
SiO2	72.170	76.530	73.860	63.700	67.300
TiO2	0.280	0.050	0.210	0.570	0.450
Al2O3	13.270	12.330	12.690	17.140	15.980
Fe2O3T	2.700	1.150	1.950	4.890	3.990
FeOt	2.429	1.035	1.755	4.400	3.590
MgO	0.540	0.130	0.330	2.310	1.430
MnO	0.043	0.030	0.029	0.085	0.064
CaO	1.240	0.690	1.420	4.910	3.750
Na2O	3.270	3.430	2.680	4.350	4.660
K2O	4.290	4.530	5.150	1.450	1.470
P2O5	0.070	0.020	0.050	0.130	0.130
Loi	1.360	1.090	0.610	1.070	0.770
Total	99.250	99.990	98.990	100.600	100.000

Plutón	Las Ánimas					
Muestra	AN-16-1	AN-16-2	AN-16-3	AN-16-4	AN-16-5	AN-16-6
SiO2	61.830	53.710	68.440	63.360	54.920	65.680
TiO2	0.780	1.050	0.410	0.720	0.750	0.940
Al2O3	15.960	17.080	15.220	15.760	17.230	14.790
Fe2O3T	6.630	9.290	3.500	5.290	7.340	3.620
FeOt	5.966	8.359	3.149	4.760	6.605	3.257
MgO	3.080	4.770	0.980	1.990	5.100	2.180
MnO	0.096	0.151	0.102	0.076	0.123	0.016
CaO	5.850	8.150	2.540	3.770	7.510	5.530
Na2O	3.090	3.210	3.960	4.140	3.310	4.640
K2O	2.080	1.010	3.920	3.510	1.100	0.380
P2O5	0.150	0.220	0.120	0.180	0.150	0.040
Loi	0.790	1.540	1.130	1.210	1.960	1.900
Total	100.400	100.300	100.300	100.000	99.560	99.740

Plutón	Las Tazas	Sierra Pastene	Sierra Áspera	
Muestra	TZ-16-1	SP-16-1	SA-16-1	SA-16-2
SiO₂	63.710	60.980	52.730	70.650
TiO₂	0.510	1.480	0.750	0.510
Al₂O₃	17.450	16.840	20.890	14.000
Fe₂O₃T	4.800	3.000	4.690	4.060
FeO_t	4.319	2.699	4.220	3.653
MgO	1.700	4.110	3.790	1.000
MnO	0.067	0.101	0.123	0.059
CaO	4.470	8.520	12.150	2.600
Na₂O	4.400	4.100	3.700	3.430
K₂O	2.150	0.500	0.290	3.900
P₂O₅	0.160	0.020	0.070	0.090
Loi	1.340	1.100	1.360	0.460
Total	100.800	100.800	100.600	100.800

5.2.1.1. Diagramas de clasificación

En el diagrama de TAS (figura 5.19a) se puede apreciar que las muestras plotean en el campo de la serie magmática sub-alcalina, dado que todos los datos se ubican bajo la línea propuesta por Irvine y Baragar (1971). Además, la gran mayoría de las muestras varían desde magmas ácidos a intermedios según el porcentaje en sílice y se proyectan en el campo de granitos/granodioritas. Los intrusivos Pan de Azúcar, Cerros del Vetado, Qda. Del Castillo, Barquito y Sierra Áspera (muestra SA-16-2), corresponden a granitos y Quebrada Quiscuda, Peralillo, Las Tazas y Cerro Castillo corresponden a granodioritas. Mientras que, en menor proporción existen muestras menos evolucionadas que se encuentran en el campo de las dioritas, correspondientes a los plutones Sierra Áspera (SA-16-1), Las Ánimas (AN-16-1, AN-16-2, AN-16-5) y Sierra Pastenes (SP-16-1). Sin embargo, existe un grupo de ejemplares que plotean en el campo de las granodioritas (AN-16-3, AN-16-4, AN-16-6).

Utilizando el diagrama AFM para discriminar entre las divisiones de la serie sub-alcalina (Figura 5.19b), se puede observar que todas las muestras pertenecen a la serie calcoalcalina, debido a que se encuentran bajo la curva de Irvine y Baragar

(1971), aun así, las muestras del Plutón Las Ánimas AN-16-1, AN-16-2 y AN-16-5 se encuentran muy cercanas al límite de la curva.

Según el diagrama de K_2O vs SiO_2 , en series magmáticas de bajo-K, medio-K y alto-K (Figura 5.19c) el Plutón Pan de Azúcar (muestra PA-16-1 y PA-16-2) varía desde alto-K a medio-K, mientras que los plutones Quebrada Quiscuda (QQ-16-1), Barquito (BA-16-1), Cerro Castillo (CC-16-1) y Peralillo (PE-16-1) se encuentran dentro del campo medio-K. Sin embargo, los plutones Cerros del Vetado y Quebrada del Castillo son los más ricos en K ploteando en el campo de la serie magmática shoshonítica, mientras que el plutón Las Ánimas varían desde bajo-K a alto-K. Por otro lado, el Plutón Sierra Áspera varía desde bajo-K (SA-16-1) a shoshonítico (SA-16-2) y el Plutón Sierra Pastenes se encuentra en la serie bajo-K.

Con respecto al diagrama de MALI (Índice calco-alkalino modificado) se puede apreciar que las muestras Pan de Azúcar varían de cálcico a cálcico-alkalino, al igual que Sierra Áspera con la única diferencia que esta presenta menor cantidad de SiO_2 . Quebrada Quiscuda se encuentra dentro del campo cálcico, junto con las muestras de Peralillo, Cerro Castillo, Barquito y Sierra Pastene. Las muestras de Cerros del Vetado, Quebrada del Castillo y Las Tazas plotean en el campo cálcico-alkalino. Mientras que las muestras de Las Ánimas varían de cálcico, cálcico-alkalino y alkalino cálcico.

Las muestras analizadas varían de metaluminosas a peraluminosas (figura 5.19e), aquellas que plotean en el área metaluminoso (sub-saturados en alúmina) son Las Ánimas, Sierra Áspera, Sierra Pastene. Sin embargo, los intrusivos Cerros del Vetado, Pan de Azúcar, Qda. Del Castillo, pertenecen al dominio peraluminoso (saturados en alúmina), y son los cuerpos con mayor cantidad de SiO_2 . Mientras que los que se encuentran al límite de la división, son los intrusivos Quebrada Quiscuda, Peralillo y Las Tazas. Frost *et al.* (2001) también definieron un límite entre los granitos de Hierro y Magnesio, que se representa en un diagrama de $FeO_{tot} / (FeO_{tot} + MgO)$ versus SiO_2 . Se evidencia que la mayoría de las muestras plotean en el campo magnésico, como es Las Ánimas, Sierra Áspera, Sierra Pastene, Las Tazas, Quebrada Quiscuda. Mientras que las muestras del Cerros del Vetado y

Quebrada del Castillo están dentro del área de rocas ricas en hierro. Por otro lado, las muestras de Pan de Azúcar son ricas en magnesio y hierro.

En el diagrama R1-R2 (ver figura 5.19g) se puede observar un amplio rango composicional de los plutones que componen el Batolito de la Costa en el área estudiada. Según este diagrama las muestras representativas del Plutón Pan de Azúcar se clasifican como un sienogranito (muestra PA-16-1) y granodiorita (muestra PA-16-2). Para el caso del Plutón Quebrada Quiscuda la muestra se clasifica como una tonalita. Las del Cerros del Vetado se clasifican como sienogranito (muestra CV-16-2) y monzogranitos (muestras CV-16-1 y CV-16-3). La muestra del Plutón Quebrada del Castillo se clasifica como un sienogranito, mientras que la del Plutón Barquito como una granodiorita y la del Plutón Cerros Castillo como una tonalita. Las muestras del Plutón Las Ánimas se clasifican como gabros (AN-16-2 y AN-16-5), diorita (muestra An-16-1), tonalitas (muestras AN-16-4 y AN-16-6) y una granodiorita (AN-16-3). La muestra (TZ-16-1) del plutón Las Tazas se clasifica como una tonalita, la del Plutón Sierra Pastenes (SP-16-1) como un gabro, la muestra (PE-16-1) del Plutón Peralillo como una granodiorita y las de Sierra Áspera como un gabro (SA-16-1) y una granodiorita (SA-16-2).

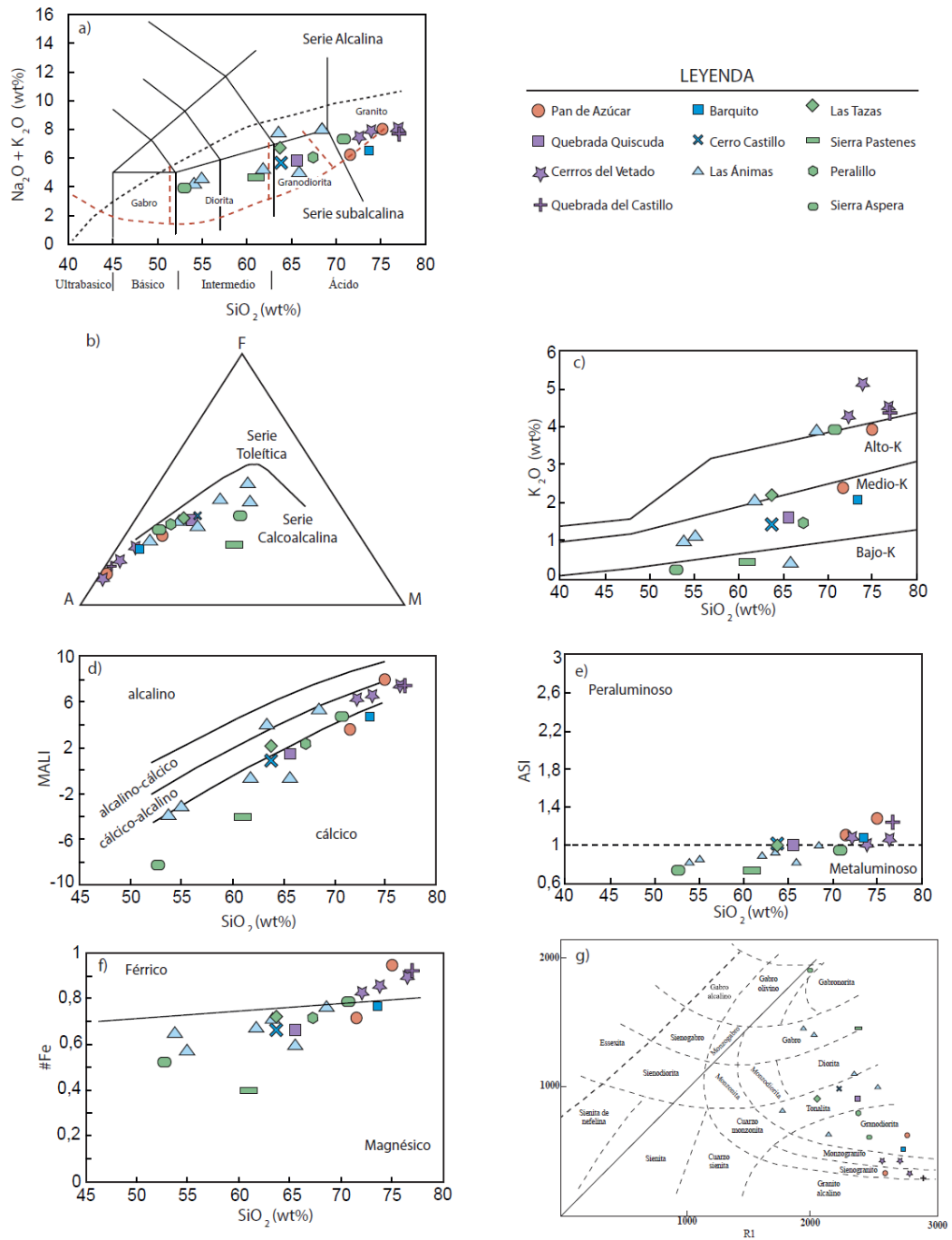


Figura 5.19 Diagramas de clasificación rocas ígneas. a) Diagrama de T.A.S (Le Maitre *et al.*, 2002), subdivisión serie subalcalina y alcalina de Irvine y Baragar, 1971. b) Diagrama AFM, división serie toleítica y calcoalcalina de Rollinson y Pease, 2021. c) Diagrama K₂O vs. SiO₂ (Le Maitre *et al.*, 1989). d) Diagrama MALI (*modified alkali-lime index*) (Frost *et al.*, 2001). e) Diagrama ASI (*Alumina saturation index*) (Frost *et al.*, 2001). f) Diagrama índice de Fe (Frost *et al.*, 2021). g) Diagrama R1-R2 (de la Roche *et al.*, 1980).

5.1.2.2. Diagramas de variación de Harker

En los diagramas de Harker (figura 5.20) se puede observar, al igual que en los diagramas de TAS, una gran variación con respecto al SiO_2 . La mayoría de las muestras se ajustan a una tendencia lineal en los gráficos, sin embargo, algunos ejemplares de los plutones Las Ánimas, Sierra Áspera y Sierra Pastene se escapan de esta tendencia. Elementos tales como el TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , MnO , MgO , CaO muestran una tendencia a disminuir su concentración, a medida que aumenta el SiO_2 (correlación negativa) (figuras 5.20 a, b, c, d, e y f). El K_2O muestra una tendencia al aumentar su concentración conforme aumenta el sílice (correlación positiva) (figura 5.20h). Sin embargo, el Na_2O no se observa una tendencia clara, sino más bien las muestras se encuentran dispersas, no obstante, las del Plutón Las Ánimas muestra una tendencia a positiva al incrementar el SiO_2 (figura 5.20g).

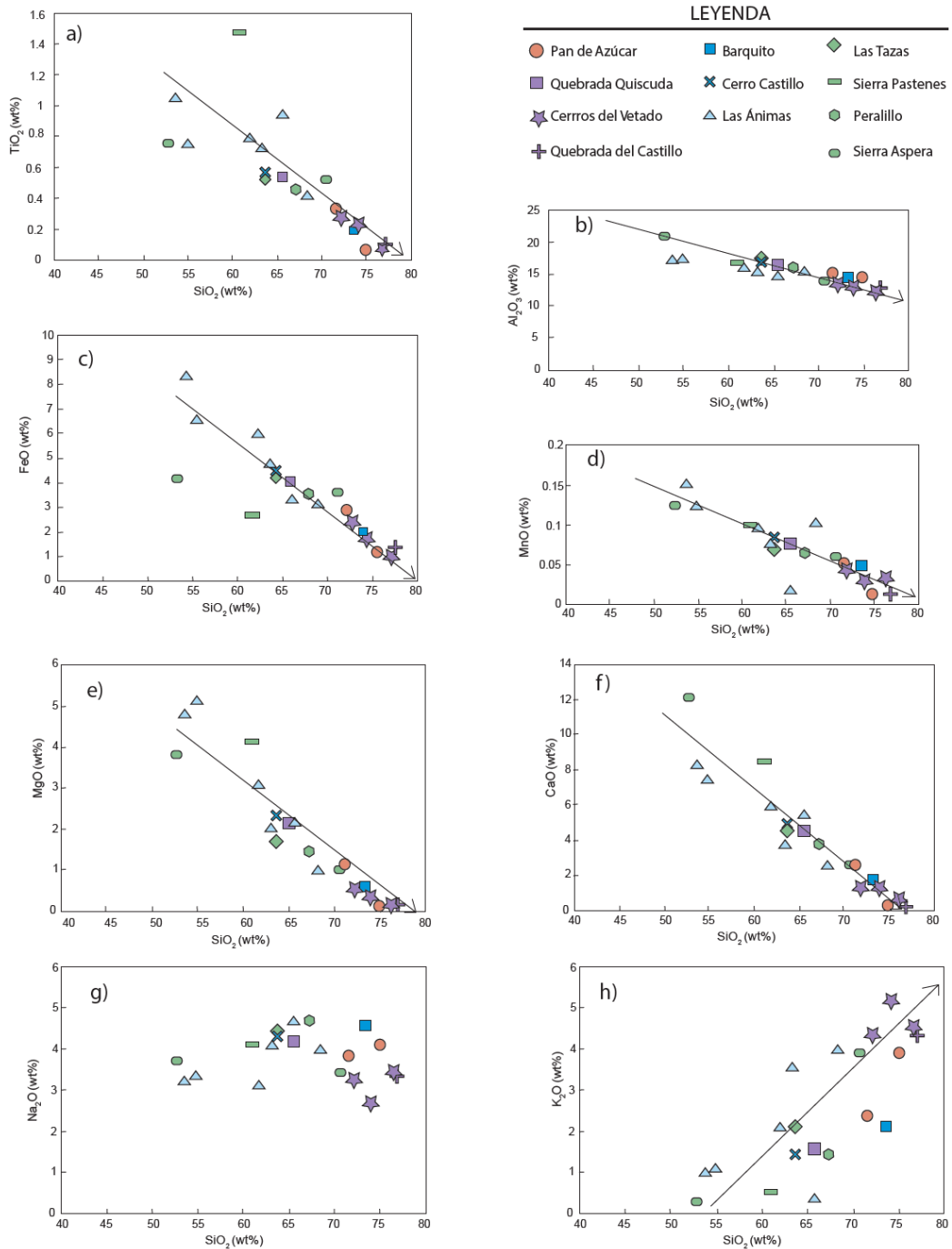


Figura 5.20. Diagramas de variación multi-elementos de sílice tipo Harker de los plutones del área de estudio. a) TiO_2 vs SiO_2 b) Al_2O_3 vs SiO_2 c) FeO vs SiO_2 d) MnO vs SiO_2 e) MgO vs SiO_2 f) CaO vs SiO_2 g) Na_2O vs SiO_2 h) K_2O vs SiO_2

5.2.2. Elementos trazas

Los elementos traza son aquellos que se encuentran presentes en una roca en concentraciones menores a 0,1 wt %, es decir, concentraciones menores a 1000 partes por millón (ppm). Los estudios en estos elementos forman una parte muy importante en los estudios petrológicos y sirven, a veces, de mejores discriminantes que los óxidos mayores. Para este estudio, se analizaron 11 intrusivos del Batolito Costero del Norte de Chile (Tabla 5.3).

Tabla 5.3. Análisis geoquímicos para elementos traza, realizados a los intrusivos del Batolito Costero del Norte de Chile.

Muestra	QCC-16-1	QQ-16-1	PA-16-1	PA-16-2	BA-16-1
Roca	Quebrada Cerro Castillo	Quebrada Quiscuda	Pan de Azúcar		Barquito
La	19.41	56.54	4.64	78.90	77.64
Ce	16.97	45.02	5.71	60.20	61.01
Pr	12.61	34.16	4.85	41.92	44.40
Nd	8.75	27.79	3.50	31.51	30.42
Sm	9.46	17.57	9.46	17.57	17.57
Eu	2.49	16.34	-	13.32	11.01
Gd	8.04	13.07	7.54	11.56	11.56
Tb	11.08	11.08	8.31	11.08	8.31
Dy	9.35	10.57	6.91	8.94	8.54
Ho	7.33	9.16	3.66	9.16	7.33
Er	8.13	10.00	1.88	9.38	8.13
Tm	8.50	9.31	-	9.72	8.10
Yb	9.32	9.94	1.24	10.56	8.07
Lu	8.94	10.98	-	11.38	7.72
Ba	18.55	43.19	14.06	53.62	55.07
Rb	802.86	120.00	1174.29	197.14	157.14
Th	76.19	111.90	61.90	219.05	140.48
K	-	-	-	-	-
Nb	14.29	8.57	57.14	8.57	5.71
Ta	110.00	20.00	195.00	30.00	20.00
La	14.02	40.85	3.35	57.01	56.10
Ce	12.02	31.91	4.05	42.66	43.24
Sr	3.98	31.53	2.12	19.49	15.93
Nd	6.35	20.16	2.54	22.86	22.06
P	-	-	-	-	-
Sm	6.90	12.81	6.90	12.81	12.81
Zr	4.79	14.08	2.47	11.47	11.90
Hf	6.50	12.50	6.50	11.00	13.50
Ti	-	-	-	-	-
Tb	7.69	7.69	5.77	7.69	5.77
Y	6.50	8.00	3.00	7.00	6.50
Tm	6.18	6.76	-	7.06	5.88
Yb	6.82	7.27	0.91	7.73	5.91
Nb/Y	2.20	1.07	19.05	1.22	0.88
La/Yb	2.08	5.69	3.74	7.47	9.62
Sc/Ni	-	-	-	-	-

Y+Nb	18.00	19.00	26.00	17.00	15.00
Nb/Ta	2.27	7.50	5.13	5.00	5.00
Eu/*Eu	0.29	1.08	-	0.93	0.77

Muestra	CV-16-1	CV-16-2	CV-16-3	CC-16-1	PE-16-1
Roca	Cerros del Vetado			Cerros Castillo	Peralillo
La	120.25	46.84	97.89	62.03	72.57
Ce	103.92	48.12	84.01	49.92	59.54
Pr	78.56	39.87	61.75	38.69	45.47
Nd	61.93	29.76	46.39	30.63	35.45
Sm	44.59	35.81	35.14	20.95	22.97
Eu	11.72	1.60	10.12	14.92	15.10
Gd	32.66	30.65	23.62	14.07	15.08
Tb	30.47	38.78	22.16	11.08	13.85
Dy	28.46	39.84	19.11	10.98	10.98
Ho	25.64	36.63	16.48	10.99	10.99
Er	26.88	38.75	16.25	11.25	10.63
Tm	24.29	42.11	14.98	10.53	10.12
Yb	24.22	43.48	13.66	9.94	10.56
Lu	22.76	42.68	13.41	10.57	11.38
Ba	58.55	5.80	55.07	37.10	45.51
Rb	562.86	954.29	602.86	94.29	120.00
Th	354.76	257.14	297.62	92.86	123.81
K	-	-	-	-	-
Nb	11.43	11.43	8.57	11.43	8.57
Ta	45.00	85.00	30.00	20.00	20.00
La	86.89	33.84	70.73	44.82	52.44
Ce	73.64	34.10	59.54	35.38	42.20
Sr	6.36	0.93	5.59	33.31	30.42
Nd	44.92	21.59	33.65	22.22	25.71
P	-	-	-	-	-
Sm	32.51	26.11	25.62	15.27	16.75
Zr	16.55	6.97	12.48	19.01	21.34
Hf	15.50	12.00	12.00	14.50	19.00
Ti	-	-	-	-	-
Tb	21.15	26.92	15.38	7.69	9.62
Y	20.50	31.00	14.00	8.00	8.50
Tm	17.65	30.59	10.88	7.65	7.35
Yb	17.73	31.82	10.00	7.27	7.73
Nb/Y	0.56	0.37	0.61	1.43	1.01
La/Yb	4.96	1.08	7.16	6.24	6.87
Sc/Ni	-	-	-	-	-
Y+Nb	45.00	66.00	31.00	20.00	20.00
Nb/Ta	4.44	2.35	5.00	10.00	7.50
Eu/*Eu	0.31	0.05	0.35	0.87	0.81

Muestra	AN-16-1	AN-16-2	AN-16-3	AN-16-4	AN-16-5	AN-16-6
Roca	Las Ánimas					
La	80.17	62.87	99.58	118.99	53.59	56.54
Ce	66.07	58.24	79.93	103.92	47.96	66.72
Pr	53.99	50.00	61.10	85.56	40.63	62.07
Nd	42.01	41.79	45.51	64.77	33.92	55.58
Sm	31.76	31.76	28.38	44.59	27.03	44.59

Eu	18.65	22.91	16.34	22.91	20.07	31.97
Gd	23.62	24.62	17.09	29.65	19.60	33.17
Tb	22.16	19.39	13.85	24.93	16.62	27.70
Dy	17.48	16.67	12.60	21.54	13.82	25.61
Ho	14.65	14.65	10.99	20.15	12.82	23.81
Er	15.63	15.00	11.88	21.25	12.50	23.75
Tm	14.98	14.57	12.15	20.24	11.34	23.48
Yb	14.29	13.66	13.04	20.50	10.56	24.22
Lu	15.04	14.23	13.41	20.73	11.38	24.39
Ba	46.52	36.81	88.55	65.94	36.38	14.64
Rb	237.14	88.57	351.43	385.71	85.71	14.29
Th	207.14	83.33	278.57	304.76	78.57	219.05
K	-	-	-	-	-	-
Nb	14.29	8.57	11.43	22.86	8.57	17.14
Ta	20.00	15.00	25.00	35.00	15.00	30.00
La	57.93	45.43	71.95	85.98	38.72	40.85
Ce	46.82	41.27	56.65	73.64	33.99	47.28
Sr	20.42	36.27	22.46	23.56	36.10	29.15
Nd	30.48	30.32	33.02	46.98	24.60	40.32
P	-	-	-	-	-	-
Sm	23.15	23.15	20.69	32.51	19.70	32.51
Zr	23.66	21.92	30.33	43.83	16.98	33.67
Hf	23.00	21.00	27.00	38.00	15.50	30.50
Ti	-	-	-	-	-	-
Tb	15.38	13.46	9.62	17.31	11.54	19.23
Y	12.50	12.00	9.50	16.00	9.50	19.50
Tm	10.88	10.59	8.82	14.71	8.24	17.06
Yb	10.45	10.00	9.55	15.00	7.73	17.73
Nb/Y	1.14	0.71	1.20	1.43	0.90	0.88
La/Yb	5.61	4.60	7.63	5.81	5.07	2.33
Sc/Ni	-	-	-	-	-	-
Y+Nb	30.00	27.00	23.00	40.00	22.00	45.00
Nb/Ta	12.50	10.00	8.00	11.43	10.00	10.00
Eu/*Eu	0.68	0.82	0.74	0.63	0.87	0.83

Muestra	TZ-16-1	SP-16-1	SA-16-1	SA-16-2
Roca	Las Tazas	Sierra Pastene	Sierra Áspera	
La	61.18	52.32	10.13	83.54
Ce	54.16	92.82	8.32	72.10
Pr	44.94	109.91	6.90	58.62
Nd	37.64	104.81	6.56	47.05
Sm	27.03	83.78	6.76	35.81
Eu	16.70	41.92	8.35	14.39
Gd	17.09	58.29	6.53	26.13
Tb	13.85	49.86	5.54	22.16
Dy	13.01	43.90	6.10	20.73

Ho	10.99	38.46	5.49	20.15
Er	10.63	37.50	5.63	21.88
Tm	9.72	36.03	6.07	21.05
Yb	9.94	35.40	6.21	22.36
Lu	10.57	35.77	6.91	23.58
Ba	60.72	15.22	12.75	67.68
Rb	162.86	25.71	-	302.86
Th	161.90	240.48	19.05	269.05
K	-	-	-	-
Nb	8.57	20.00	-	11.43
Ta	15.00	25.00	-	20.00
La	44.21	37.80	7.32	60.37
Ce	38.38	65.78	5.90	51.10
Sr	38.98	45.68	52.63	15.68
Nd	27.30	76.03	4.76	34.13
P	-	-	-	-
Sm	19.70	61.08	4.93	26.11
Zr	29.46	31.64	9.58	35.85
Hf	27.00	28.50	9.50	32.50
Ti	-	-	-	-
Tb	9.62	34.62	3.85	15.38
Y	9.00	29.50	5.00	17.00
Tm	7.06	26.18	4.41	15.29
Yb	7.27	25.91	4.55	16.36
Nb/Y	0.95	0.68	-	0.67
La/Yb	6.16	1.48	1.63	3.74
Sc/Ni	-	-	-	-
Y+Nb	21.00	66.00	-	38.00
Nb/Ta	10.00	14.00	-	10.00
Eu/*Eu	0.78	0.60	1.26	0.47

Tomando los valores de normalización (figura 5.21) utilizando los valores de Nakamura (1974) se realizaron el diagrama de REE con valores normalizados. El diagrama de espectros se observa que todas las rocas presentan un patrón enriquecido en LREE vs HREE, además algunas de ellas presentan anomalía negativa de Eu muy suaves, sin embargo, los intrusivos Quebrada del Castillo, Cerros del Vetado y Sierra Áspera (ver figura 5.21a) muestran una anomalía de Eu más pronunciada. Por el contrario, el Plutón Sierra Pastene presenta una anomalía positiva de Eu (ver figura 5.21c).

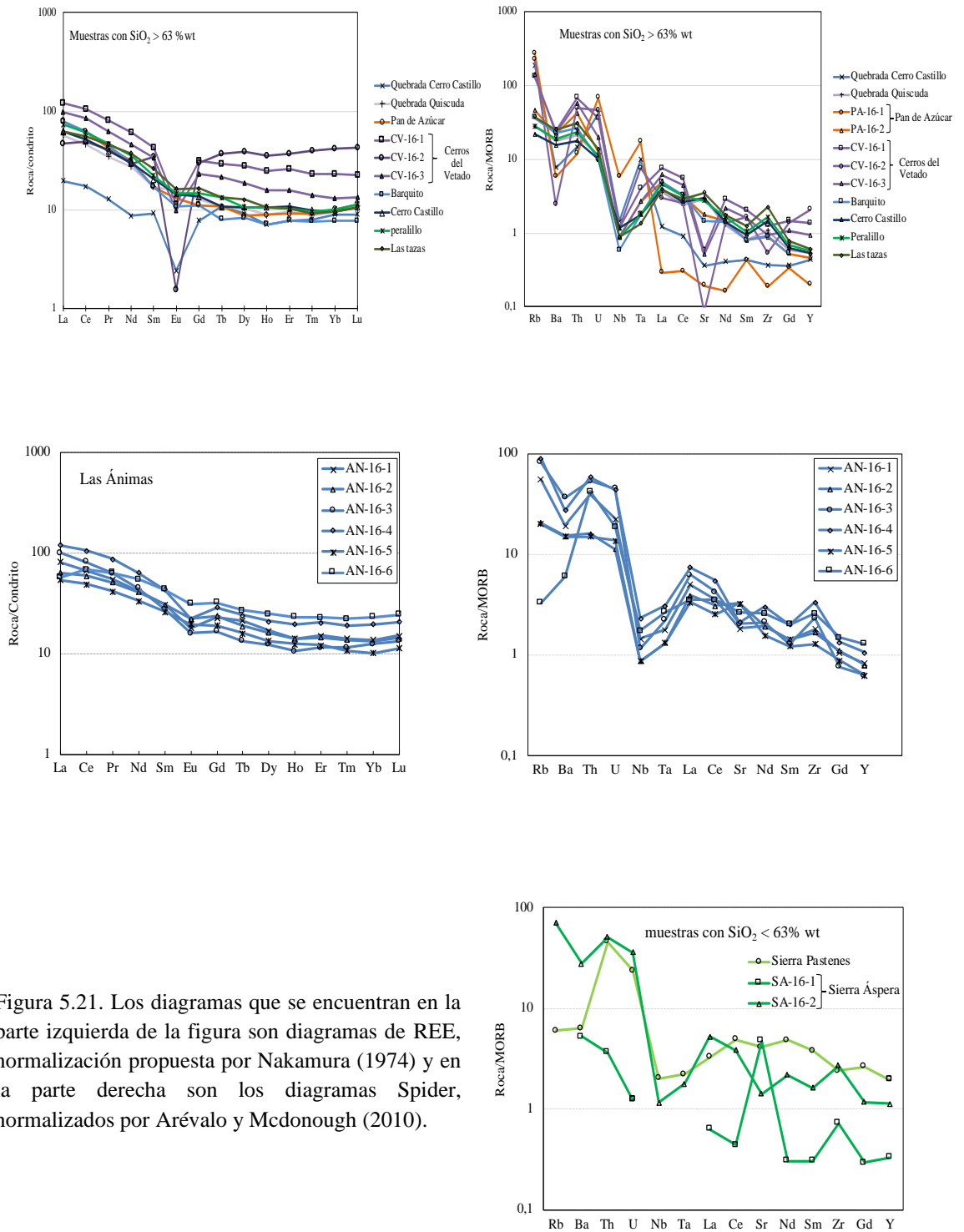


Figura 5.21. Los diagramas que se encuentran en la parte izquierda de la figura son diagramas de REE, normalización propuesta por Nakamura (1974) y en la parte derecha son los diagramas Spider, normalizados por Arévalo y Mcdonough (2010).

Para los intrusivos del Batolito Costero del Norte de Chile se utilizó la normalización de MORB propuesta por Arévalo y Mcdonough (2010). Los elementos son ordenados de tal manera que la mayoría de los elementos móviles (Sr, K, Rb y Ba) están ubicados a la izquierda del diagrama y en orden de

incompatibilidad creciente. Los elementos inmóviles son arreglados de derecha a izquierda en orden de incompatibilidad creciente. Todos los intrusivos del área de estudio muestran anomalías positivas de Rb y Th (figura 5.21.d.e.f), sin embargo, los elementos Ba, Nb y Sr presentan anomalía negativa. Por otra parte, todos los plutones, presentan una pendiente negativa desde el elemento La hasta el Y.

La evolución de los elementos traza frente a la sílice se muestran en los diagramas binarios de la Figura 5.22 y 5.23. Es útil a veces subdividir los elementos incompatibles en la base de su relación carga/tamaño. Esto se describe como el potencial iónico de un elemento.

Se puede observar en el diagrama que describe los elementos HFSE (alto potencial iónico) que los elementos Th e Y presentan cierta dispersión en los datos, aunque se puede destacar una tendencia positiva en el Plutón Las Ánimas y una tendencia negativa en los plutones Pan de Azúcar y Cerro Castillo (figura 5.22a, b). Sin embargo, en los elementos Hf, Zr y Nb (figura 5.22c, d, e) muestran una tendencia negativa, mientras que Ta (figura 5.22f) se encuentra en baja concentraciones. Por otro lado, al aumentar la cantidad de sílice, se genera una pendiente positiva con respecto a las muestras.

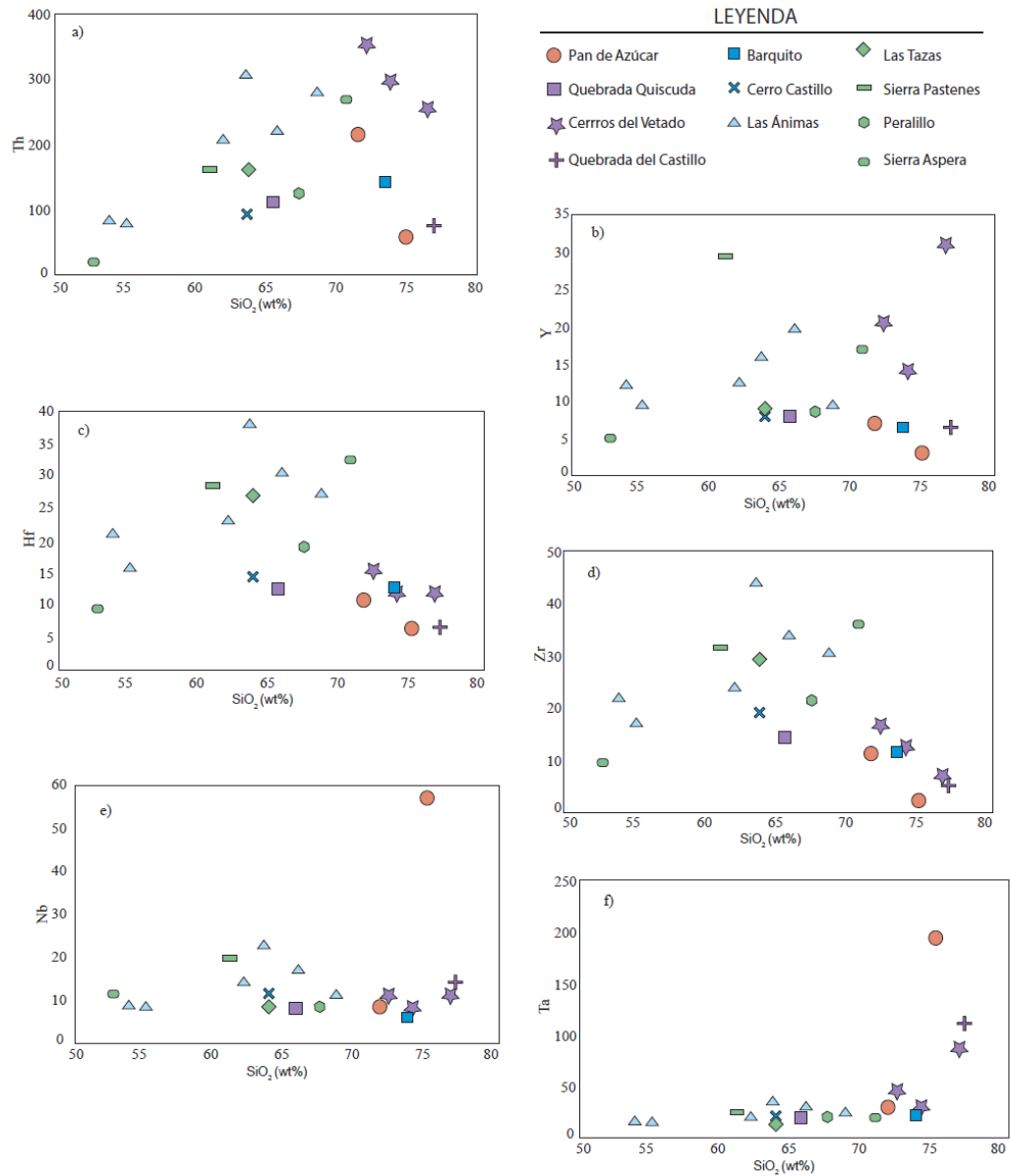


Figura 5.22. Diagramas de variación multi-elementos de Alto Potencial Iónico (HFSE) de sílice tipo Harker de los plutones del área de estudio. a) Th vs SiO₂ b) Y vs SiO₂ c) Hf vs SiO₂ d) Zr vs SiO₂ e) Nb vs SiO₂ f) Ta vs SiO₂.

Los elementos de baja carga y gran radio iónico (LILE o *large Ion Lithophile Elements*) corresponden en esta sección a Ba, Sr, y Rb (figura 5.23a, b, c) entre otros. Los intrusivos presentan una tendencia positiva en el diagrama de Rb, sin embargo, es posible observar una tendencia negativa para el diagrama de Sr. Cabe destacar que, para el Ba, se observa una dispersión en las muestras, con una pendiente negativa en el Plutón Cerros del Vetado y una pendiente positiva en Las Ánimas.

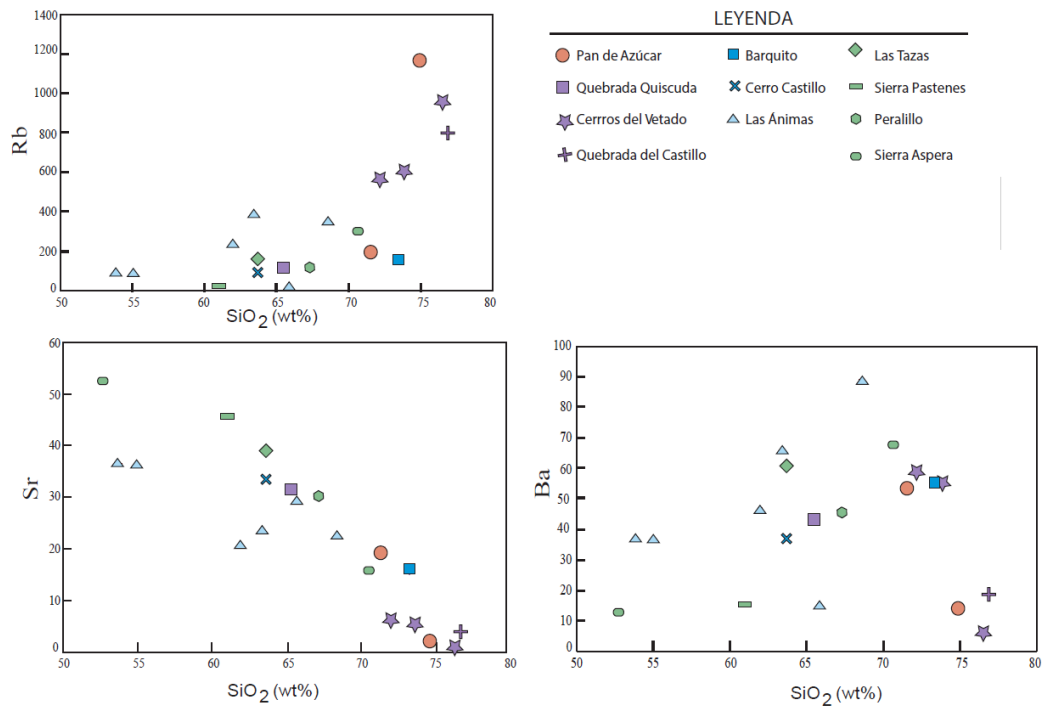


Figura 5.23. Diagramas de variación multi-elementos de sílice tipo Harker de los plutones del área de estudio. a) TiO_2 vs SiO_2 b) Al_2O_3 vs SiO_2 c) FeO vs SiO_2 d) MnO vs SiO_2 e) MgO vs SiO_2 f) CaO vs SiO_2 g) Na_2O vs SiO_2 h) K_2O vs SiO_2 .

A continuación, se presentan diversos diagramas, donde se exponen diferentes razones entre elementos traza vs SiO_2 (wt%), con el fin de cuantificar como varía el contenido de estos elementos, con la diferenciación y la profundidad.

En la Figura 5.24a los plutones Sierra Áspera y Quebrada Quiscuda son los únicos plutones que presentan un valor mayor a 1, correspondiente a la anomalía levemente positiva de Eu que se observa en el diagrama de REE, sin embargo, los demás plutones poseen un valor menor a 1 junto con anomalía negativa de Eu. Cabe destacar que las muestras con mayor contenido de sílice presentan anomalías negativas más pronunciadas.

El diagrama de la razón de Nb/Y no muestra ninguna tendencia, sin embargo, el Plutón Pan de Azúcar (muestra PA-16-1) sale del grupo de los demás plutones.

En el caso de la razón La/Yb, esta mide el fraccionamiento de LREE vs HREE (Tierras raras livianas versus las pesadas, respectivamente). En la figura 5.24c se puede observar que no existen tendencias claras entre las razones presentadas, sin embargo, mientras aumenta el SiO₂, se aprecia una pendiente negativa.

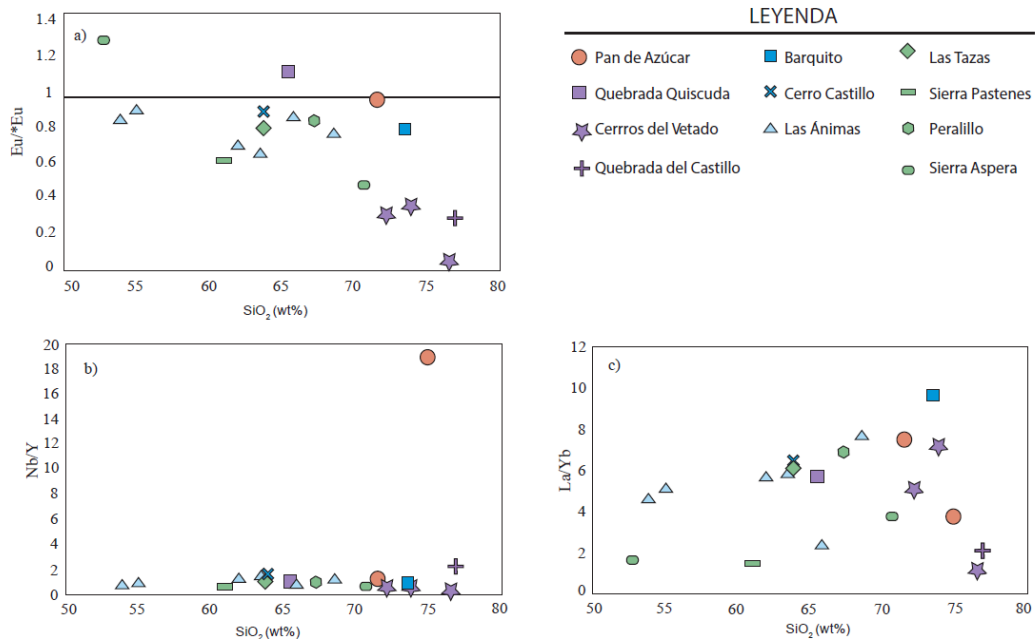


Figura 5.24. Diagramas de variación de los plutones del área de estudio. a) Eu/*Eu vs SiO₂ (Sun y McDonough, 1989) b) Nb/Y vs SiO₂ (Pearce, 1982) c) La/Yb vs SiO₂.

En los diagramas de discriminación tectónica se puede observar en la figura 5.25a que la mayoría de los intrusivos se proyectan en el campo de los granitos de arco volcánico, dado que los valores de Y y Nb son bajos. Sin embargo, el Plutón Sierra Pastene no se encuentra dentro de este campo (VAG + syn-COLG), ubicándose en el área de los granitos de intraplaca (WPG) muy próximo al límite que separa estos dos ambientes.

Mientras en la figura 5.25b, casi la totalidad de las muestras se encuentra dentro del campo VAG. Sin embargo, las muestras de los plutones Pan de Azúcar (PA-16-1), Cerros del Vetado y Quebrada del Castillo se encuentran dentro de los granitos sinorogénicos.

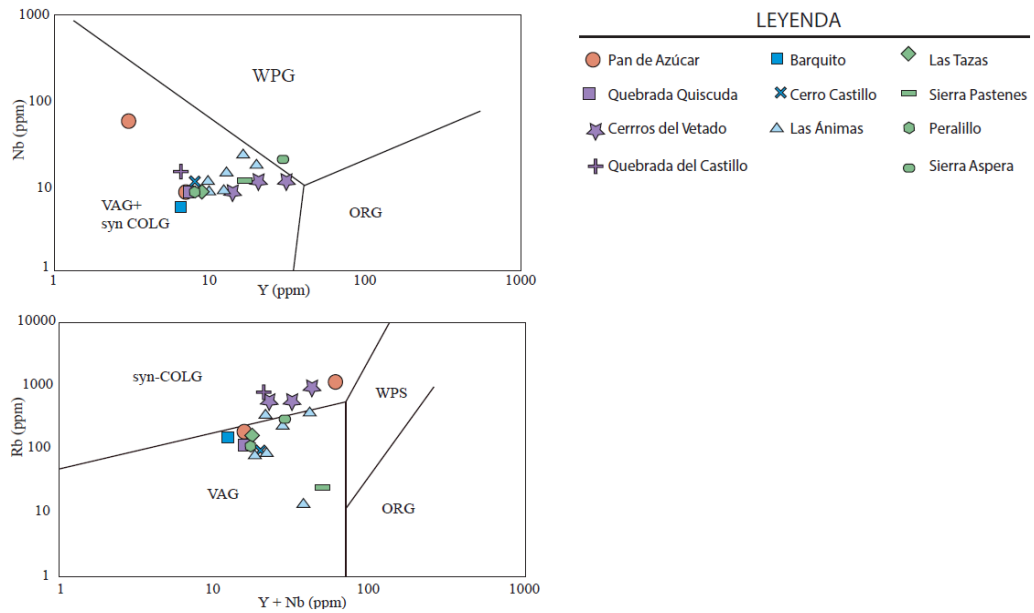


Figura 5.25. Diagramas de discriminación tectónica. a) Nb vs Y b) Rb vs Y+Nb. (Pearce *et al.*, 1984).

5.3. Geocronología

A continuación, se presentan los resultados de la geocronología de U-Pb en circones. Las edades se obtuvieron a partir de 5 muestras (figura 5.26), clasificadas como rocas graníticas del Batolito Costero.

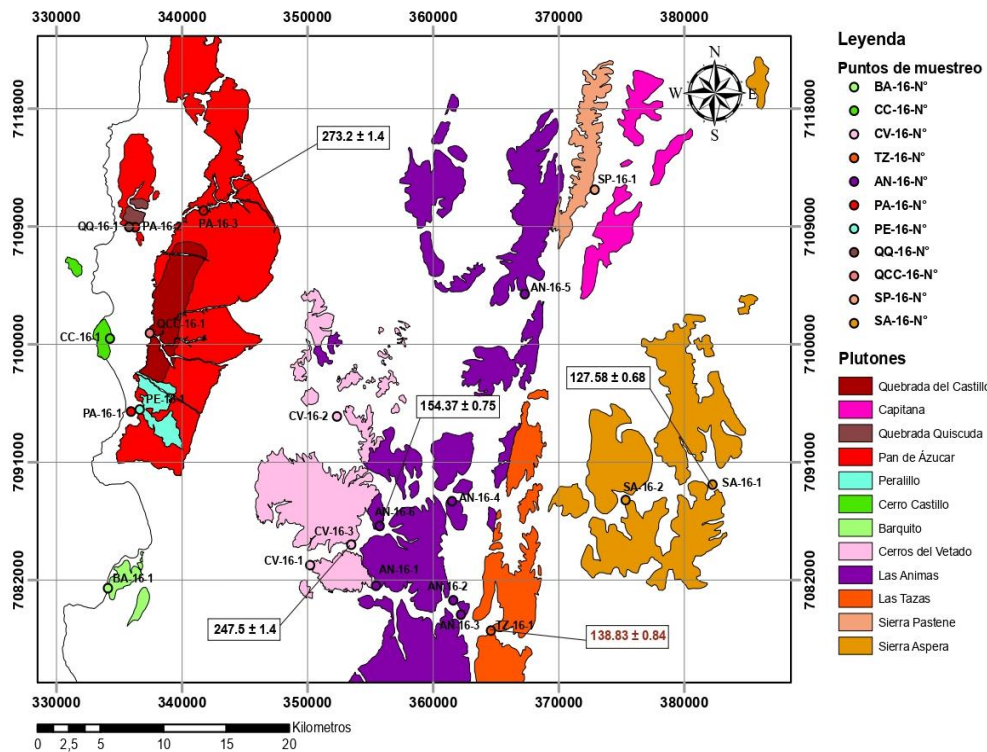


Figura 5.26: Mapa geológico, en donde se observa los 11 plutones estudiados y mapeados junto a las muestras obtenidas con respecto sus datos geocronológicos.

5.3.1. PA-16-3: Monzogranito (Plutón Pan de Azúcar)

El Plutón Pan de Azúcar se le realizó un estudio geocronológico mediante la muestra PA-16-3, dando como resultado una variedad de circones, con diferentes tamaño y morfología. Las imágenes de catodoluminiscencia (figura 5.27) revelan cristales gruesos de un tamaño de 100 a 250 μm aproximadamente, además de presentar en menor cantidad cristales alargados y delgados de 500 μm .

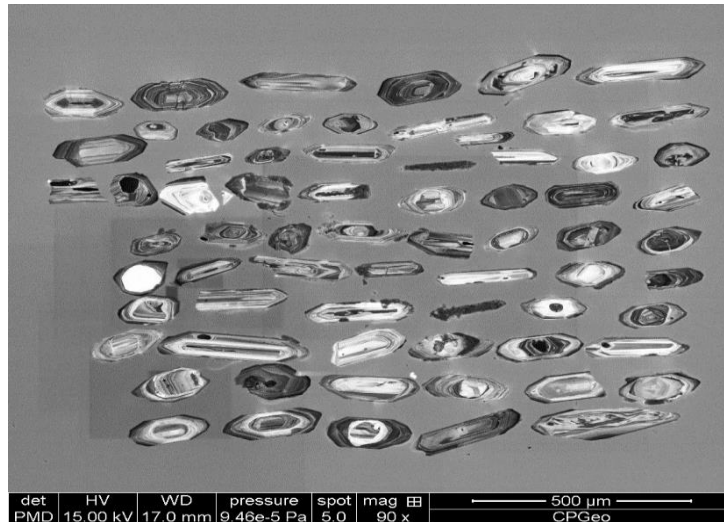


Figura 5.27: Imagen de catodoluminiscencia de circones del Plutón Pan de Azúcar.

Morfológicamente se pueden subdividir en dos grupos. El grupo más predominante presenta cristales euhedrales a subhedrales, con puntas piramidales y planas, con zonación oscilatoria y núcleos heredados los cuales se formaron en dos etapas distintas en tiempo y ambiente. Un segundo grupo se caracteriza por cristales euhedrales a subhedrales, con puntas piramidales subredondeadas con zonación oscilatoria y núcleo de alta luminosidad. Las relaciones Th/U están comprendidas entre 1,03 y 0,05 (Tabla 5.4). Excluyendo un grupo de núcleos heredados cuyas relaciones están comprendidas entre 0,139 a 0,4.

Tabla 5.4 Resultados U-Th-Pb para la facies magmática del Plutón Pan de Azúcar.

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	206Pb* (ppm)	232Th /238U	206Pb /238U edad	207Pb /206Pb edad
PA3-1.1	548	175	20.2	0.33	271 ±3	251 ±61
PA3-2.1	313	60	11.5	0.20	270 ±2	313 ±72
PA3-3.1	868	443	31.6	0.53	268 ±2	282 ±36
PA3-4.1	375	37	14.2	0.10	278 ±2	262 ±87
PA3-5.1	258	36	9.4	0.14	268 ±2	262 ±148
PA3-6.1	326	23	12.2	0.07	276 ±3	303 ±208
PA3-7.1	756	140	65.4	0.19	618 ±5	610 ±37
PA3-7.2	746	233	31.2	0.32	306 ±4	349 ±185
PA3-8.1	460	150	17.2	0.34	275 ±2	279 ±101
PA3-9.1	631	223	23.9	0.37	278 ±2	300 ±117
PA3-10.1	222	59	8.3	0.27	273 ±2	286 ±112
PA3-11.1	1097	816	38.7	0.77	259 ±2	266 ±120
PA3-12.1	662	239	27.3	0.37	302 ±2	328 ±60
PA3-13.2	403	20	15.0	0.05	274 ±3	277 ±59
PA3-13.1	363	141	60.1	0.40	1136 ±9	1135 ±18
PA3-14.1	558	137	50.9	0.25	651 ±48	643 ±118
PA3-15.1	719	120	27.2	0.17	278 ±2	292 ±56
PA3-16.1	281	116	11.3	0.43	294 ±3	320 ±181
PA3-17.1	79	32	19.1	0.42	1603 ±15	1623 ±30
PA3-18.1	1015	1051	33.7	1.07	245 ±2	257 ±206
PA3-19.1	687	201	47.6	0.30	500 ±4	550 ±18
PA3-19.2	392	60	14.6	0.16	274 ±2	269 ±62
PA3-20.1	297	57	10.9	0.20	270 ±2	285 ±129

Veintitrés análisis en circones arrojan edades de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre 245 Ma y 300 Ma, dando una edad media de $273,2 \pm 1,4$ Ma (MSWD = 0,106; Probabilidad = 0,74; Fig. 5.28A). El análisis detallado de estos resultados muestra tres grupos según sus características morfológicas y edades de la razón entre $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$: un grupo mayor con una edad de concordia de 278 ± 2 Ma, e incluye parte de los análisis de grandes cristales con zonación oscilatoria y mayor luminosidad en el interior. El segundo corresponde a circones de un tamaño pequeño con puntas piramidales suaves y sobrecrecimientos de alta luminosidad, arrojando aproximadamente una edad de concordia de $274,4 \pm 2,3$ Ma. El grupo más joven incluye la mayor parte de análisis dando como resultado una edad de concordia de $269,4 \pm 2,3$ Ma (ver fig. 5.29B). Además, existieron análisis de núcleos heredados para 3 circones, dando edades de concordia de 618 ± 5 Ma, 1136 ± 9 Ma y 1603 ± 15 Ma.

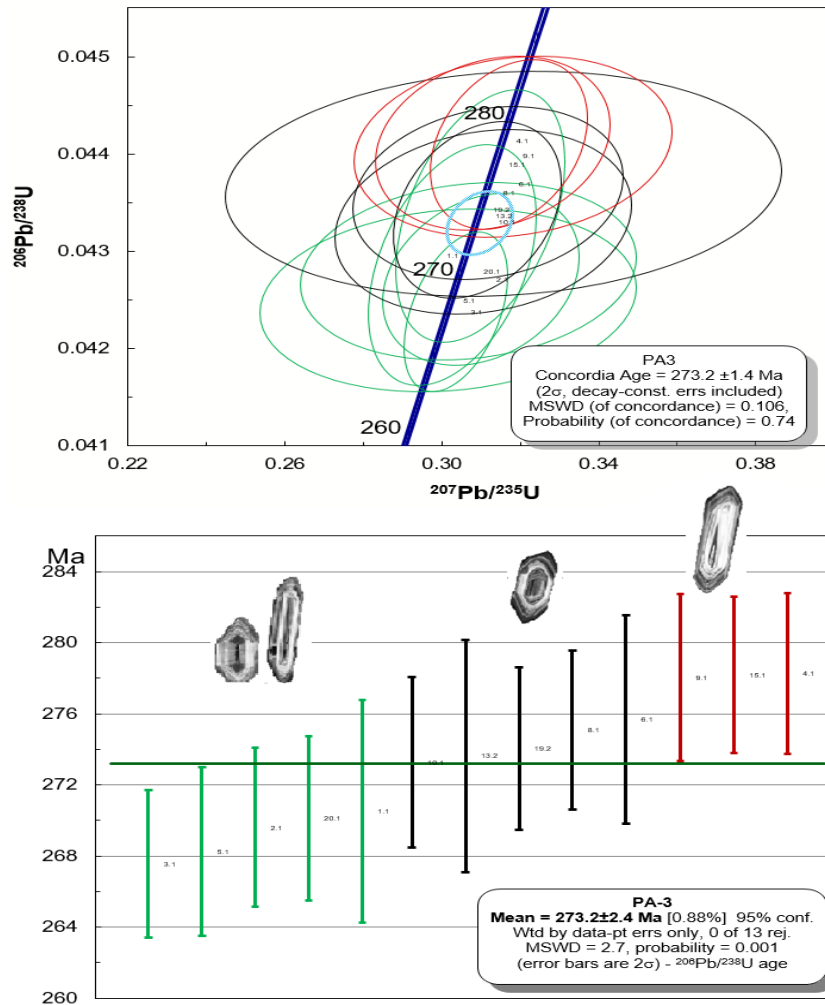


Figura 5.28: A. Diagrama de determinación radiométrica de U-Pb en un diagrama de concordia. B. Edad media ponderada de la muestra PA-16-3.

5.3.2. CV-16-3 Monzogranito (Cerros de Vetado)

Los circones del Plutón Cerros de Vetado corresponden a la muestra CV-16-3, observando una definición similar en tamaño, solo variando entre 70 a 100 micras. A pesar de lo anterior, se pueden realizar algunas observaciones netamente descriptivas con respecto a su morfología. Se distingue que los granos tienden a ser euhedrales a subhedrales. Los patrones de zonación presentados por los circones consisten en zonación oscilatoria, típico de circones magmáticos. Finalmente, un grupo menor de cristales contiene núcleos heredados, los que se pueden diferenciar de sus bordes por la inconsistencia entre la zonación de ambos.

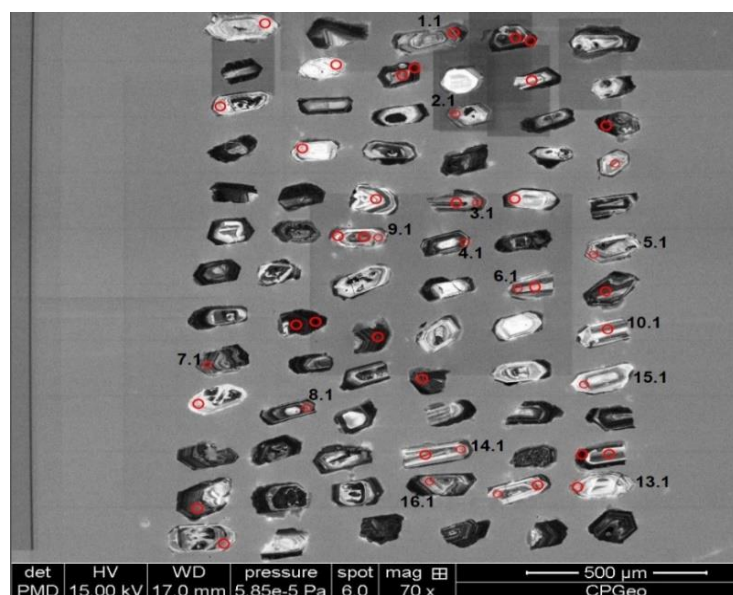


Figura 5.29: Imágenes de catodoluminiscencia de los circones del Plutón Cerros del Vetado.

Morfológicamente, se pueden subdividir en dos grupos. El grupo más predominante presenta granos con puntas piramidales y planas, además de zonación oscilatoria y núcleos de baja luminosidad (ver figura 5.29). Un segundo grupo se caracteriza por cristales euhedrales a subhedrales, con puntas piramidales subredondeadas además de presentar zonación oscilatoria con bordes de alta luminosidad. Las relaciones Th / U están comprendidas entre 0,45 y 0,14 (Tabla 5.5).

Tabla 5.5. Resultados U-Th-Pb para la facies magmática del Plutón Cerros del Vetado.

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	206Pb* (ppm)	232Th /238U	206Pb /238U edad	207Pb /206Pb edad
CV_16-3-1.1	1011	322	34.2	0.33	249 ±2	261 ±49
CV_16-3-2.1	805	175	27.1	0.23	248 ±2	254 ±60
CV_16-3-3.1	825	134	27.7	0.17	248 ±2	238 ±18
CV_16-3-4.1	1361	295	46.9	0.22	254 ±2	252 ±26
CV_16-3-5.1	466	211	15.5	0.47	244 ±2	244 ±30
CV_16-3-6.1	959	151	32.4	0.16	249 ±2	247 ±18
CV_16-3-7.1	800	125	26.8	0.16	247 ±2	235 ±19
CV_16-3-8.1	841	135	28.1	0.17	246 ±2	250 ±20
CV_16-3-9.1	411	74	18.7	0.19	333 ±4	979 ±32
CV_16-3-10.1	595	181	20.0	0.31	248 ±2	253 ±25
CV_16-3-13.1	548	127	17.9	0.24	241 ±2	246 ±24
CV_16-3-14.1	516	74	17.2	0.15	246 ±2	246 ±30
CV_16-3-15.1	487	106	17.7	0.22	267 ±3	299 ±34
CV_16-3-16.1	524	117	17.6	0.23	247 ±2	262 ±26

Dieciséis análisis en circones arrojan edades de $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ entre 241 Ma y 330 Ma, dando una edad media de $247,5 \pm 1,4$ Ma (MSWD = 0,038; Probabilidad = 0,84; Fig. 5.30A). El análisis detallado de estos resultados muestra un solo grupo según sus características morfológicas y edades de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, dando como resultados edad de concordia ya mencionada. Sin embargo, existen dos resultados que salieron de la edad promedio (ver figura 5.30B) que corresponderían a circones con núcleos de alta luminosidad con edades medias de 254 ± 2 Ma y 241 ± 2 Ma.

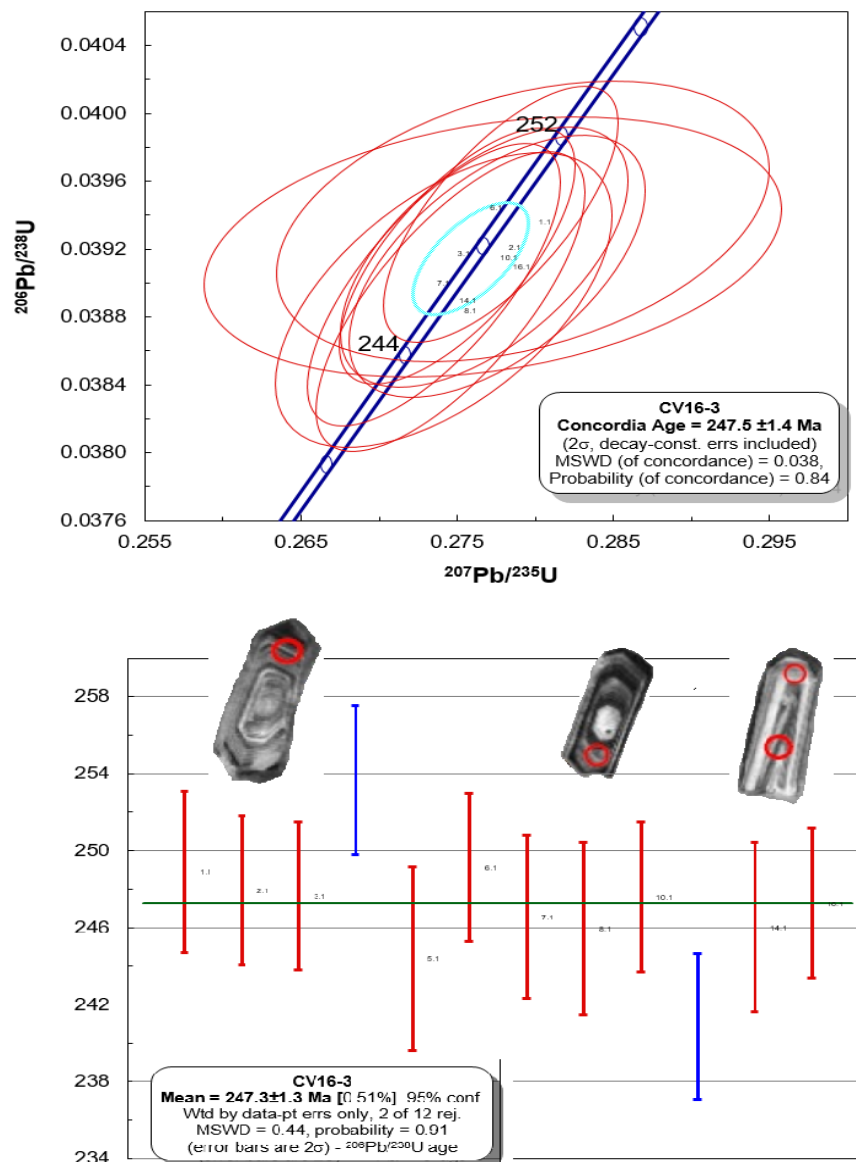


Figura 5.30: A. Diagrama de determinación radiométrica de U-Pb en un diagrama de concordia. B. Edad media ponderada de la muestra CV-16-3.

5.3.3. AN-16-6 Diorita (Las Ánimas)

Para el Plutón Las Ánimas los resultados se obtuvieron de la muestra AN-16-6, logrando una variedad de circones con tamaños de 100-250 micras. La imagen de catodoluminiscencia (figura 5.31) muestra circones gruesos y pequeños y en menor cantidad alargados y delgados. Sin embargo, la gran mayoría de los cristales se encuentran resquebrajados, mostrando solo fragmentos de granos.

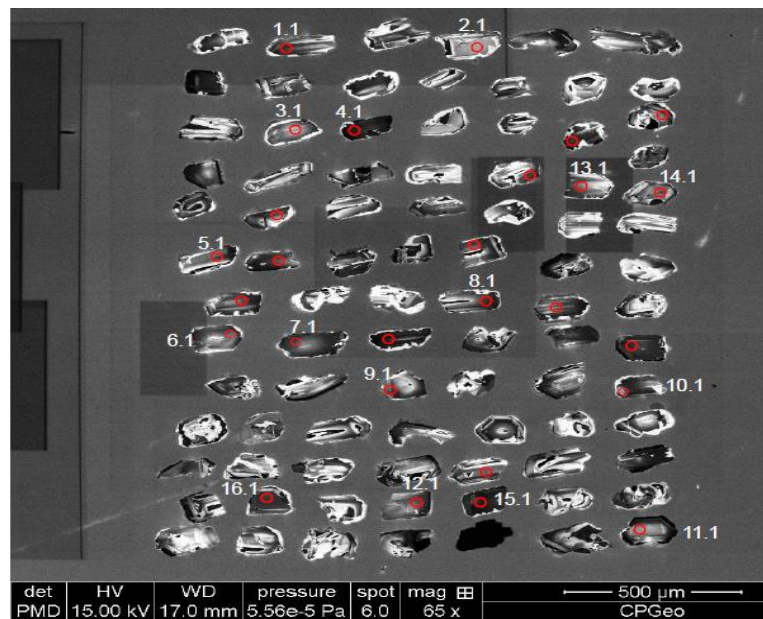


Figura 5.31: Imagen de catodoluminiscencia de circones del Plutón Las Ánimas.

Morfológicamente se puede dividir en dos grupos: El primer y gran grupo consta de granos requebradizos, sin embargo, se puede realizar algunas observaciones descriptivas sobre sus caras cristalinas subhedrales, además de poseer terminaciones subredondeadas, y planares. Los patrones de zonación consisten en zonación oscilatorias y sectorial típicos de rocas magmáticas. Por otra parte, existe un pequeño grupo de granos euhedrales a subeuhedrales, con terminaciones piramidales y zonación oscilatorias. La relación Th/U está comprendidas entre 0,87 y 1,86 (tabla 5.6).

Tabla 5.6. Resultados U-Th-Pb para la facies magmática del Plutón Las Ánimas.

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U edad	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb edad
AN_16_6-1.1	502	731	10.4	1.50	154 ±1	159 ±41
AN_16_6-2.1	145	141	3.0	1.01	155 ±3	225 ±254
AN_16_6-3.1	176	181	3.7	1.06	155 ±2	152 ±68
AN_16_6-4.1	1015	1895	21.1	1.93	154 ±1	150 ±29
AN_16_6-5.1	388	640	8.1	1.70	155 ±2	160 ±59
AN_16_6-6.1	529	609	11.0	1.19	154 ±2	156 ±56
AN_16_6-7.1	371	392	7.7	1.09	154 ±2	149 ±54
AN_16_6-8.1	810	1262	17.0	1.61	155 ±1	156 ±30
AN_16_6-9.1	242	236	5.0	1.01	153 ±2	154 ±229
AN_16_6-10.1	325	221	6.6	0.70	151 ±2	145 ±94
AN_16_6-11.1	375	448	7.7	1.24	153 ±1	153 ±58
AN_16_6-12.1	513	619	10.8	1.25	156 ±1	159 ±83
AN_16_6-13.1	489	564	10.2	1.19	155 ±1	159 ±34
AN_16_6-14.1	245	313	5.2	1.32	156 ±2	177 ±59
AN_16_6-15.1	627	586	13.0	0.97	153 ±1	162 ±105
AN_16_6-16.1	629	554	13.2	0.91	155 ±1	153 ±35

Dieciséis análisis en circones arrojan edades de ²⁰⁶Pb / ²³⁸U entre 151 Ma y 156 Ma, dando una edad media de 154,37 ± 0,75 Ma (MSWD = 0,0089; Probabilidad = 0,92; Fig. 5.32A). El análisis detallado de estos resultados muestra un solo grupo según sus características morfológicas y edades de ²⁰⁶Pb / ²³⁸U, dando como resultados edad de concordia ya mencionada.

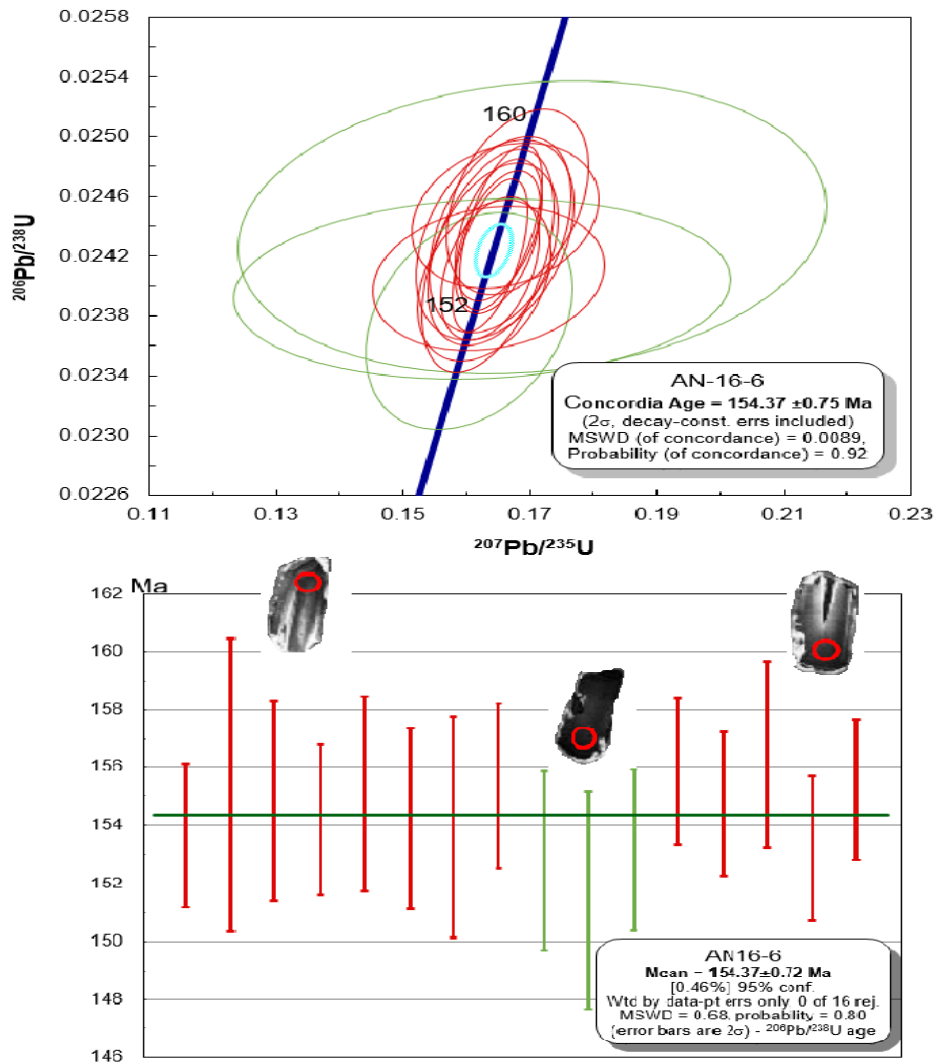


Figura 5.32: A. Diagrama de determinación radiométrica de U-Pb en un diagrama de concordia. B. Edad media ponderada de la muestra AN-16-6.

5.3.4. TZ-16-2 Granodiorita (Las Tazas)

El Plutón Las Tazas por medio de la muestra TZ-16-2 se le realizó el estudio geocronológico, dando como resultado una variedad de circones con diferentes tamaño y morfología. Las imágenes de catodoluminiscencia (figura 5.33) revelan cristales gruesos de un tamaño de 100 a 250 μm aproximadamente, además de presentar una menor cantidad de cristales alargados y delgados de 500 μm .

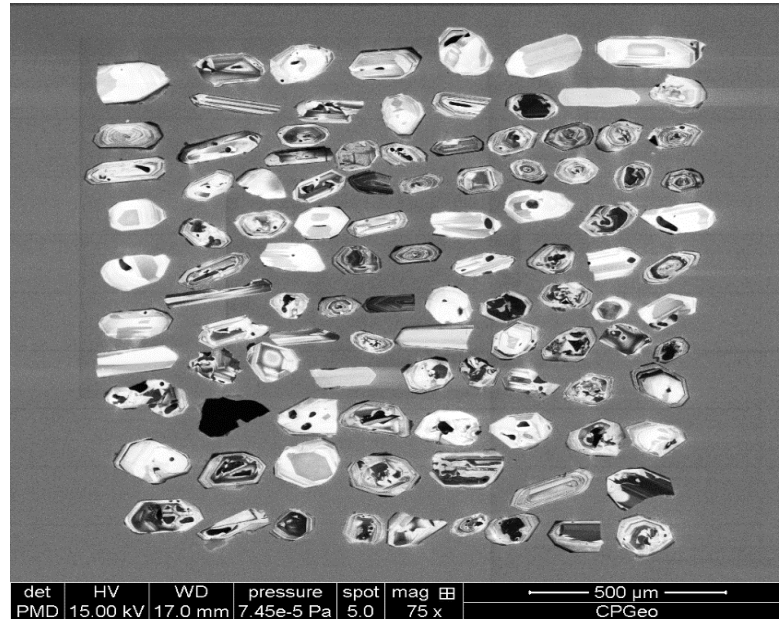


Figura 5.33: Imagen de catodoluminiscencia de circones del Plutón Las Tazas.

Según la morfología de circones observados por el método de catodoluminiscencia, podemos clasificarlos en 3 grupos: El primer y gran grupo corresponde a cristales euhedrales a subhedrales, con puntas piramidales y predominancia de zonación oscilatoria, además de núcleos de baja luminosidad. El segundo grupo corresponde granos euhedrales a subhedral, gruesos y alargados, con alta luminosidad, zonación oscilatoria y paralela. Finalmente tenemos un tercer grupo de granos euhedrales a subhedrales, con puntas subredondeadas, y zonación oscilatoria. La relación Th/U está comprendidas entre 0,96 y 0,44 (ver tabla 5.7).

Tabla 5.7. Resultados U-Th-Pb para la facies magmática del Plutón Las Tazas.

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U edad	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb edad
TZ2-1.1	149	135	2.7	0.93	133 ±2	110 ±435
TZ2-2.1	86	81	1.6	0.97	136 ±3	222 ±721
TZ2-3.1	76	64	1.4	0.87	136 ±3	111 ±694
TZ2-4.1	234	124	4.3	0.55	136 ±2	137 ±309
TZ2-5.1	150	81	2.7	0.56	136 ±1	121 ±327
TZ2-6.1	199	89	3.6	0.46	132 ±2	173 ±330
TZ2-7.1	513	371	10.7	0.75	155 ±2	156 ±132
TZ2-8.1	411	364	7.4	0.91	133 ±2	140 ±239
TZ2-9.1	266	160	4.7	0.62	132 ±2	155 ±401
TZ2-10.1	823	563	15.3	0.71	138 ±1	151 ±99
TZ2-11.1	206	119	3.7	0.60	132 ±2	136 ±304
TZ2-12.1	377	203	6.9	0.56	135 ±1	158 ±222
TZ2-13.1	300	273	5.3	0.94	132 ±1	120 ±283
TZ2-14.1	404	277	7.4	0.71	135 ±1	148 ±119
TZ2-15.1	174	86	3.1	0.51	133 ±2	137 ±378
TZ2-16.1	355	212	6.2	0.62	131 ±1	143 ±241
TZ2-17.1	152	127	2.7	0.86	132 ±1	151 ±291
TZ2-18.1	137	94	2.4	0.71	131 ±2	155 ±235
TZ2-19.1	88	47	1.5	0.55	128 ±2	124 ±614
TZ2-20.1	115	112	2.1	1.00	135 ±2	144 ±490

Veinte análisis en circones arrojan edades de $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ entre 128 Ma y 155 Ma, dando una edad media de $133,83 \pm 0,84$ Ma (MSWD = 0,028; Probabilidad = 0,87; Fig. 5.34A). El análisis detallado de estos resultados muestra dos grupos según sus características morfológicas y edades de $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$: el primer grupo más longevo corresponde a una edad de concordia de $135,57 \pm 1,85$ Ma, e incluye parte de los análisis de cristales gruesos con zonación oscilatoria y mayor luminosidad. El grupo más joven incluye circones de tamaño pequeño con puntas piramidales suaves y núcleos de baja luminosidad, estos arrojan aproximadamente una edad de concordia de $132,22 \pm 3,33$ Ma (ver figura 5.34B).

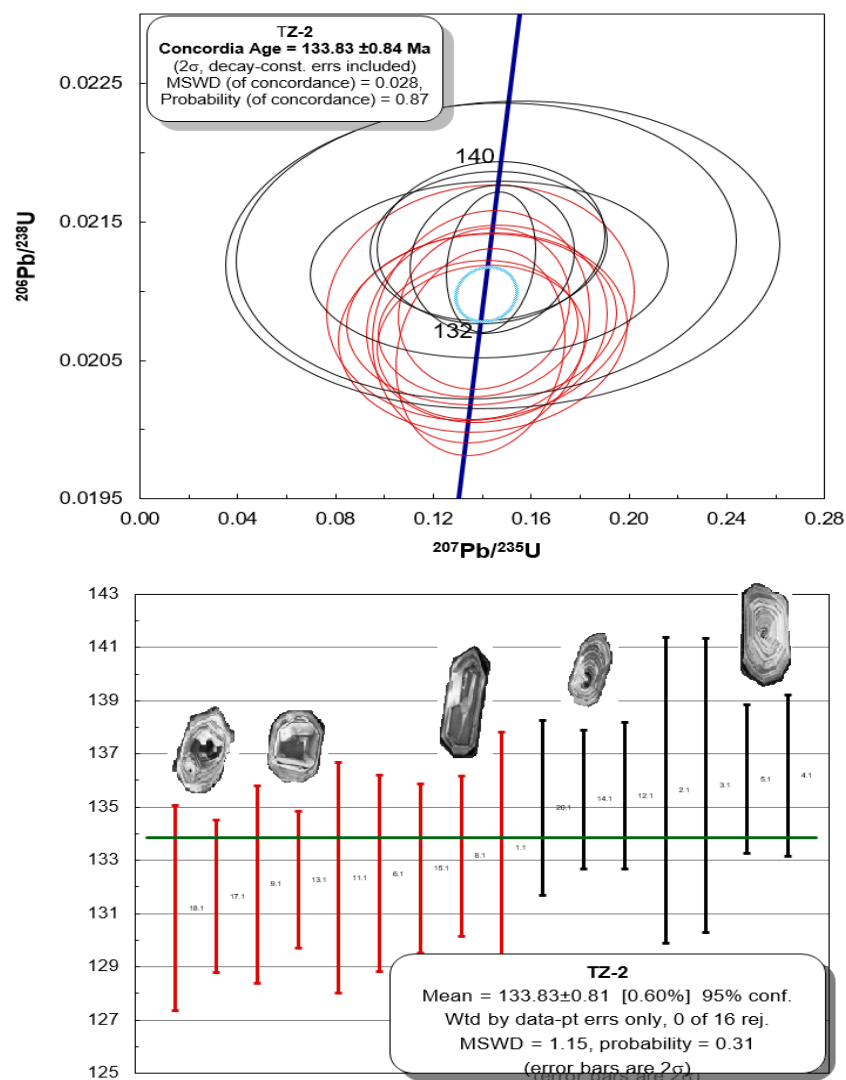


Figura 5.34: A. Diagrama de determinación radiométrica de U-Pb en un diagrama de concordia. B. Edad media ponderada de la muestra TZ-16-2.

5.3.5. SA-16-1 Diorita (Sierra Áspera)

El último plutón analizado por método de catodoluminiscencia es Sierra Áspera por medio de la muestra SA-16-1. Los circones obtenidos presentan una gran variabilidad de tamaño que van de los 100 a las 300 micras aproximadamente. Sin embargo, la mayoría de los granos están incompletos y requebradizos, mostrando solo fragmentos (ver figura 5.35).

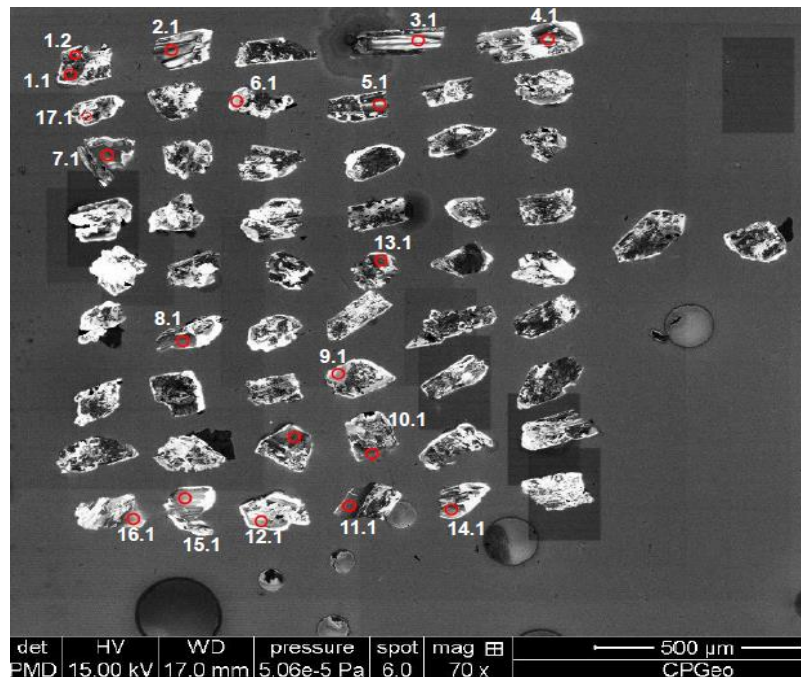


Figura 5.35: Imagen de catodoluminiscencia de circones del Plutón Sierra Áspera.

A pesar de estar incompletos, se puede realizar un análisis morfológico de estos circones. Se distingue una tendencia de caras cristalinas euédrales a subédrales. Un pequeño grupo son alargados y subredondeados con zonación centrada, y sobrecrecimiento. La gran mayoría de los cristales son pequeños, redondeados y con zonaciones poco distinguible, posiblemente oscilatoria. La relación de Th/U está comprendida entre 1,77 y 0,53 (Ver tabla 5.8).

Tabla 5.8. Resultados U-Th-Pb para la facies magmática del Plutón Sierra Apera.

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U edad	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb edad
SA16_2-1.1	107	100	1.9	0.97	129 ±1	155 ±176
SA16_2-2.1	248	318	4.2	1.32	127 ±1	155 ±79
SA16_2-3.1	160	86	3.0	0.56	137 ±3	184 ±410
SA16_2-4.1	167	113	3.3	0.70	147 ±7	167 ±957
SA16_2-5.1	176	155	3.0	0.91	128 ±1	171 ±135
SA16_2-6.1	182	166	3.1	0.94	127 ±2	139 ±126
SA16_2-7.1	190	176	3.2	0.96	124 ±1	128 ±87
SA16_2-8.1	220	228	3.8	1.07	127 ±1	157 ±145
SA16_2-9.1	79	54	1.3	0.71	125 ±2	116 ±241
SA16_2-10.1	206	159	3.6	0.80	129 ±1	134 ±153
SA16_2-11.1	155	101	2.8	0.67	133 ±6	225 ±1191
SA16_2-12.1	103	75	1.8	0.75	127 ±2	143 ±225
SA16_2-13.1	141	131	2.4	0.96	127 ±1	164 ±213
SA16_2-14.1	172	156	3.0	0.94	128 ±2	174 ±103
SA16_2-15.1	214	203	3.6	0.98	125 ±4	
SA16_2-16.1	410	713	7.1	1.80	128 ±1	124 ±68
SA16_2-17.1	247	268	4.3	1.12	130 ±1	138 ±99
SA16_2-18.1	370	364	6.4	1.02	128 ±1	140 ±53

Dieciocho análisis en circones arrojan edades de ²⁰⁶Pb / ²³⁸U entre 124 Ma y 147 Ma, dando una edad media de 127,58 ± 0,68 Ma (MSWD = 0,115; Probabilidad = 0,73; Fig. 5.36A). El análisis detallado de estos resultados muestra dos grupos según sus características morfológicas y edades de ²⁰⁶Pb / ²³⁸U: un grupo mayor da la misma edad resulta de una edad de concordia de 128,3 ± 2,1 Ma, e incluye parte de los análisis de grandes cristales con zonación oscilatoria. Un grupo de análisis más viejo que incluye circones de un tamaño pequeño con puntas redondeadas y requebradizas, arrojan aproximadamente una edad de concordia de 125,4 ± 2,3 Ma (ver figura 5.36B).

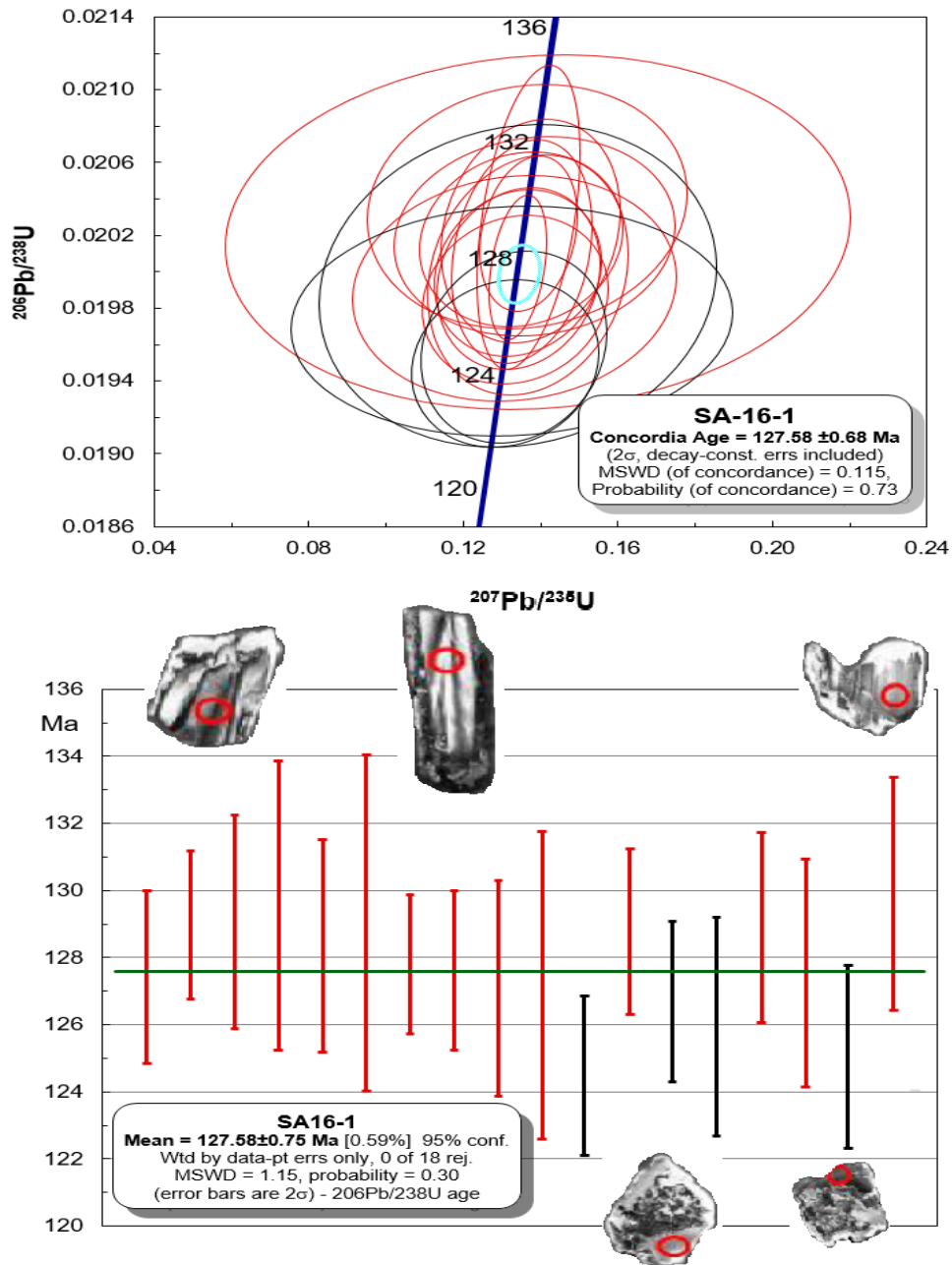


Figura 5.36 A. Diagrama de determinación radiométrica de U-Pb en un diagrama de concordia. B. Edad media ponderada de la muestra SA-16-1.

Los datos geocronológicos de los plutones no analizados, dentro del área de estudio, fueron tomados de la recopilación de datos bibliográficos de otros autores, correspondientes a los trabajos de Berg y Baumann (1985) y Makshev *et al.* (2014).

En el trabajo de Berg y Baumann. (1985), se establecen las edades de varios plutones, determinados por el método de Rb-Sr en roca total, representados por Quebrada del Castillo correspondiente a un monzogranito datado en $248,4 \pm 3,0$ Ma con un IR de $0,7150 \pm 0,0016$. Además del Plutón Cerro Castillo correspondiente a

un monzogranito les dio la edad de $201,6 \pm 2,6$ Ma con un IR de $0,7043 \pm 0,0002$. Finalmente, el plutón Barquito clasificado como un monzogranito fue datado con un valor de $198,9 \pm 3,2$ Ma con un IR de $0,7048 \pm 0,0003$. Por otra parte, también hicieron estudios a plutones mencionados en los subcapítulos anteriores, dando resultados muy diferentes a los nuestros, utilizando los mismos métodos de U-Pb.

Siguiendo con el trabajo de Marksaev *et al.* (2014), ellos realizaron un estudio a rocas plutónicas a lo largo de la costa del Pacífico, al norte de Chañaral, con el método de U-Pb en circón, obteniendo edades de $276,6 \pm 3,6$ Ma y $269,5 \pm 4,0$ Ma para un monzogranito del Plutón Pan de Azúcar, mientras que obtuvo dos edades de $246,5 \pm 4,0$ Ma y $237,0 \pm 4,0$ Ma para el monzogranito moscovita-biotita de grano grueso del Plutón Cerros del Vetado.

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN

6.1. Evolución del magmatismo en el área de estudio

Los estudios petrográficos de las unidades litológicas en el área de estudio y sus respectivas relaciones de contacto permiten establecer el orden cronológico relativo de emplazamiento de las distintas unidades plutónicas. Estos contactos se encuentran junto con el Basamento Metasedimentario descrito por Bell en 1984 y los depósitos volcánicos de la Formación La Negra descritas por Pichowiak en 1994, ambas formaciones han sido afectadas por el emplazamiento de estos plutones generando aureolas de contactos de varios metros de espesor.

Las unidades intrusivas plutónicas ubicadas en la zona occidental del área de estudio corresponden a sienogranitos, monzogranitos y granodioritas, con cristales de tamaño grueso a muy grueso, con filones aplíticos, vetas de cuarzo y son cortados por diques pórfido-dioríticos en dirección norte-sur descritos por Berg y Bauman en 1985. Los plutones en la zona oriental se clasifican como granodiorita, diorita de anfíbola y gabros, emplazados y cortados por el Sistema de Falla de Atacama, descritas por Brown en 1993. Dichas descripciones junto con la ubicación espacial de las unidades, además de los sistemas estructurales dominantes a nivel local establecidos en las cartas de Chañaral y Diego de Almagro (Godoy y Lara, 1998) permiten establecer que estas, forman parte del Batolito Costero del Norte de Chile, según los estudios realizados por Hervé *et al.*, en el 2014.

6.1.1. Magmatismo Pérmico-Triásico.

Los plutones que se ubican dentro de este rango de edades son; Pan de Azúcar con edad de $273,2 \pm 2,4$ Ma obtenidas por resultados propios, Quebrada Quiscuda 265 a 250 Ma (Godoy y Lara, 1998) y Quebrada del Castillo $248,4 \pm 3,0$ Ma (Berg y Bauman, 1985), cabe destacar que este último plutón se le asigna la misma edad del Plutón Quebrada Quiscuda por similitudes en la petrografía y relaciones de contacto. Dentro de este rango de edad también se puede incluir el Plutón Cerro del Vetado con una edad de $247,3 \pm 1,3$ Ma obtenidas también por resultados propios. Además de 3 plutones más, de un tamaño menor, con edades

entre los 201-204 Ma datados por Díaz, 1986 y Berg y Baumman, 1985 con el método de Rb/Sr en roca total, denominados como Cerro Castillo, Barquito y Peralillo.

Los afloramientos se pueden describir como poco voluminosos, aislados en la zona del Parque Nacional Pan de Azúcar. Estos corresponden a granitos y granodioritas de carácter calcoalcalinos, con variación de medio a alto K, pertenecientes a las series magmáticas cálcicas-alcalinas a alcalina cálcicas, magnesianos a férricos.

Las rocas peraluminosas acomodan el exceso de aluminio en micas, principalmente moscovita y biotita rica en aluminio y minerales accesorios como cordierita, aluminosilicatos, corindón, turmalina, topacio y granate (Rollinson, 1993). Por su alto contenido, podrían relacionarse a procesos de anatexis cortical, clasificando los intrusivos Pan de Azúcar, Quebrada del Castillo, Barquito y Cerros del Vetado como tipo S. Por otro lado, los intrusivos Quebrada Quiscuda Cerro Castillo y Peralillo se clasifican como granitos tipo I.

Sin embargo, los elementos Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , FeO^* , CaO , MnO y P_2O_5 , presentan una pendiente negativa respecto a su relación con el SiO_2 a medida que aumenta el contenido de sílice, esta tendencia prevalece en ambientes de margen continental activo, típico de las series calcoalcalinas con magmas bien diferenciados (Wilson, 1989). La disminución de FeO^* y TiO_2 a medida que aumenta el SiO_2 , se relaciona con la temprana cristalización y fraccionamiento de magnetita titanífera, resultando en un empobrecimiento del fundido en estos óxidos que siguen la serie de cristalización de Bowen (Wilson, 1989). En general todos los óxidos analizados presentan un comportamiento lineal frente al aumento de SiO_2 , lo que podría deberse a algún proceso magmático, siendo el más común la cristalización fraccionada, considerando que las muestras pertenecen a la misma formación y por ende son cogenéticas.

La geoquímica de tierras raras muestra una relación $\text{Eu}/\text{Eu}^* > 1$ para las muestras de Pan de Azúcar y Quebrada Quiscuda, observando una ausencia de anomalía de Eu, sin embargo, para los plutones Quebrada del Castillo, Barquito, Peralillo y Cerro Castillo muestran un patrón con la anomalía negativa de Eu y el de REE se vuelve más plano. Este patrón de REE es consistente con la fusión de

una fuente rica en minerales de baja a moderada presión, como plagioclasas y piroxenos, o del fraccionamiento de estas fases durante la cristalización del magma en la corteza (Parada *et al.*, 1999).

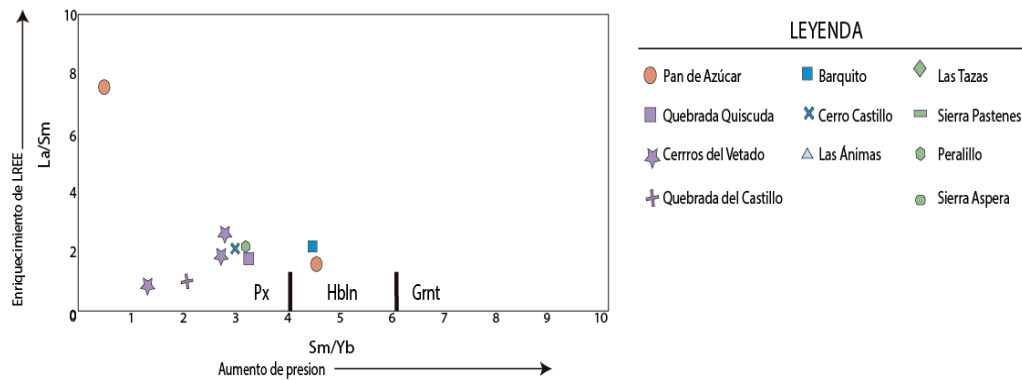


Figura 6.1: Diagrama La/Sm vs Sm/Yb (Kay *et al.*, 1991) para las rocas pertenecientes al Pérmico-Triásico.

Lo anterior es también sugerido por la Figura 6.1, en donde se observa que la evolución estaría controlada principalmente por piroxenos y hornblenda, todos estos controlados por minerales de baja presión. Sin embargo, la anomalía de Eu de los intrusivos sugiere un control por las plagioclasas. En los diagramas de Spider se observa una fuerte diferencia entre los LILE y HFSE, además de presentar anomalías negativas de Nb y Ba. El empobrecimiento en Nb y otros HFSE respecto de los LILE sería una característica de los fluidos derivados de la deshidratación de la placa subductada (Brenan *et al.*, 1994). Además, la anomalía negativa en elementos refractarios, como el Nb, se explicaría por la permanencia de éste en el slab. La anomalía negativa de Sr sería, además, consistente con el fraccionamiento de plagioclasas durante la cristalización del magma en la corteza (Pearce y Peate, 1995). Lo que se sugiere es la participación de dos componentes en la génesis de los magmas: el manto astenosférico y los fluidos ricos en LILE derivados de la placa subducida y/o el antearco erosionado (Figura 6.2), que metasomatizó el slab del manto e indujo su fusión parcial (p. ej., Iwamori, 1998). Además, la contaminación de los magmas derivados del manto con la corteza continental explicaría el mayor enriquecimiento de LILE y la naturaleza más peraluminosa de los intrusivos del antearco.

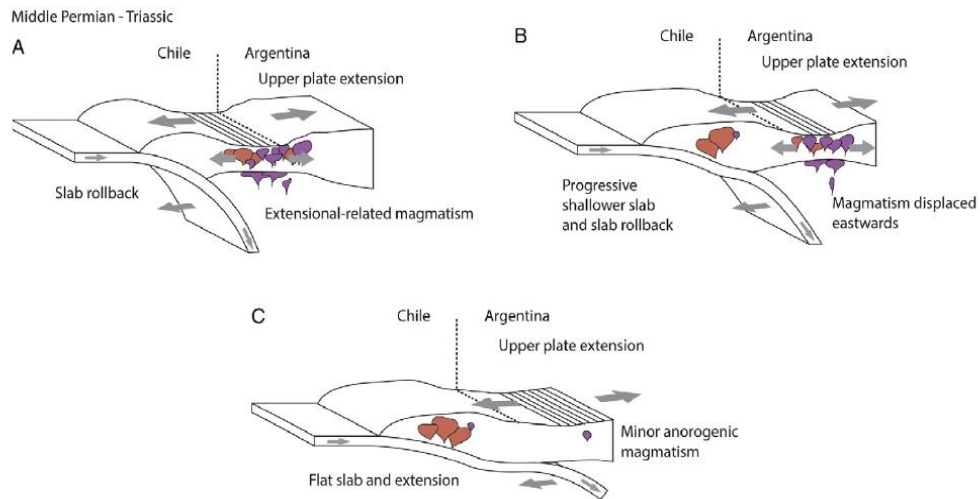


Figura 6.2: Evolución de la subducción durante el Pérmico medio-Triásico. Imagen obtenida Del Rey *et al.* (2016).

Estas signaturas geoquímicas son típicas de magmatismo calco-alcalino en zonas de subducción. Estos son consistentes con bajas concentraciones de Nb, ausencia de anomalías muy marcadas de Eu y altos contenidos de Al_2O_3 , que indican un patrón de rocas magmáticas de arco. Según lo anterior, son consistentes con una signatura de arco y una contaminación del magma gracias a los aportes del *slab* y antearco erosionado, lo que indicaría que estos plutones habrían cristalizado a partir de un magma generado en una zona de subducción (Coloma *et al.*, 2017). Además, White y Chappel (1983) definen los campos composicionales de los granitoides tipo I - S con respecto al contenido de Na_2O y de K_2O . En este diagrama los intrusivos presentan una afinidad con los granitos tipo I, siendo muy pocos los que se encuentran cercano al límite de los granitos tipo I-S (ver figura 6.3).

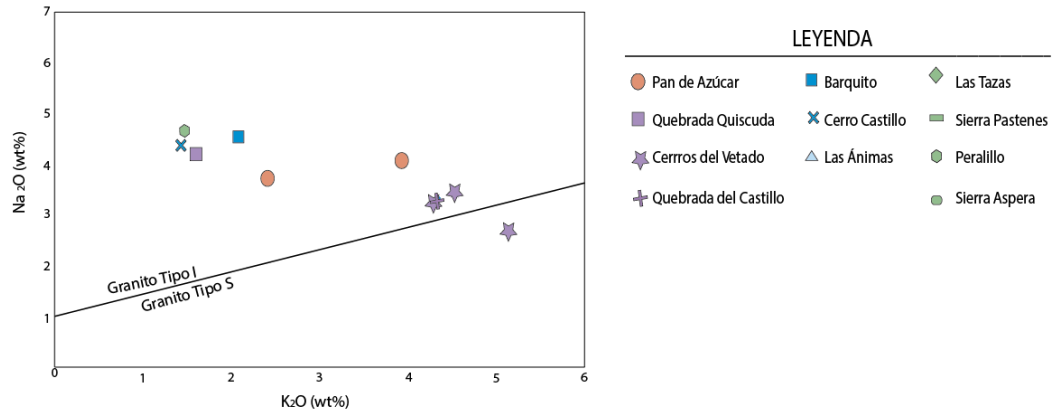


Figura 6.3: Diagrama Na₂O versus K₂O. Los límites de los campos entre granitos I y A, tomados de White y Chappell (1983).

El periodo Pérmico-Triásico se puede catalogar como un período de transición en casi todos los aspectos aquí evaluados. En este período hay un claro aumento de las composiciones ácidas-intermedias en rocas plutónicas, tendencia que se reafirma al ver que aumentan las composiciones con mayor cantidad de FeO* y MgO, en particular hacia el Triásico Superior, aunque siempre dentro del campo calcoalcalino. También hay un aumento en las rocas metaluminosas respecto del Triásico, pero aún predomina el carácter peraluminoso.

6.1.2. Magmatismo Jurásico-Cretácico Inferior.

Los intrusivos que se ubican dentro de este rango de edad son Las Ánimas y Las Tazas con edades obtenidas por resultados propios de $154,37 \pm 0,72$ Ma y $133,83 \pm 0,81$ Ma respectivamente. El plutón Sierra Pastene fue datado por Díaz en 1986 obteniendo una edad de 130 ± 5 Ma, finalmente desde el Plutón Sierra Áspera se obtuvo una datación de $127,58 \pm 0,75$ Ma por resultados propios.

Este periodo comprende a las rocas menos diferenciadas. Esto queda evidenciado en la predominancia de composiciones intermedias y básicas, además plotean dentro del recuadro metaluminoso. Según Best y Christiansen (2001), siendo estos datos la principal diferencia que radica para describirlos como granitos tipo-I. En el diagrama de TAS (Cox et al., 1979) estos intrusivos se ubican dentro del campo de las rocas subalcalinas/toleíticas, bajo la línea de la frontera propuesta por Irvine y Baragar (1971), además son muy similares con el diagrama R1 y R2

propuesto por De La Roche en 1980, resultando en una composición variada básica-intermedia, entre gabros y dioritas predominantemente. Forman un cinturón continuo N-S, con una migración geográfica, cada vez más hacia el este. La forma de los intrusivos también varía, siendo los del Cretácico (Las Ánimas y Las Tazas) controlados por el Sistema de Fallas de Atacama, al ser un emplazamiento sintectónico.

El patrón de tierras raras (REE) de los intrusivos de este periodo presenta una moderada pendiente. Están enriquecidos en las tierras raras livianas o ligeras (LREE), y fuerte empobrecimiento con respecto a las tierras raras pesadas (HREE). La anomalía negativa de Eu es baja a moderada. El patrón de REE es consistente con la fusión de una fuente rica en minerales de baja a moderada presión, como plagioclasa y piroxeno, y del fraccionamiento de estas fases durante la cristalización del magma en la corteza (Parada *et al.*, 1999).

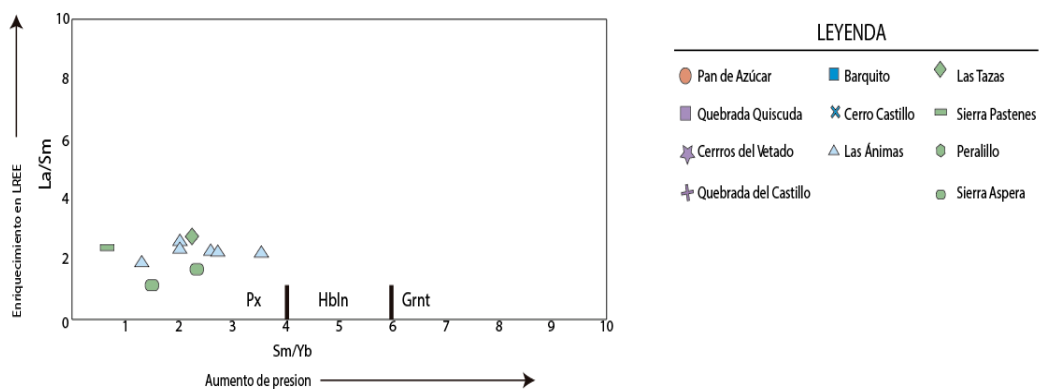


Figura 6.4: Diagrama La/Sm vs Sm/Yb (Kay *et al.*, 1991) para las rocas pertenecientes al Jurásico-Cretácico.

Lo anterior es también sugerido por la figura 6.4 en donde se observa que el contenido de los intrusivos habría estado controlado principalmente por piroxenos, mineral de baja presión (Ramírez, 2010). Sin embargo, la anomalía de Eu de los intrusivos sugiere una fuente somera con plagioclasas presente, aun cuando, presenta una baja anomalía de Eu (Rollinson, 1993). Por otra parte, la mineralogía de baja presión, indicada por el patrón de REE, podría estar asociada a procesos corticales durante la cristalización del magma o características propias de la corteza donde cristalizaría este magma (que se asume estaría en equilibrio con los minerales

que fraccionarían durante la cristalización del magma) y no procesos o características propias de la fuente (Lucassen *et al.*, 2004).

Las asignaturas geoquímicas de estas muestras son típicas de magmatismo en zonas de subducción. Los datos son consistentes con bajas concentraciones de Nb, ausencia de anomalías muy marcadas de Eu y altos contenidos de Al_2O_3 , que indican un patrón de rocas magmáticas de arco (Coloma *et al.*, 2017).

Los patrones en los diagramas de spider sufren una disminución en las pendientes, así como de las anomalías, tanto negativas como positivas, aunque ambos con clara señal de rocas asociadas a subducción, al igual que lo evidenciado por los diagramas de discriminación tectónica de Rb vs. Y+Nb, Nb vs Y (Pearce *et al.*, 1984), señalando un origen por arco volcánico (figura 5.25).

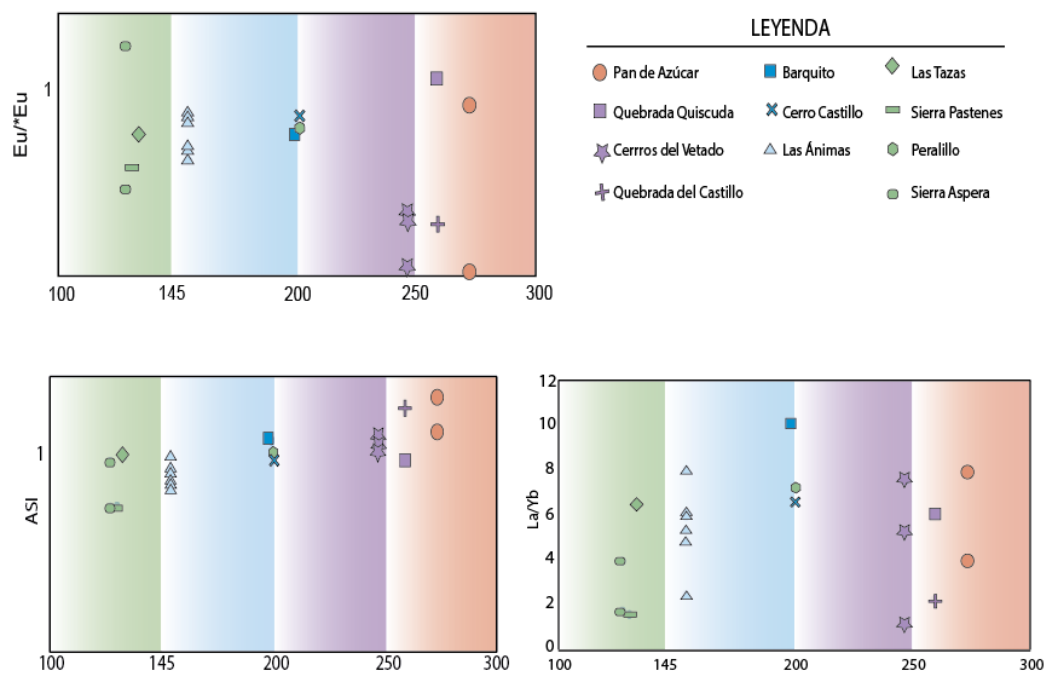


Figura 6.5: Diagramas de Eu/Eu^* , ASI y La/Yb con respecto a la edad geocronológica de cada muestra estudiada.

En la figura 6.5 se puede observar un análisis con respecto al tiempo, describiendo que el magmatismo desde el Pérmico al Cretácico presenta diferencias geoquímicas, composicionales y de localización. Se puede apreciar en el diagrama de ASI una disminución del contenido de aluminio con respecto a los álcalis, evolucionando de un magmatismo peraluminoso (durante el Pérmico-Triásico) a

metaluminoso a partir del Triásico Superior y una predominancia de anomalía negativa de Eu.

6.2. Geocronología

Los circones obtenidos desde los intrusivos presentan valores de Th/U superiores a 0,1 (ver figura 6.6) variando entre 0,18 y 0,92. Lo anterior, sumado a que la mayoría de los cristales (90%) presenta patrones de zonación oscilatoria y sectorial, permitiendo afirmar que el origen de estos es magmático.

En general, las características morfológicas presentadas por los circones, sumadas al contenido de los elementos Th/U de estos, indicaría que los granos de circón cristalizaron a partir de un fundido magmático, cuyo protolito sería probablemente ígneo, formando diferentes tipos de rocas y composiciones. Lo anterior es consistente con la petrografía presentada por los intrusivos.

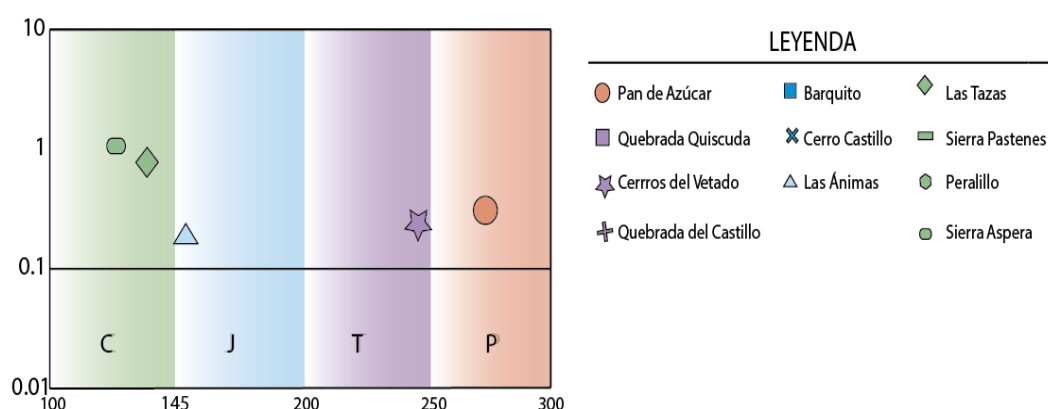


Figura 6.6: Diagrama Th/U versus Edad (Ma) de los circones analizados.

Los cuerpos graníticos datados en este trabajo corroboran un magmatismo del Pérmico hasta el Cretácico en el Batolito Costero del Norte de Chile. Los resultados geocronológicos asociados a cada intrusivo, además de la recopilación de datos de distintos autores, indican edades de cristalización que datan entre 273,2 Ma hasta 127,58 Ma.

La edad U-Pb del Plutón Pan de Azúcar ($273,2 \pm 1,4$ Ma.) coincide con la obtenida por Makshev *et al.* (2014), en un plutón monzogranítico de biotita-

moscovita ($276,6 \pm 3,6$ y $264,6 \pm 7,0$ Ma). Dentro de este plutón existen dos grandes enclaves, elongados en dirección nornoreste, llamados Quebrada del Castillo y Quebrada Quiscuda, estos abarcan unas edades de U-Pb en circón de 265-250 Ma. (Godoy y Lara, 1998), aunque difiere con los análisis de Rb/Sr en roca total-biotita de Berg y Baumann, 1985.

Los resultados geocronológicos del intrusivo Cerros del Vetados indican una edad de cristalización de $247,3 \pm 1,3$ Ma. Lo anterior se correlaciona bastante con los análisis de U-Pb en circón de Makshev *et al.* (2014). Por el contrario, los datos por Berg y Baumann difieren entre 90 y 30 Ma, según sus análisis de Rb/Sr en roca total-biotita y U-Pb en circón respectivamente.

Además, existen un conjunto de plutones pequeños que afloran en la zona costera, emplazados en el Complejo Epimetamórfico Chañaral e intruyendo al Plutón Pan de Azúcar. Berg y Bauman en 1985 hicieron análisis de Rb/Sr en roca total-biotita, reportando edades para los plutones Cerro Castillo de $201,6 \pm 2,6$ Ma, y para Barquito de $198,9 \pm 3,2$ Ma. Igualmente, Díaz en 1986 por el mismo método dató al Plutón Barquito dando como resultado 204 ± 4 Ma. No existe datación e investigación en el plutón Peralillo, según Godoy y Lara lo atribuyen a una edad similar al Plutón Barquito, debido a su relación de contacto y sus características petrográficas similares, agregándolo a las investigaciones anteriores.

Los eventos plutónicos más alejados de la costa abarcan del Jurásico – Cretácico. Estos corresponden a los plutones Las Ánimas, Las Tazas, Sierra Áspera y Sierra Pastenes. El primero aflora al oeste de la Falla Occidental del SFA. Los análisis de U-Pb en circón indican una edad jurásica de $154,37 \pm 0,72$ Ma. El dato anterior se correlaciona bastante bien con las edades datadas por Berg y Bauman en 1998, según sus análisis de Rb/Sr en roca total y U-Pb en circón.

En el caso del Plutón Las Tazas emplazado a lo largo de la Zona de Falla de Atacama (Wilson *et al.*, 1999), presenta un intervalo de edad de cristalización en el Cretácico Inferior, entre $157,6 \pm 2,6$ Ma a $159,7 \pm 1,6$ Ma, propuesto inicialmente por Berg y Bauman en 1998. Es correlacionado levemente con las edades de U-Pb en circón obtenidas en este trabajo, de $154,37 \pm 0,72$ Ma. Sin embargo, difiere de la edad de 130 Ma datadas por Wilson en 2000.

Otro intrusivo que está emplazado entre las trazas del SFA, al norte de nuestra área de estudio, es el Plutón Sierra Pastene (Godoy y Lara, 1998). La única edad disponible es de 130 ± 5 Ma con el método de K-Ar en biotita, obtenida por Díaz en 1986.

El último intrusivo que se encuentra más al oriente de nuestra área de estudio y aflora al este del SFA, es el Plutón Sierra Áspera. Los análisis geocronológicos de U-Pb en circón dataron una edad de $127,58 \pm 0,75$ Ma. Estos plutones del Cretácico Inferior también fueron analizados por Brook *et al.* (1996) mediante una isócrona de Rb/Sr en roca total y por Díaz (1986), a través de análisis de K-Ar en biotita. Estas edades que se encuentran entre el rango de 126 ± 2 Ma a 131 ± 3 Ma, correlacionándose con nuestros análisis de U-Pb. Esto, sumado a la ubicación y características petrográficas y geoquímicas de los plutones, permiten sugerir la existencia de una prolongación en subsuperficie del Batolito Costero, por lo menos hasta los 31°S (Hervé *et al.*, 2014).

Tabla 6.1. Recopilación bibliográfica de los plutones del Batolito Costero.

Plutón	Resultados tesis	Berg y Baumann, 1985		Maksaev et al., 2014	Brook et al 1996	Diaz 1986
	U-Pb	Rb-Sr	U-Pb	U-Pb	Rb/Sr	Rb/Sr
Pan de Azúcar	273.2 ± 2.4	197.9 ± 2.5 Ma	230 ± 6 Ma	276.6 ± 3.6 269.5 ± 4.0		
Quebrada del Castillo/Quebrada Quiscuda		248.4 ± 3.0 Ma				
Cerros del Vetado	247.3 ± 1.3	150.1 ± 1.8 Ma	217 ± 12 Ma	246.5 ± 4 237.0 ± 4.0	236 ± 3	
Cerro Castillo		201.6 ± 2.6 Ma				
Barquito		198.9 ± 3.2 Ma				204 ± 4
Peralillo		198.9 ± 3.2 Ma				204 ± 4
Las Ánimas	154.37 ± 0.72	157.6 ± 2.6 Ma	159.7 ± 1.6 Ma			
Las Tazas	133.83 ± 0.81	128.7 ± 2.0 Ma	130.3 ± 1.3 Ma			
Sierra Pastene						130 ± 5
Sierra Áspera	127.58 ± 0.75				126 ± 2	128 ± 3 / 131 ± 3

6.3 Evolución tectónica

Las condiciones tectónicas y continuidad del magmatismo, desde el Carbonífero temprano hasta el Triásico tardío, son el resultado de la evolución convergente de la subducción, desde su formación hasta su ruptura. (Deckart *et al.*, 1998). Existe un cambio tectónico importante que contribuyó al magmatismo regional del Paleozoico tardío, consiste en una corteza normal a una engrosada durante el Carbonífero temprano al Pérmico tardío, a una corteza continental adelgazada con condiciones extensionales durante el Triásico.

A lo largo de todo este período, se pueden observar firmas geoquímicas relacionadas con la subducción en casi todas las muestras, por ejemplo, serie magmática calco-alcalina anomalías de Nb y Ta, como los plutones Pan de Azúcar y Cerros del Vetado. Empobrecimiento de Nb y otros HFSE con respecto a los LILE, anomalía de Sr, de los plutones Barquito y Quebrada Cerro Castillo, ausencia de anomalías muy marcadas de Eu como es en plutones Cerro Castillo, Peralillo y Quebrada Quiscuda. Sin embargo, las composiciones son más silíceas, potásicas y peraluminosas en comparación al magmatismo Jurásico-Cretácico Inferior. La formación de este magmatismo podría estar relacionada a 1) un proceso de anatexis de rocas corticales (fusión de la corteza) y 2) una fuente mixta, donde exista un aporte mantélico (magmas basálticos enriquecidos en agua y elementos incompatibles) que favorece la fusión de la corteza refractaria. Estas fuentes mixtas podrían estar asociadas a la acreción de relieves submarinos descritos en los prismas de acreción durante el Pérmico medio, lo cual pudo generar un comportamiento errático de la placa subductada durante el periodo inmediatamente posterior. Este proceso (la llegada de relieves submarinos) puede inducir un desgarre de la placa (comprobada mediante estudios geofísicos en márgenes de subducción actuales) y activar fuentes enriquecidas que favorecen la fusión de rocas de la corteza inferior.

La subducción en el Jurásico forma un arco magmático, constituido por rocas volcánicas, correspondientes a la Formación La Negra, y enormes complejos plutónicos, emplazados en un ambiente extensional, como se puede observar con el Sistema de Fallas de Atacama. Finalmente, durante el Cretácico, la actividad magmática en la Cordillera de la Costa disminuye, iniciando la migración del magmatismo de oeste a este. La evolución del *slab* comprende cambios en la tasa

de subducción además del ángulo de buzamiento (Pichowiak, 1994). Generando una tectónica tensional por movimientos oblicuos de placas con sistemas de cizallamiento. Por último, da inicio a fuerzas compresionales y el desarrollo de un cinturón plegado episódicamente en el Cretácico Superior (Ramos, 2010).

A lo largo de todo este período, se pueden observar firmas relacionadas con la subducción en casi todas las muestras, por ejemplo, características metaluminosas, calcoalcalinas, magnésicas como se ven en los plutones Las Tazas y Las Ánimas, además de anomalías de Nb y Ta y empobrecimiento de HFSE con respecto a los LILE.

CAPÍTULO 7. CONCLUSIÓN

El Batolito Costero del Norte de Chile a los 26°S está compuesto por intrusivos de composición intermedia a ácida, correspondiente a sienogranitos, monzogranitos y granodioritas, de cristales gruesos a medio, ubicados en la zona costera de Chañaral, expuestos como afloramientos aislados y poco voluminosos, estos cuerpos intrusivos tienen una edad permo-triásica. En la zona oriental los cuerpos intrusivos forman un cinturón voluminoso en dirección N-S, controlados por el Sistema de Falla de Atacama. La composición de estos intrusivos es básica a intermedia, predominante a dioritas de anfíbola, granodioritas y gabro.

Geoquímicamente, los intrusivos corresponden a granitos tipo I, peraluminosos y metaluminosos, calcoalcalinos, con alto y medio contenido de K, anomalías negativas de Nb-Ta y Eu, entre otras. Características típicas de margen convergente en zonas de subducción. Solamente Cerros del Vetado se le puede atribuir según los resultados como un granito tipo-S.

La catodoluminiscencia en circones muestra características típicas de un ambiente magmático. La geoquímica de elementos traza (Th/U) apoya la génesis magmática de estos circones, sin presentar evidencia de un ambiente metamórfico. Los resultados geocronológicos de U-Pb en circones, indican que estos habrían cristalizado entre 273,2 Ma hasta 127,58 Ma. Estos abarcan periodos entre el Pérmico Cisuraliense hasta el Cretácico Inferior.

Existe una clara diferencia entre algunas características del magmatismo Pérmico – Triásico y Jurásico-Cretácico Inferior, como el marcado carácter peraluminoso del magmatismo Pérmico-Triásico y su distribución geográfica tan dispersa y poco voluminosa en comparación con el cinturón N-S definido por los plutones del Jurásico y Cretácico en la Cordillera de la Costa. Se recomienda estudios isotópicos para evaluar las características de las fuentes.

REFERENCIAS

- Aguirre, L., Levi, B., Nyström J. O., 1989. The link between metamorphism, volcanism, and geotectonic setting during the evolution of the Andes. In *Evolution of Metamorphic Belts*. Daly JS, Cliff RA, Yardley BWD (eds). Geological Society, London, Special Publication 43: 223–232.
- Álvarez, J., Mpodozis, C., Arriagada, C., Astini, R., Morata, D., Salazar, E., Valencia, V. A., Vervoort, J. D., 2011. Detrital zircons from late Paleozoic accretionary complexes in north-central Chile (28°–32°S): possible fingerprints of the Chilenia terrane. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 460–476.
- Anderson, D. L., 1987. Thermally induced phases changes, lateral heterogeneity of the mantle, continental roots and Deep slab anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 92: 13968-13980.
- Anderson, J. L., 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America, In: Medaris LG, Byers CW, Mickelson DM, Shanks WC (eds) *Proterozoic geology*. Geol Soc Am Mem 161:133-154.
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 2015. Construction and evolution of igneous bodies: Towards an integrated perspective of crustal magmatism. *Lithos* 230 (2015) 206–221.
- Arévalo, C., Grocott, J., 1997. The tectonic setting of the Chañarcillo Group and the Bandurrias Formation: An Early-Late Cretaceous sinistral transpressive belt between the Coastal Cordillera and the Precordillera, Atacama region, Chile. *Congreso Geológico Chileno, 8th, Antofagasta, 1997. Actas 3, 1604-1607.*
- Atherton, M.P., 1990. The Coastal Batholith of Peru: the product of rapid recycling of new crust formed within rifted continental margin. *Geological Journal*, 25: 337-349.
- Bahlburg, H., Breiterkreuz, C., 1991. Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes (northwestern Argentina and northern Chile). *Journal of South American Earth Sciences, Volume 4, Issue 3. 171-188.*
- Barbarin, B., 1990. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46 (1999) 605–626.
- Bateman H., 1910. Solution of a system of differential equations occurring in the theory of radioactive transformations. *Proceedings of the Cambridge Philosophical Society* 15: 423–427.
- Beckhoff, B., Kanngießer, B., Langhoff, N., Wedell, R., Wolff, H., 2006. *Handbook of Practical X-Ray Fluorescence Analysis*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. DOI 10.1007/978-3-540-36722-2.

Bell, C.M., 1982. The Lower Paleozoic metasedimentary basement of the coastal ranges of Chile between 25°30' and 27°S. *Revista Geológica de Chile* 17, 21-9.

Bell, C.M., 1984. Deformation produced by the subduction of a Palaeozoic turbidite sequence in northern Chile. *Journal of the Geological Society* 1984; v. 141; 339-347. doi:10.1144/gsjgs.141.2.0339.

Bell, C.M., 1987. The origin of the Upper Palaeozoic Chañaral mélangé of N Chile. *Journal of the Geological Society of London* 144, 599–610.

Berg, K., Baumann, A., 1985. Plutonic and metasedimentary rocks from the Coastal Range of northern Chile: Rb-Sr and U-Pb isotopic systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 75 (1985) 101-115.

Berg, K., Breikreuz, C., 1983. Mesozoische Plutone in der nordchilenischen Küstenkordillere: Petrogenese, Geochronologie, Geochemie und Geodynamik mittelbetonter Magmatite. *Geotektonische Forschungen* 66, 107.

Best, M. G., Christiansen, E. H., 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, Ltd.458.

Blackburn, T., Bowring, S.A., Schoene, B., Mahan, K., Dudas, F., 2011. U–Pb thermochronology: creating a temporal record of lithosphere thermal evolution. *Contrib Mineral Petrol.* 162:479–500. doi: 10.1007/s00410-011-0607-6.

Bohrson, W.A., Spera, F.J., 2001. Energy-constrained open system magmatic processes II: application of energy-constrained assimilation-fractional crystallization (EC-AFC) model to magmatic systems. *Journal of Petrology* 42, 1019–1041.

Boric., Díaz, F., y MaksaeV, V., 1990. Geología de yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 40, Santiago, 246 p.

Brenan, J.M., Shaw, H.F., Phinney, D.L., Ryerson, F.J., 1994. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high-field strength element depletions in island arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 128, 327–339.

Brown, M., 1988. Geochemistry of the granitic complexes, 26°-27°S, northern Chile. 5th Congreso Geológico Chileno, Santiago, Actas, Tomo III. 1153—1166.

Brown, M., Díaz, F., Grocott, J., 1993. Displacement history and tectonic significance of the El Salado segment of the Atacama Fault System, Northern Chile. *GSA Bulletin* 105, 1165e1174.

Castro A., 2015. *Petrografía de rocas ígneas y metamórficas*. Ediciones Paraninfo, SA 1° edición. ISBN: 978-84•283•3516-4.

Castro, A., Patiño Douce, A.E., Corretgé, L.G., De La Rosa, J.D., El-Biad, M., y El-Hmidi, H., 1999. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: An experimental test of granite petrogenesis: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 135. 255–276, <https://doi.org/10.1007/s004100050511>.

Cawood, P.A., 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth- Science Reviews* 69, 249–279. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.09.001>.

Chappel, B.W., White, J.R., 1974. Two contrasting granite type. *Pacific Geology*. Tokyo, Japón. N 8, 174-174.

Charrier, R., 1979. El triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: Una reconstrucción paleogeografía y paleoclimática. *Comunicaciones* 26, 1-37.

Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. In: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), *The Geology of Chile*, the Geological Society, Londres, 21 - 114.

Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., Sagripanti, L., 2014. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31° and 37° S (Chile and Western Argentina). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 399, 13-61. Doi:10.1144/SP399.20.

Chelle-Michou, C., Chiaradia, M., Ovtcharova, M., Ulianov, A., Wotzlaw, J., 2014. Zircon petrochronology reveals the temporal link between porphyry systems and the magmatic evolution of their hidden plutonic roots (the Eocene Corocohuayco deposit, Peru). *Lithos.* 198-199:129–140. doi: 10.1016/j.lithos.2014.03.017.

Clarke, D. B., 1992. *Granitoid Rocks*. Topics in the Earth Sciences Series no. 7. xi + 283 pp. London, Glasgow, New York, Tokyo, Melbourne, Madras: Chapman & Hall. Price £24.95 (hard covers). ISBN 0 412 29170 3.

Codorean, F., 2014. Informe geológico. Proyecto Galeno – Etapa I. Exploración geológica – parte este de la coordenada 396.000 E. Sociedad Contractual Minera Carola, Región de Atacama, Chile, 63p.

Coira, B., Davidson J., Mpodozis C., Ramos R., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*. Volume 18, Issues 3–4, November 1982, 303-332.

Collerson, K. D., 1982. Geochemistry and Rb-Sr geochronology of associated Proterozoic peralkaline and subalkaline anorogenic granites from Labrador. *Contrib Mineral Petrol* 81, 126–147.

Coloma, F., Valin, X., Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Salazar, E., Ducea, M.N., 2017. Geochemistry of Permian to Triassic igneous rocks from

northern Chile (28°-30° 15'S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean Geology* 44 (2), 147-178.

Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O., Kinny P. D., 2003. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Zircon*, 53(1), 469-500.

Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. London, George Allen & Unwin, xiv+450 p.

Dahlquist, J. A., Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Baldo, E., Saavedra, J y Alasino, P. H., 2005. En: *Geología de la provincia de La Rioja-Precámbrico-Paleozoico Inferior*. (J.A. Dahlquist, E.G. Baldo y P.H. Alasino, Eds.). Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 8, 87-108.

Dallmeyer, R.D., Brown, M., Grocott, J., Taylor, G.K., Treloar, P.J., 1996. Mesozoic magmatic and tectonics events within the Andean Plate boundary zone, 26°- 27°30'S, North Chile: constraints from 40Ar/39Ar Mineral ages. *The Journal of Geology* 104 (1), 19-40.

Darling, J. R., Storey, C. D., Engi, M., 2012. Allanite U–Th–Pb geochronology by laser ablation ICPMS. *Chemical Geology* 292–293: 103–115.

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183-210.

De Saint Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., Morgan, S., Vanderhaeghe, O., Law, R., Tikoff, B., 2011. Multiscale magmatic cyclicality, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arc. *Tectonophysics* 500 (2011), 20–33.

Deckart, K., Féraud, G., Marques, L.S., Bertrand, H., 1998. New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 80, 67–83. [http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(97\)00038-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(97)00038-3).

De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.

Del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C., Martínez, F., 2016. Resolving the paradigm of the late Paleozoic-Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana. - Research*. Doi:10.1016/j.gr.2016.06.008.

Del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C., Martínez, F., 2016. Resolving the paradigm of the late Paleozoic–Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*, 37, 172-181. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.06.008>.

Dewey, J. F., 1980. Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries, in Strangeway, D. W., ed., The continental crust and its mineral deposits. Geological Association of Canada Special Paper 20. 553-576.

Díaz, F., 1986. Hoja Salvador, borradores de terreno (inedito). Servicio Nacional de Geología y minería, Santiago.

Díaz, M., Jaime, H., 1989. Estratigrafía del miembro Purehue de la formación veta Negra e implicaciones metalogenética entre cuesta La Dormida y Estero Caren regiones V y Metropolitana. Memoria de título Universidad del Norte, Depto. de Geociencias.

Dostal, V., Driscoll, M. J., Hejzlar, P., Todreas, N. E., 2002. "CO2 Brayton Cycle design and optimization", MIT-ANP-TR-090, November.

Farrar, E., Clark, A. H., Haynes, S.J., Quirt, G.S., 1970. K-Ar evidence for the post paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of Northern Chile. Earth and Planetary Science Letters 10, 60-66.

Fitch, T. J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific. Journal of Geophysical Research, v. 77. 4432-4460.

Franzese, J.R; Spalletti, L.A., 2001. Late Triassic-Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. Journal of South American Earth Sciences 14: 257-270.

Frost, R.B., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of petrology. V.42. N. 11:2033-2043.

Fuentes, P., Díaz-Alvarado, J., Fernández, C., Díaz-Azpiroz, M., Rodríguez, N., 2016. Structural analysis and shape-preferred orientation determination of the mélangé facies in the Chañaral mélangé, Las Tórtolas Formation, Coastal Cordillera, northern Chile. Journal of South American Earth Sciences 67, 40-56.

Fuentes, P., Díaz-Alvarado, J., Rodríguez, N., Fernandez, C., Breitkreuz, C., Contreras, A., 2017. Geochemistry, petrogenesis and tectonic significance of the volcanic rocks of the Las Tórtolas Formation, Coastal Cordillera, northern Chile. Journal of South American Earth Sciences. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.11.006>.

García, G.P., 2009. Caracterización geológica, geoquímica e isotópica de las lavas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México. Tesis de Maestría. UNAM. 118p.

Girardi, J.D., Patchett, P. J., Dri, M. N., Gehrels, G. E., Cecil, M. R., Rusmore, M. E., Woodsworth, G. J., Pearson, D. M., Manthei, C., Wetmore, P., 2012. "Elemental and Isotopic Evidence for Granitoid Genesis From Deep-Seated

Sources in the Coast Mountains Batholith". British Columbia. *Journal of Petrology* 53, 1505-1536.

Godoy, E., Lara, L., 1998. Hojas Chañaral y Diego de Almagro. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapas Geológicos. 5-6 (1:100.000), Santiago.

González, J., Oliveros, Veró., Creixell, C., Velásquez, R., Vásquez, P., Lucassen, F., 2018. The Triassic magmatism and its relation with the Pre-Andean tectonic evolution: Geochemical and petrographic constrains from the High Andes of north central Chile (29°30' – 30°S), *Journal of South American Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jsames.2017.12.009.

Grocott, J., Taylor, G.K., 2002. Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes en the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25° 30'S to 27° 30'S). *Journal of the Geological Society London* 159, 425-442.

Harris, N.B.W., Marriner, G.F., 1980. Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite complex from the Midian Mountains, Saudi Arabia. *Lithos* 13:325–337.

Hawkesworth, C.J., Kemp, A.I.S., 2006. Evolution of the continental crust. *Nature* 443, 811–817.

Hervé, F., Fanning, C.M., Calderón, M., Mpodozis, C., 2014. Early Permian to Late Triassic Batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28°S to 31° S): SHRIMP U-Pb zircón age and Lu-Hf and O isotope systematics. *Lithos* 184-187, 436-446, doi:10.1016/j.lithos.2013.10.018.

Hervé, F., Marinovic N., 1989. Geocronología y evolución del batolito Vicuña Mackenna, Cordillera de la Costa, sur de Antofagasta (24-25°s). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 16, No. 1. 31-49.

Holland, H.D., Turekian, K.K., 2003. *Treatise on geochemistry* (1st edición). Oxford: Elsevier Science. ISBN 978-0-08-043751-4.

Hora, J. M., Singer, B. S., Woerner, G., 2007. Volcanic evolution and eruptive flux on the thick crust of the Anean Central Volcanic Zone: 40Ar/39Ar constraints From Volcan Parinacota, Chile. *GSA Bulletin* v. 119, no, 343-362.

Hoskin, P., Schaltegger, U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. En: Hanchar, J., & Hoskin, P., (eds.). *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53. 27-62.

Imeokparia, E.G., 1985. Mesozoic granite magmatism and tin mineralization in Nigeria; In: Taylor RP, Strong DF (eds) *Granite-Related Mineral Deposits — Extended Abstracts of Papers*. CIMM Conf, Halifax, Nova Scotia, 137–141.

Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5). 523–548.

Iwamori, H., 1998. Transportation of H₂O and melting in subduction zones. Department of Earth and Planetary Sciences, Nagoya University, Chikusa, Nagoya, Japan. *Earth and Planetary Science Letters* 160 (1998) 65–80.

Jackson NJ, Walsh JN, Pegran E., 1984 Geology, geochemistry and petrogenesis of the late Precambrian granitoids in the Central Hijaz Region of the Arabian Shield. *Contrib Mineral Petrol* 87:205–219.

Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., Mournier, T., 1990. Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times. A Tethyan model. *J. Geol. Soc. London*, 147, 1009-1022.

Jeanloz, R. y Romanowicz, B., 1997. Geophysical dynamics at the center of the Earth. *Physics Today*, August 1997 part 1: 22- 27.

Jenner, G.A., 1996. Trace element geochemistry of igneous rocks: Geochemical nomenclature and analytical geochemistry. In Wyman, D.A., ed., *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications For Massive Sulphide Exploration: Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 12. 51–77

Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C., Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the middle Proterozoic in the North America. *Geol. Soc. Am.* 17, 324-328. Doi: 10.1130/0091-7613(1989)017<0324.

Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V. 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). En Harmon, R. y Rapela, C.W. (eds.) *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society of America Special Paper: 113-137.

Keppie, J.D., Ramos, V.A., 1999. Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic. *Geological Society of America* 336, 267–276.

Kooijman E, Mezger K, and Berndt J., 2010. Constraints on the U–Pb systematics of metamorphic rutile from in situ LA-ICP-MS analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 293: 321–330.

Lackey, J. S., Valley, J. W., Saleeby, J. B., 2005. Supracrustal input to magmas in the deep crust of Sierra Nevada batholith: Evidence from high- $\delta^{18}\text{O}$ zircon. *Earth and Planetary Science Letters* 235, 315-330.

Larson, R.L., Pitman, W.C., 1972. World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 3645-3662.

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A.J., Keller, M.J., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*, Blackwell, Oxford, 193.

Le Maitre, R.W., 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms*. Recommendations of the International Union of Geological Sciences

Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd ed. xvi + 236. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press.

Levi, B., Aguirre, L., Nyström, J. O., Padilla, H., Vergara, M., 1989. Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 7. 487-495.

Llambías, E.J., 2001. Geología de los cuerpos ígneos. Consejo Nacional de investigaciones científicas y técnicas. Facultad de ciencias naturales e instituto Miguel Lillo. Universidad Nacional de Tucuman. ISSN 1514-4186.

Llambías, E.J., Sato, A.M., 1990. El Batolito de Colanguil (29°-31°S): estructuras y marco tectónico, Cordillera Frontal de Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 17(1). 89-108.

Llambías, E.J., Sato, A.M., 1995. El batolito de Colanguil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4): 111-131.

Llambías, E.J., Sato, A.M., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C., 1998. The granitoids of Sierra de San Luis. En: Pankhurst, R. y Rapela, C.W. (Eds.): Protoandean margin of Gondwana, Special Publication of the Geological Society of London, Londres

Llambías, E.J., Rapela, C.W., 1989. Las vulcanitas de Collipilli, Neuquén, y sus relaciones con otras unidades paleógenas de la Cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4): 224-236.

Llambías, E.J., Shaw, S. y Sato, A.M., 1990. Lower Miocene plutons in the eastern Cordillera Frontal of San Juan (29.75° S, 69.30° W). *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, San Juan, 1: 83-86.

Llambías, E.J., Quenardelle, S., Ortiz Suares, A., Prozzi, C., 1996. Granitoides sin-cinemáticos de la sierra Central de San Luis. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 487-496

Llambías, E.J., Varela, R., Basei, M., Sato, A.M., 2002. Deformación dúctil y metamorfismo neopaleozoico en Yaminué y su relación con la fase orogénica San Rafael, in 15th Congreso Geológico Argentino: *Actas*, v. 3. 123-128.

Lucassen, F., Trumbull, R., Franz, G., Creixell, C., Vásquez, P., Romer, R.L., Figueroa, O. 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to Recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36-41°S). *Journal of South American Earth Sciences* 17: 103-119.

Longerich, H.P., 2008. Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry: An Introduction. In: P. Sylvester, Ed., *Laser-Ablation-ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*, Mineralogical Association of Canada, Vol. 40, 2008. 1-18.

Maksaev, V., 1990. Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° South, and the origin of major porphyry copper deposits. Unpublished Ph.D. Thesis, Halifax, Nova Scotia, Canada, Dalhousie University, 554.

Maksaev, V., Munizaga, F., 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* 41, 447e506.

Mc Dougall, I., Harrison, T. 1999. Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. New York: Oxford University Press, 10-73.

Mercado, M., 1980. Área Pan de Azúcar. Instituto de investigación geológica, Carta Geológica de Chile. N° 37,30. Mapa escala 1:100.00, Santiago.

Miller, A., 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources. *Journal of Geology*. N 93:673-689.

Miller, B.V., 2007. Ordovician calc-alkaline granitoids in the Acatlán Complex, southern Mexico: Geochemical and geochronologic data and implications for the tectonics of the Gondwanan margin of the Rheic Ocean. *Geological Society of America, Special paper* (423).465-75.

Mpodozis, C., Cornejo, P., 1988. Hoja Pisco Elqui, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 68: 120. 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.

Mpodozis, C., Kay, S.M., 1992. Late Paleozoic to triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31° S). *Geol. Soc. Am. Bull.* 104, 999-1014.

Mpodozis, C., Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: Erickson, G.E., Cañas Pinochet, M.T., Reinemud, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources: Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Sciences Series*, vol. 11. 59e90.

Mpodozis, C., Ramos, V.A., 1990. The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series*, Vol. 11, p. 59-90.

Mpodozis, C., Ramos, V.A., 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, ¿deriva y colisiones?; *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 481 - 497 (2008).

Mundil, R., Ludwig, K.R., Renne, P.R., 2004. Age and timing of the Permian mass extinction: U/Pb dating of closed-system zircons. *Science*, v.305. 1760-1763.

Munizaga, F., MaksaeV, V., Fanning, C.M., Giglio, G., Yaxley, G., Tassinari, C.C.G., 2008. Late Paleozoic- Early Triassic magmatism on the western margin of Gondwana: Collahuasi area, Northern Chile: *Gondwana Research*, 13, 407-427.

Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 757-775.

Naranjo, J. A., Hervé, F., Prieto, X., and Munizaga, F., 1984. Actividad Cretácica de la falla Atacama al este de Chañaral: Milonitización y plutonismo. Departamento de Geología Universidad de Chile, Santiago, Comunicaciones, v. 34. 57-66.

Naranjo, J.A., Puig, A., 1984. Hojas de Taltal y Chañaral, regiones de Antofagasta y Atacama. Instituto de investigaciones geológicas, Carta Geológica de Chile. N° 34,48. 1 Mapa escala 1:100.000, Santiago.

Nasi, C., Mpodozis, C., Moscoso, R., MaksaeV, V., Cornejo, P., 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile* 25-26.

Nasi, C., Moscoso, R., MaksaeV, V., 1990. Hoja Guanta, Regiones de Atacama y Coquimbo. Carta geológica Chile 67, 140.

National Academies Press (US)., 1999. Evaluation of Guidelines for Exposures to Technologically Enhanced Naturally Occurring Radioactive Materials. National Research Council (US) Committee on Evaluation of EPA Guidelines for Exposure to Naturally Occurring Radioactive Materials. Washington (DC).

Oliveros, V., Moreno, P., Flores, L. 2020. Pre-Pliocene Andean Magmatism in Chile. *Geoscience Canada*.

Pankhurst, R.J., et al., 1998. The Chon-Aike silicic igneous province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic LIP. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 81. 113-136.

Parada, M.A., 1981. Lower Triassic Alkaline Granites of Central Chile (30°S) in the High-Andean Cordillera. *Geologische Rundschau* 70: 1043-1053.

Parada, M.A., 1984. La asociación de granitos subsolvus e hipersolvus del plutón Montegrande (Chile 30°S) y el desarrollo de sus perfitas. *Revista Geológica de Chile* 23: 69-77. doi: <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV11n3-a05>.

Parada, M.A., López-Escobar, L., Oliveros, V., Fuentes, F., Morata, D., Calderón, M., Aguirre, L., Féraud, G., Espinoza, F., Moreno, H., Figueroa, O., Muñoz Bravo, J., Troncoso Vásquez, R., Stern, C.R., 2007. Andean Magmatism. In: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), *The Geology of Chile*, the Geological Society, Londres, pp. 115e146.

Parada, M.A., Nystrom, J., Levi, B., 1999. Multiple sources for the Coastal batholith of central Chile (31-34°S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos* 46: 505-521.

Pardo-Casas, Molnar, 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, Vol. 6. 233-248.

Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C., Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R., 2010. Improved laser ablation U–Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11: Q0AA06.

Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley & Sons, Chichester. 525-548, ISBN 0 471 28034 8

Pearce, J.A., Harris, N.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4). 956–983.

Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 23. 251-285.

Pichowiak, S., 1994. Early Jurassic to Early Cretaceous magmatism in the Coastal Cordillera and the Central Depression of North Chile. In *Tectonics of the Southern Central Andes* (Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Wigger, P.; Editors). Springer: 203-217. Heidelberg.

Pitcher, W.S., 1993. *The Nature and Origin of Granite*. Blackie: 321. London.

Pomá, S., Zappettini, E., Quenardelle, S., Santos, J., Koukharsky, M., Belousova, E., McNaughton, N., 2014. Geochemistry, U-Pb SHRIMP zircon dating and Hf isotopes of the Gondwanan magmatism in NW Argentina: petrogenesis and geodynamic implications. *Revista Geológica de Chile, Andean Geology*. Doi: 10.5027/andgeoV41n2-a01.

Ramos, V., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22, 183-190.

Ramos, V.A., 2005. Ridge collision and topography: Foreland deformation in the Patagonian Andes: *Tectonophysics*, v. 399. 73–86, doi: 10.1016/j.tecto.2004.12.016.

Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, in Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R., eds., *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir* 204, p. 31–65, doi: 10.1130/2009.1204(02).

Ramos, V., 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geol. J.* 45: 2–25 (2010). DOI: 10.1002/gj.1193.

Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortes, J.M., Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilian Andes. *Tectonics* 5, 855-880. Doi: 10.1029/TcOO5i006p00855.

Renne, P. R., Sharp, W. D., Deino, A. L., Orsi, G., Civetta, L., 1997. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating into the historical realm: Calibration against Pliny the Younger. *Science* 277, 1279-1280.

Reutter, K. J., Scheuber, E., 1988. Relation between tectonics and magmatism in the Andes of Northern Chile and adjacent areas between 21° and 25°S. 5th Congreso Geológico Chileno, Santiago, Tomo III, p. 1345-1363.

Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A., Nutman, A.P., Kleiman, L.E., Varela, R., Llambías, E., Canile, F.M., da Rosa, O., de C.R., 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence: *Gondwana Research*, 19, 509-523.

Rodríguez, N., Díaz-Alvarado, J., Rodríguez, C., Riveros, K., Fuentes, P., 2016. Petrology, geochemistry and thermobarometry of the northern area of the Flamenco pluton, Coastal Range batholith, northern Chile. A thermal approach to the emplacement processes in the Jurassic andean batholiths. *Journal of South American Earth Sciences* 67, 122-139.

Rodríguez, N., Díaz-Alvarado, J., Rodríguez, C., Riveros, K., Fuentes, P., 2018. The significance of U-Pb zircon ages in zoned plutons— the case of the Flamenco pluton, Coastal Range batholith, northern Chile. *Geoscience Frontiers* (2018), <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.06.003>.

Rollinson H., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Pearson Prentice Hall. United Kingdom, Longman, 352.

Rollinson H., Pease V., 2021. *Using Geochemical Data to Understand Geological Processes* H. Rollinson and V. Pease Cambridge University Press.

Saunders, A.D., Tarney, J., Kerr, A.C., Kent, R.W., 1996. The formation and fate of large igneous provinces. *Lithos* 37: 81-95.

Sato, A.M., Llambías, E.J., 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalentes efusivos del batolito de Colangüil. In Congreso Geológico Argentino, No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Actas, Vol. 4. 156-165. Mendoza.

Sato, K., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., Siga Júnior, O., Takashi, A.O., Souza, M.A., 2014. Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical

method and first results. *Revista do Instituto de Geociências e USP, Geol. USP, Sér. cient., São Paulo* 14 (3), 18.

Scheuber, E., Andriessen, P.A.M., 1990. The kinematic and geodynamic significance of Atacama fault zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, v. 12. 243-257.

Scheuber, E., Reutter, K.J., 1992. Magmatic arc tectonics in the central Andes between 21° and 25°S. *Tectonophysics*, v. 205. 127-140.

Schoene, E., 2014. *U–Th–Pb Geochronology*. Princeton University, Princeton, NJ, USA.

Schoene, B., Schaltegger, U., Brack, P., Latkoczy, C., Stracke, A., Günther, D., 2015. Rates of magma differentiation and emplacement in a ballooning pluton recorded by U–Pb TIMS-TEA, Adamello batholith, Italy, *Earth and Planetary Science Letters*, 355-356, 162-173, 10.1016/j.epsl.2012.08.019.

Schoene, B., Samperton, K.M., Eddy, M.P., 2015. U-Pb Geochronology of the Deccan Traps and Relation to the End-Cretaceous Mass Extinction. *Science*, 347, 182-184. <https://doi.org/10.1126/science.aaa0118>.

SEGEMAR, 2012. Sistema de Información Geográfica del Servicio Geológico Minero Argentino [WWW Document] (URL sig.segemar.gov.ar).

Silver, L.T., Chappell, B.W., 1988. The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79: 105-121.

Simonetti, A., Heaman, L.M., Hartlaub, R.P., Creaser, R.A., MacHattie, T.G., Bohm, C., 2005. U–Pb zircon dating by laser ablation-MC-ICP-MS using a new multiple ion counting Faraday collector array. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 20; 677–686.

Singer, B. S., Jicha, B. R., Harper, M. A., Naranjo, J. A., Lara, L. E., Moreno, R., 2008. Eruptive history, geochronology, and magmatic evolution of the Puyehue-Cordon Caulle volcanic complex, Chile. *Geol. Society of America Bulletin* 120(5-6), 599.

Sun, S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London*, v. 42; 313-345.

Strazzere, L., Gregori, D.A., Dristas, J.A., 2006, Genetic evolution of Permo- Triassic volcanoclastic sequences at Uspallata, Mendoza Precordillera, Argentina: *Gondwana Research*, 9, 485-499.

Tarback, E.J., Lutgens, F.K., 2005. *Ciencias de la Tierra, una Introducción a la geología física*. 710 páginas, 8.a Edición, Pearson - Prentice Hall.

Thiele, R., Pincheira, M., 1987. Tectónica transpresiva y movimiento de desgarre en el segmento sur de la zona falla Atacama, Chile. *Revista Geológica de Chile*, v. 31. 77-94.

Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M., 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research* 24, 999–1030. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.06.012>.

Uyeda, S., 1982. Subduction zones: An introduction to comparative subductology: *Tectonophysics*. v. 81. 133-159.

Vásquez, P., Glodny, J., Franz, G., Frei, D., Romer, R., 2011. Early Mesozoic Plutonism of the Cordillera de la Costa (34°-37°S), Chile: Constraints on the Onset of the Andean Orogeny. *J. Geol.* 119, 159-184.

Vaughan, A.P. M., Pankhurst, R.J., 2008. Tectonic overview of the west Gondwana margin. *Gondwana Res.* 13, 150-162. Doi:10.1016/j.gr.2007.07.004.

Vergara, M., Levi, B., Nyström, J.O., 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin* 107(12): 1427-1440.

Veevers, J.J., 2005. Edge tectonics (trench rollback, terrane export) of Gondwanaland- Pangea synchronized by supercontinental heat. *Gondwana Research* 8, 449–456. [http://dx.doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71147-3](http://dx.doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71147-3).

Vignerresse, J.L., 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249: 173-186.

Vroon, P. Z., Van der Wagt, B., Koornneef, J. M., Davies, G. R. 2007. Problems in obtaining precise and accurate Sr isotope analysis from geological materials using laser ablation MCICPMS. *Anal Bioanal Chem* (2008) 390. 465-476.

Whalen, J.B., 1986. A-type granites in New Brunswick. In: *Current Research-Part A. Geol Surv Can Paper* 86-1A:297–300.

Whalen, J.B., Currie, K.L., 1984. The Topsails igneous terrane, Western Newfoundland: evidence for magma mixing. *Contrib Mineral Petrol* 87:319–327.

White, A.J.R., Chappell, B.W., 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society of America Memoirs*, 159. 21-34.

Williams, I.S., 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks, W.C., Ridley, W.I. (Eds.), *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Reviews in Economic Geology*, vol. 7. 1e35.

Williams, H., Turner, F. J., Gilbert, C. M., 1982. *Petrography: An introduction to the study of rocks in thin section.* WH Freeman and Company.

Wilson, J., Dallmeyer, R. D., Grocott, J., 2000. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from the Las Tazas complex, northern Chile: tectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(1), 115-122.

Wilson, J., Grocott, J., 1999. The emplacement of the granitic Las Tazas complex, northern Chile: the relationship between local and regional strain. *Journal of Structural Geology* 21 (1999) 1513-1523.

Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. xx + 466 pp. London, Boston, Sydney, Wellington: Unwin Hyman.

Woodcock, N. H., 1986. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Royal Society of London Philosophical Transactions, ser. A*, v. 317. 13-29.

Wotzlaw, J.F., Bindeman, I.N., Watts, K.E., Schmitt, A.K., Caricchi, L., Schaltegger, U., 2014. Linking rapid magma reservoir assembly and eruption trigger mechanisms at evolved Yellowstone-type supervolcanoes. *Geology* 42:807–810.

Anexos 1: Análisis geoquímico de Elementos Mayores

Muestra	QCC-16-1	QQ-16-1	PA-16-1 2		CV-16-1	CV-16-2	CV-16-3	BA-16-1	CC-16-1	PE-16-1
Región	Qda del Castillo	Qda Quiscuda	Pan de Azúcar		Cerro del Vetado			Barquito	Cerro del Castillo	Peralillo
SiO ₂	76.89	65.47	74.88	71.54	72.17	76.53	73.86	73.46	63.7	67.3
TiO ₂	0.09	0.53	0.05	0.33	0.28	0.05	0.21	0.17	0.57	0.45
Al ₂ O ₃	12.76	16.27	14.39	14.91	13.27	12.33	12.69	14.03	17.14	15.98
Fe ₂ O ₃ T	1.57	4.55	1.32	3.2	2.7	1.15	1.95	2.31	4.89	3.99
FeOt	1.412686	4.09409	1.187736	2.87936	2.42946	1.03477	1.75461	2.078538	4.400022	3.590202
MgO	0.13	2.14	0.08	1.16	0.54	0.13	0.33	0.61	2.31	1.43
MnO	0.013	0.074	0.013	0.051	0.043	0.03	0.029	0.05	0.085	0.064
CaO	0.19	4.44	0.29	2.52	1.24	0.69	1.42	1.87	4.91	3.75
Na ₂ O	3.32	4.2	4.08	3.8	3.27	3.43	2.68	4.54	4.35	4.66
K ₂ O	4.33	1.6	3.93	2.41	4.29	4.53	5.15	2.08	1.45	1.47
P ₂ O ₅	0.15	0.12	0.31	0.06	0.07	0.02	0.05	0.07	0.13	0.13
Loi	0.74	0.82	0.9	0.69	1.36	1.09	0.61	0.62	1.07	0.77
Total	100.2	100.2	100.3	100.7	99.25	99.99	98.99	99.8	100.6	100

Muestra	AN-16-1	AN-16-2	AN-16-3	AN-16-4	AN-16-5	AN-16-6	TZ-16-1	SP-16-1	SA-16-1	SA-16-2
Región	Las Ánimas						Las Tazas	Sierra Pastene	Sierra Áspera	
SiO ₂	61.83	53.71	68.44	63.36	54.92	65.68	63.71	60.98	52.73	70.65
TiO ₂	0.78	1.05	0.41	0.72	0.75	0.94	0.51	1.48	0.75	0.51
Al ₂ O ₃	15.96	17.08	15.22	15.76	17.23	14.79	17.45	16.84	20.89	14
Fe ₂ O ₃ T	6.63	9.29	3.5	5.29	7.34	3.62	4.8	3	4.69	4.06
FeOt	5.965674	8.359142	3.1493	4.759942	6.604532	3.257276	4.31904	2.6994	4.220062	3.653188
MgO	3.08	4.77	0.98	1.99	5.1	2.18	1.7	4.11	3.79	1
MnO	0.096	0.151	0.102	0.076	0.123	0.016	0.067	0.101	0.123	0.059
CaO	5.85	8.15	2.54	3.77	7.51	5.53	4.47	8.52	12.15	2.6
Na ₂ O	3.09	3.21	3.96	4.14	3.31	4.64	4.4	4.1	3.7	3.43
K ₂ O	2.08	1.01	3.92	3.51	1.1	0.38	2.15	0.5	0.29	3.9
P ₂ O ₅	0.15	0.22	0.12	0.18	0.15	0.04	0.16	0.02	0.07	0.09
Loi	0.79	1.54	1.13	1.21	1.96	1.9	1.34	1.1	1.36	0.46
Total	100.4	100.3	100.3	100	99.56	99.74	100.8	100.8	100.6	100.8

Anexo 2: Resultados de los análisis de elementos mayores.

Muestra	QCC-16-1	QQ-16-1	PA-16-1	PA-16-2	CV-16-1	CV-16-2	CV-16-3	BA-16-1	CC-16-1	PE-16-1
Roca	Quebrada Cerro Castillo	Quebrada Quiscuda	Pan de Azúcar		Cerros del Vetado			Barquito	Cerros Castillo	Peralillo
SiO ₂	1.27979361	1.08971372	1.24633822	1.19074567	1.20123169	1.2738016	1.22936085	1.22270306	1.060253	1.1201731
TiO ₂	0.00112669	0.00663495	0.00062594	0.0041312	0.00350526	0.00062594	0.00262894	0.00212819	0.0071357	0.00563345
Al ₂ O ₃	0.12514712	0.15957238	0.14113378	0.14623382	0.13014908	0.12092978	0.12446057	0.13760298	0.16810514	0.15672813
FeO _t	0.0196616	0.05698107	0.01653077	0.0400746	0.03381294	0.01440181	0.02442046	0.02892885	0.061239	0.04996802
MgO	0.00322581	0.05310174	0.00198511	0.02878412	0.0133995	0.00322581	0.00818859	0.01513648	0.0573201	0.03548387
MnO	0.00018325	0.00104314	0.00018325	0.00071892	0.00060615	0.00042289	0.0004088	0.00070482	0.0011982	0.00090217
CaO	0.00338802	0.07917261	0.00517118	0.04493581	0.02211127	0.01230385	0.02532097	0.03334522	0.0875535	0.06686876
Na ₂ O	0.05356567	0.06776379	0.06582769	0.0613101	0.05275895	0.05534043	0.04323975	0.07324944	0.07018393	0.07518554
K ₂ O	0.04596603	0.01698514	0.04171975	0.02558386	0.0455414	0.04808917	0.05467091	0.02208068	0.01539278	0.0156051
P ₂ O ₅	0.00105678	0.00084543	0.00218402	0.00042271	0.00049317	0.0001409	0.00035226	0.00049317	0.00091588	0.00091588
H ₂ O	0.04111111	0.04555556	0.05	0.03833333	0.07555556	0.06055556	0.03388889	0.03444444	0.05944444	0.04277778
#Mg	0.14094242	0.48237992	0.10721128	0.41801706	0.28381294	0.18299732	0.25111394	0.34350082	0.4834728	0.4152497
ASI	1.23718315	0.9819254	1.29395889	1.11523442	1.08831184	1.04702786	1.01481704	1.07626985	0.97962976	1.00383175
Na+K	7.65	5.8	8.01	6.21	7.56	7.96	7.83	6.62	5.8	6.13

Muestra	AN-16-1	AN-16-2	AN-16-3	AN-16-4	AN-16-5	AN-16-6	TZ-16-1	SP-16-1	SA-16-1	SA-16-2
Roca	Las Ánimas						Las Tazas	Sierra Pastene	Sierra Áspera	
SiO ₂	1.02912783	0.8939747	1.1391478	1.05459387	0.91411451	1.09320905	1.06041944	1.01498003	0.87766312	1.17593209
TiO ₂	0.00976465	0.01314472	0.0051327	0.00901352	0.00938908	0.01176765	0.00638458	0.01852779	0.00938908	0.00638458
Al ₂ O ₃	0.15653197	0.16751667	0.14927423	0.15457042	0.16898784	0.14505689	0.17114555	0.16516281	0.20488427	0.13730875
FeO _t	0.08302956	0.11634157	0.04383159	0.06624832	0.09192111	0.04533439	0.0601119	0.03756994	0.05873434	0.05084465
MgO	0.0764268	0.11836228	0.02431762	0.04937965	0.12655087	0.05409429	0.04218362	0.10198511	0.09404467	0.0248139
MnO	0.00135326	0.00212856	0.00143783	0.00107133	0.00173386	0.00022554	0.00094446	0.00142374	0.00173386	0.00083169
CaO	0.10431526	0.1453281	0.04529244	0.06722539	0.13391583	0.09860913	0.07970756	0.15192582	0.21665478	0.04636234
Na ₂ O	0.04985479	0.0517909	0.06389158	0.06679574	0.05340432	0.07486286	0.07099064	0.06615037	0.05969668	0.05534043
K ₂ O	0.02208068	0.01072187	0.04161359	0.03726115	0.01167728	0.00403397	0.02282378	0.00530786	0.00307856	0.04140127
P ₂ O ₅	0.00105678	0.00154995	0.00084543	0.00126814	0.00105678	0.00028181	0.00112724	0.0001409	0.00049317	0.00063407
H ₂ O	0.04388889	0.08555556	0.06277778	0.06722222	0.10888889	0.10555556	0.07444444	0.06111111	0.07555556	0.02555556
#Mg	0.47929602	0.50430481	0.35682904	0.42705628	0.57925445	0.54405118	0.41237018	0.73078769	0.61556015	0.32797215
ASI	0.89710383	0.81614943	0.9992535	0.91372856	0.85679461	0.81936684	0.99712217	0.74014674	0.73538961	0.96665568
Na+K	5.17	4.22	7.88	7.65	4.41	5.02	6.55	4.6	3.99	7.33

Anexo 3: Resultado de los análisis de elementos menores

Muestra	QCC-16-1	QQ-16-1	PA-16-1	PA-16-2	CV-16-1	CV-16-2	CV-16-3	BA-16-1	CC-16-1	PE-16-1
Roca	Quebrada Cerro Castillo	Quebrada Quiscuda	Pan de Azúcar		Cerros del Vetado			Barquito	Cerro Castillo	Peralillo
Sc										
Be										
V	< 5	77	< 5	41	17	< 5	12	15	82	55
Ba	128	298	97	370	404	40	380	380	256	314
Sr	47	372	25	230	75	11	66	188	393	359
Y	13	16	6	14	41	62	28	13	16	17
Zr	33	97	17	79	114	48	86	82	131	147
Cr	< 20	30	20	30	< 20	< 20	< 20	20	30	20
Co	< 1	10	< 1	6	3	< 1	2	2	11	7
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	10	10	< 10	< 10	< 10	10	< 10	< 10	< 10	< 10
Zn	< 30	50	< 30	30	< 30	< 30	< 30	40	60	50
Ga	16	18	31	15	15	15	14	16	19	19
Ge	2	1	2	1	1	3	2	2	1	1
As	20	< 5	12	< 5	< 5	8	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	281	42	411	69	197	334	211	55	33	42
Nb	5	3	20	3	4	4	3	2	4	3
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	< 0.2	< 0.2	0.3	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	18	1	20	1	4	14	2	1	1	1
Sb	< 0.5	< 0.5	1.4	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cs	8.8	1.4	6.7	2.4	2	8.4	3.4	2.1	0.7	1.7
La	4.6	13.4	1.1	18.7	28.5	11.1	23.2	18.4	14.7	17.2
Ce	10.4	27.6	3.5	36.9	63.7	29.5	51.5	37.4	30.6	36.5
Pr	1.17	3.17	0.45	3.89	7.29	3.7	5.73	4.12	3.59	4.22
Nd	4	12.7	1.6	14.4	28.3	13.6	21.2	13.9	14	16.2
Sm	1.4	2.6	1.4	2.6	6.6	5.3	5.2	2.6	3.1	3.4
Eu	0.14	0.92	< 0.05	0.75	0.66	0.09	0.57	0.62	0.84	0.85
Gd	1.6	2.6	1.5	2.3	6.5	6.1	4.7	2.3	2.8	3
Tb	0.4	0.4	0.3	0.4	1.1	1.4	0.8	0.3	0.4	0.5
Dy	2.3	2.6	1.7	2.2	7	9.8	4.7	2.1	2.7	2.7
Ho	0.4	0.5	0.2	0.5	1.4	2	0.9	0.4	0.6	0.6
Er	1.3	1.6	0.3	1.5	4.3	6.2	2.6	1.3	1.8	1.7
Tm	0.21	0.23	< 0.05	0.24	0.6	1.04	0.37	0.2	0.26	0.25
Yb	1.5	1.6	0.2	1.7	3.9	7	2.2	1.3	1.6	1.7
Lu	0.22	0.27	< 0.01	0.28	0.56	1.05	0.33	0.19	0.26	0.28
Hf	1.3	2.5	1.3	2.2	3.1	2.4	2.4	2.7	2.9	3.8
Ta	2.2	0.4	3.9	0.6	0.9	1.7	0.6	0.4	0.4	0.4
W	3	< 1	6	< 1	< 1	12	< 1	< 1	< 1	< 1
Tl	1.3	0.3	1.9	0.5	0.9	1.6	0.9	0.4	0.2	0.3
Pb	13	5	6	14	15	37	13	11	5	6
Bi	0.7	< 0.4	1.1	< 0.4	< 0.4	0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Th	3.2	4.7	2.6	9.2	14.9	10.8	12.5	5.9	3.9	5.2

U	3.3	0.9	5.5	1	2.9	3.7	1.6	0.8	0.8	0.9
Sr/Y	3.61538	23.25	4.166666	16.42857	1.829268	0.177419	2.357142	14.46153	24.56	21.11764
La/Yb	46		67	14	29	35	86	85	25	71
Nb/Y										

Muestra	AN-16-1	AN-16-2	AN-16-3	AN-16-4	AN-16-5	AN-16-6	TZ-16-1	SP-16-1	SA-16-1	SA-16-2
Roca	Las Ánimas						Las Tazas	Sierra Pastene	Sierra Áspera azúcar	
Sc										
Be										
V	149	275	46	96	167	80	73	134	166	56
Ba	321	254	611	455	251	101	419	105	88	467
Sr	241	428	265	278	426	344	460	539	621	185
Y	25	24	19	32	19	39	18	59	10	34
Zr	163	151	209	302	117	232	203	218	66	247
Cr	40	80	20	30	120	30	< 20	60	30	20
Co	17	29	6	11	24	3	8	5	5	7
Ni	< 20	50	< 20	< 20	50	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	40	190	< 10	40	80	80	50	< 10	< 10	20
Zn	60	50	70	< 30	70	< 30	< 30	40	< 30	30
Ga	16	19	16	18	18	17	17	17	20	15
Ge	2	2	2	2	2	2	1	2	< 1	2
As	7	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	83	31	123	135	30	5	57	9	< 2	106
Nb	5	3	4	8	3	6	3	7	< 1	4
Mo	< 2	< 2	< 2	3	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.6	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	2	1	2	2	< 1	4	< 1	1	< 1	1
Sb	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cs	4	1.5	1.3	2.4	1.4	0.7	1.8	0.8	< 0.5	1.9
La	19	14.9	23.6	28.2	12.7	13.4	14.5	12.4	2.4	19.8
Ce	40.5	35.7	49	63.7	29.4	40.9	33.2	56.9	5.1	44.2
Pr	5.01	4.64	5.67	7.94	3.77	5.76	4.17	10.2	0.64	5.44
Nd	19.2	19.1	20.8	29.6	15.5	25.4	17.2	47.9	3	21.5
Sm	4.7	4.7	4.2	6.6	4	6.6	4	12.4	1	5.3
Eu	1.05	1.29	0.92	1.29	1.13	1.8	0.94	2.36	0.47	0.81
Gd	4.7	4.9	3.4	5.9	3.9	6.6	3.4	11.6	1.3	5.2
Tb	0.8	0.7	0.5	0.9	0.6	1	0.5	1.8	0.2	0.8
Dy	4.3	4.1	3.1	5.3	3.4	6.3	3.2	10.8	1.5	5.1
Ho	0.8	0.8	0.6	1.1	0.7	1.3	0.6	2.1	0.3	1.1
Er	2.5	2.4	1.9	3.4	2	3.8	1.7	6	0.9	3.5
Tm	0.37	0.36	0.3	0.5	0.28	0.58	0.24	0.89	0.15	0.52
Yb	2.3	2.2	2.1	3.3	1.7	3.9	1.6	5.7	1	3.6
Lu	0.37	0.35	0.33	0.51	0.28	0.6	0.26	0.88	0.17	0.58
Hf	4.6	4.2	5.4	7.6	3.1	6.1	5.4	5.7	1.9	6.5
Ta	0.4	0.3	0.5	0.7	0.3	0.6	0.3	0.5	< 0.1	0.4

W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Tl	0.3	<0.1	0.4	0.3	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Pb	9	<5	15	6	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Bi	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4
Th	8.7	3.5	11.7	12.8	3.3	9.2	6.8	10.1	0.8	11.3	
U	1.8	0.9	3.6	3.5	1.1	1.5	1.1	1.9	0.1	2.9	
Sr/Y	9.64	17.83333 33	13.94736 84	8.687 5	22.42105 26	8.820512 82	25.55555 56	9.135593 22	62.1	5.441176 47	
La/Yb											
Nb/Y											

Anexo 4: Mapa Geológico.