



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



Geoquímica y geocronología de las secuencias metasedimentarias paleozoicas de la Cordillera Frontal de Chile, entre los 28°30' y los 30°30' S, Región de Coquimbo, Chile: proveniencia, correlaciones y contexto geológico.

Memoria para optar al título de Geólogo

Jorge Ignacio Pérez Medina

Profesora Patrocinante: Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo
Profesional Guía: Sr. Ricardo Velásquez Herrera
Profesores Comisión: Dr. Andrés Tassara Oddo
Dr. Óscar Figueroa Arriagada

Concepción, septiembre 2022



a Jorge y Susana...

Resumen

En la cordillera frontal chilena, entre los 28°30' – 30°30's, existen 3 unidades geológicas metasedimentarias: Formación Hurtado, Formación Las Placetas y el Complejo Metamórfico El Cepo. Estas representan parte del basamento sedimentario donde con posterioridad se emplazó el batolito Elqui-Limarí, aflorando en forma de megaxenolitos o *roof pendants*. Las unidades han sido objeto de estudio y entender su naturaleza podría aportar información relevante para develar una serie de cuestionamientos relativos al origen, contexto geológico y correlaciones entre sí y con otras unidades. Lo anterior, a partir de información geoquímica y dataciones radiométricas en circones de origen detrítico de rocas, dilucidando algunas de estas cuestiones, utilizando metodologías analíticas geoquímicas y geocronológicas.

Las muestras analizadas varían texturalmente desde fangolitas hasta areniscas, las que han sido afectadas por distintos grados de metamorfismo, relativo a procesos metamórficos regionales y la proximidad que adquirieron con respecto a cuerpos intrusivos (metamorfismo de contacto). Estos análisis se basaron en las concentraciones de elementos, sumado a las dataciones radiométricas siguiendo la metodología U-Pb en circones detríticos, datos obtenidos por el trabajo en terreno conducente a la realización de la Serie Geológica Básica, por SERNAGEOMIN, en el área donde estas unidades se encuentran.

A partir del análisis de la geoquímica de roca total, se desprende que las razones elementales de La/Th vs Hf dan cuenta de una fuente félsica, asociada a un arco de isla ácido, con cierto grado de reciclaje para el protolito. En tanto, las razones elementales entre Th/Sc y Zr/Sc, reafirman dicho origen, añadiendo un grado importante de diferenciación ígnea para el protolito. Finalmente, las razones de Th/U vs Th informan de un origen propio de un manto superior, lo que sigue en línea con lo anteriormente expuesto. Esto, se complementa con los análisis comparativos de la concentración de elementos trazas respecto de la corteza superior continental de tierras raras respecto del condrito. Así mismo, el contexto tectónico afín a la depositación de estas unidades, se presenta como uno típico de margen pasivo, según las razones presentes tanto de CaO, K₂O y Na₂O, como por las razones de K₂O/ Na₂O en comparación a las de SiO₂. Cabe mencionar que el comportamiento general de las muestras en estas metodologías fue similar, con concentraciones elementales dentro de rangos comunes, que fueron asumidas como relativas a una misma fuente, común para las unidades.

Por otra parte, el análisis geocronológico, dio cuenta de dos tendencias o agrupaciones distributivas mayores, una con peaks marcados de entre 940 – 1370 millones de años y peaks subordinados de entre 440-490 millones de años presente en las tres unidades estudiadas, mientras la segunda presentándose solo dentro del complejo metamórfico el cepo, en la cual el orden de las tendencias era inverso. También permitió definir a las orogenias Greenvilliana-Sunsas, Pampeana y Famatiniana como las más probables, según edad y las características geoquímicas que presentan, a las que el protolito podría estar más probablemente ligado. Finalmente, el análisis de las distribuciones de edades en circones detríticos según el algoritmo de Kolmogorov – Smirnov también dio cuenta de una asociación entre las 3 unidades objeto de estudio sugiriendo un origen común entre estas.

A la hora de generar comparativas con otras unidades geológicas, principalmente en el lado argentino, resaltan similitudes en lo respectivo a contenido de óxidos y razones elementales, distribución de los patrones de edades de circones detríticos, contenido fosilífero y ambientes de sedimentación con la Formación Cerro de Agua Negra, Formación Punta Negra y Formación Talacasto, expuestas en la zona occidental de argentina. Así mismo, fue posible extrapolar modelos paleogeográficos que permitieron definir el escenario geográfico más probable para poder surtir a las unidades objeto de este estudio. Así también, fue posible el explicar la variación de la distribución probabilística hallada en el Complejo Metamórfico El Cepo, en particular, a través de modelos que dan cuenta de un alzamiento y erosión diferencial de la zona occidental de Gondwana, que permitió surtir a esta unidad con circones de distintas edades, extrapolar procesos conocidos en el lado de la actual argentina con respecto a lo acontecido en el área de estudio.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 PRESENTACIÓN DE PROBLEMA.....	1
1.2 OBJETIVOS.....	1
1.2.1 <i>Objetivo General</i>	1
1.2.2 <i>Objetivos específicos</i>	2
1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS.....	2
1.4 METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	3
1.5 TRABAJOS ANTERIORES	4
1.6 AGRADECIMIENTOS	5
2. GEOLOGÍA REGIONAL.....	7
2.1 PALEOZOICO	7
2.1.1 <i>Migmatitas Quebrada Seca</i>	7
2.1.2 COMPLEJO METAMÓRFICO EL CEPO	9
2.1.3 <i>Complejo Metamórfico El Tránsito</i>	10
2.1.4 <i>Formación Hurtado</i>	10
2.1.5 <i>Formación Las Placetas</i>	11
2.1.6 <i>Formación Agua Negra</i>	12
2.1.7 <i>Magmatismo Carbonífero</i>	13
2.1.8 <i>Magmatismo Pérmico inferior a medio</i>	14
2.1.9 <i>Formación Laguna Chica</i>	15
2.1.10 <i>Gneisses de la Pampa</i>	16
2.2 MESOZOICO	16
2.2.1 <i>Magmatismo Pérmico superior a Triásico Medio</i>	16
2.2.2 <i>Formación Guanaco Sonso</i>	18
2.2.3 <i>Magmatismo Triásico Superior</i>	18
2.2.4 <i>Formación Pastos Blancos</i>	19
2.2.5 <i>Magmatismo Jurásico</i>	19
2.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	20
2.3.1 <i>Geología Estructural Regional</i>	20
2.3.2 <i>Geología Estructural Local</i>	21
3. MARCO TECTÓNICO.....	24
3.1 INTRODUCCIÓN.....	24
3.2 CONTEXTO TECTÓNICO LOCAL	24
3.3 CREACIÓN Y DESMEMBRAMIENTO DE RODINIA	25
3.4 OROGENIA PAMPEANA	26
3.5 ORÓGENO FAMATINIANO	29
3.6 FASE CHÁNICA: HUELLAS DE CHILENIA	31
3.7 OROGENIA SAN RAFAEL Y CICLO PRE ANDINO	33
4. MARCO METODOLÓGICO	36
4.1 INTRODUCCIÓN.....	36
4.2 METODOLOGÍAS GEOQUÍMICAS PARA EL ANÁLISIS DE PROVENIENCIA	37
4.2.1 <i>Clasificación Geoquímica de Herrón (1988)</i>	39
4.2.2 <i>Diagrama de discriminación tectónica de Bhatia (1983)</i>	40
4.2.3 <i>Diagrama de discriminación tectónica de Roser y Korsch (1986)</i>	41
4.3 PROVENIENCIA Y DATACIONES EN CIRCONES DETRÍTICOS.....	42
4.3.1 <i>Prueba estadística de Kolmogorov – Smirnov</i>	46

5. ANÁLISIS.....	48
5.1 ANÁLISIS DE CIRCONES DETRÍTICOS	48
5.1.1 Formación Las Placetas	48
5.1.2 Formación Hurtado	51
5.1.3 C.M. El Cepo.....	52
5.1.4 Análisis valores –P usando K-S test (2010).....	59
5.2 ANÁLISIS QUÍMICO DE ROCA TOTAL	60
5.2.1 Formación Las Placetas	61
5.2.2 Complejo Metamórfico El Cepo	65
5.2.3 Formación Hurtado	70
6. DISCUSIÓN	74
6.1 CARACTERIZACIÓN LITOGEOQUÍMICA Y PROVENIENCIA	74
6.2 PROVENIENCIA DE CIRCONES DETRÍTICOS	80
6.3 CONFIGURACIÓN TECTÓNICA	88
6.4 COMPARATIVAS Y AGRUPACIONES DE PROVENIENCIAS.....	93
7. CONCLUSIONES.....	105
8. REFERENCIAS	107
ANEXOS.....	115

INDICE DE FIGURAS

Figura		Página	
1	1	Mapa ubicación y accesos del área de estudio	2
2	1	Mapa Geológico simplificado del área de estudio.	8
3	1	Configuración de Gondwana Occidental, con los terrenos acrecionados durante el Paleozoico	27
3	2	Configuración regional de Chilenia, Precordillera (Cuyania) y las Sierras Pampeanas Occidentales	31
4	1	Diagrama de Herron (1988) para la clasificación química de rocas sedimentarias	38
4	2	Diagrama ternario K ₂ O, Na ₂ O y CaO	40
4	3	Diagrama de discriminación tectónica de Roser y Korsch (1986)	40
4	4	Diagrama de Concordia de Wetherill (1956)	42
5	1	Histograma de distribución de edades de circones detríticos para muestra SCL-022	47
5	2	Histograma de distribución de edades de circones detríticos para muestra RCM-151	49
5	3	Histograma de distribución de edades de circones detríticos para muestra PRV-133	50
5	4	Histograma de distribución de edades de circones detríticos para muestra GUR-49	52
5	5	Histograma de distribución de edades de circones detríticos para muestra GUM-14b	53
5	6	Histograma de distribución de edades de circones detríticos para muestra PMO-047	55
5	7	Histograma de distribución de edades de circones detríticos para muestra RCM-085	56

5	8	Histograma de distribución de edades de circones detríticos para muestra RCM-073	57
5	9	Valores de elementos trazas de la Formación Las Placetas	61
5	10	Valores de tierras raras de la Formación Las Placetas	63
5	11	Valores de elementos trazas del Complejo Metamórfico El Cepo	66
5	12	Valores de tierras raras del Complejo Metamórfico El Cepo	68
5	13	Valores de elementos trazas de la Formación Hurtado	70
5	14	Valores de tierras raras de la Formación Hurtado	72
6	1	Diagrama de Herrón (1988) para clasificación litogeoquímica de rocas sedimentarias	73
6	2	Diagrama de discriminación composicional y de fuente propuesto por Floyd y Leveridge (1987).	75
6	3	Diagrama discriminatorio de proveniencia, según las razones de Zr/Sc y Th/Sc propuesto por McLennan y otros (1993)	77
6	4	Diagrama discriminatorio de proveniencia, según la concentración de Th (ppm) y la razón de Th/U propuesto por McLennan y otros (1993)	78
6	5	Mapa geológico simplificado donde se exponen las principales unidades pre-carboníferas, interpretadas como posibles fuentes, correspondiente a la zona occidental de Argentina	81
6	6	Diagrama ternario de Bhatia (1983) para clasificación de configuración tectónica, según concentración de óxidos mayores.	88
6	7	Diagrama de discriminación tectónica de Roser y Korsch (1986)	89
6	8	Modelo de evolución geodinámico para el sector de Cuyo/Precordillera, y su relación con Chileña, entre el Silúrico temprano y el Carbonífero Temprano	90
6	9	Mapa de localización de los puntos de muestreo para las unidades objeto de este estudio. Adicionalmente, se presentan gráficos circulares que representan la distribución del total de los circones	94
6	10	Gráficos comparativos, con los datos de Spalleti y otros (2012), Arnol y otros (2020) y este trabajo	99
6	11	Bloque diagrama, modificado de Arnol y otros (2020), que da cuenta de las fuentes de los circones detríticos de la Fm. Gualilán. Reconstrucción paleogeográfica del área, modificada de Spalleti y otros (2012)	101
6	12	Patrones de distribución probabilística de edades de circones detríticos de este trabajo y otros trabajos	102

INDICE DE TABLAS

5	1	Agrupaciones y circones en coincidencia para muestra SCL-022	49
5	2	Agrupaciones y circones en coincidencia para muestra RCM-151	51
5	3	Agrupaciones y circones en coincidencia para muestra PRV-133	52
5	4	Agrupaciones y circones en coincidencia para muestra GUR-49	54
5	5	Agrupaciones y circones en coincidencia para muestra GUM-14b	55
5	6	Agrupaciones y circones en coincidencia para muestra PMO-047	55
5	7	Agrupaciones y circones en coincidencia para muestra RCM-085	57
5	8	Agrupaciones y circones en coincidencia para muestra RCM-073	59

5	9	Valores -P de distribución cumulativas para la totalidad de las muestras	60
5	10	Valores, en porcentaje, para óxidos mayores en la Formación Las Placetas	61
5	11	Valores, en porcentaje, para óxidos mayores en el Complejo Metamórfico El Cepo	65
5	12	Valores, en porcentaje, para óxidos mayores en la Formación Hurtado	70
6	1	Tabla comparativa entre razones elementales.	100



1. INTRODUCCIÓN

1.1 Presentación de problema

Nuevos trabajos cartográficos llevados a cabo por SERNAGEOMIN en una porción de la Cordillera Frontal de las regiones de Atacama y Coquimbo, entre los 28°30' y los 30°30' S, han entregado nueva información acerca de las unidades meta-sedimentarias del Ordovícico-Carbonífero presentes en el lugar. Estas, han sido objeto de escasos estudios, a pesar de presentar muy buenas características para profundizar en los procesos geológicos ocurridos durante el Paleozoico en la zona. Estas unidades metasedimentarias corresponden a la Formación Las Placetas (Reutter, 1974), Complejo Metamórfico El Cepo (Mpodozis y Cornejo, 1988) y a la Formación Hurtado (Mpodozis y Cornejo, 1988).

A pesar de la nueva información adquirida durante la realización de las cartas geológicas 1:100.000 elaboradas por SERNAGEOMIN, (Cerros de Cantaritos – Laguna Chica, El Tránsito – Lagunillas, Guanta – Los Cuartitos y Paso de Vacas Heladas, Río Chollay – Matancilla y Cajón del Encierro y Pisco – Elqui) se desconoce la proveniencia de los sedimentos que conformaron el protolito de estas unidades, y, por lo tanto, su respectiva fuente, significado geológico y aproximaciones sobre la configuración paleogeográfica de la zona durante tiempos paleozoicos.

Este estudio busca, a través de metodologías analíticas de muestras de estas unidades, intentar dar respuesta a la interrogante respectiva a la proveniencia de las secuencias metasedimentarias de la Cordillera Frontal chilena, con el objetivo de aportar en la comprensión global de los procesos ocurridos durante el Paleozoico (antes, durante y después de la colisión del terreno Chilenia con Gondwana). Esto, utilizando la información de la que dispone SERNAGEOMIN de las unidades de interés, a partir de análisis geoquímicos de roca total y datos geocronológicos.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

Establecer proveniencia y correlación de las rocas metasedimentarias paleozoicas de la Cordillera Frontal chilena, entre los 28°30' – 30°30'S.

1.2.2 Objetivos específicos

- Definir posibles fuentes del protolito y su relación con orogénias sudamericanas.
- Asociar un ambiente geotectónico afín a las características geoquímicas del protolito de las unidades.
- Generar una comparativa con diferentes unidades metasedimentarias que afloran entre los 28°30' – 30°30'S

1.3 Ubicación y accesos

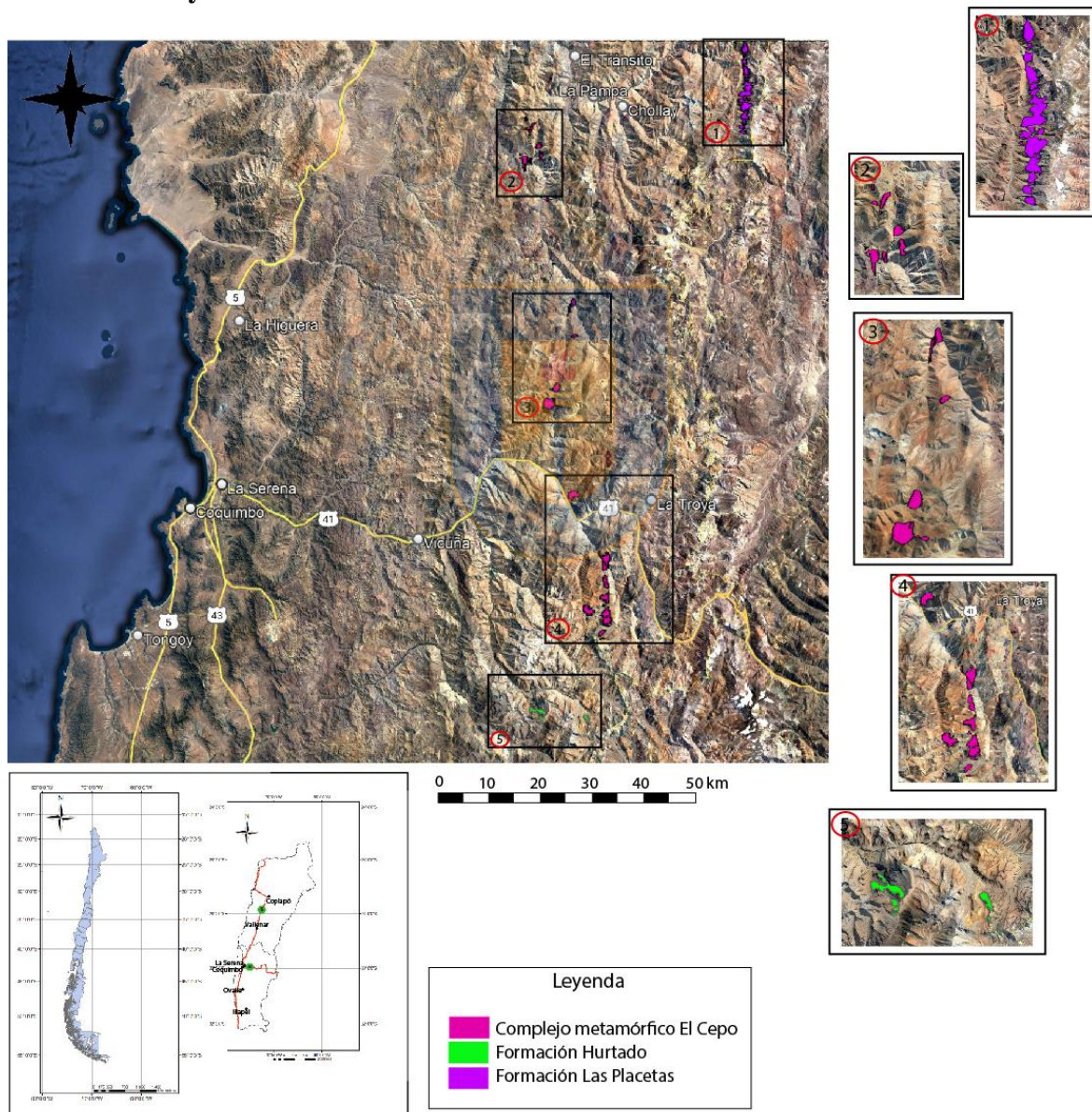


Figura 1.1: Mapa ubicación y accesos del área de estudio.

El área de estudio (Figura 1.1) comprende particularmente la zona cordillerana de las Regiones de Atacama y Coquimbo, lugares donde afloran las secuencias objeto de interés. En particular, corresponden a zonas que comprenden desde lugares de fácil acceso vehicular a peatonal, hasta zonas de difícil acceso, principalmente ubicados en las cotas más elevadas, donde el acceso solo peatonal. Las principales rutas de acceso vehicular corresponden a la ruta 5 Norte y la ruta internacional 41.

1.4 Metodología de trabajo

Primera etapa de gabinete

En un primer apartado, se generó una base de datos para conocer el estado del arte en cuanto a investigaciones de éste tipo, tanto para la zona en cuestión como para rocas metasedimentarias buscando afinidad en cuanto a objetivos similares al propuesto como general para éste estudio. Para dicho fin, se recurrió a fuentes investigativas tanto en Chile como en el extranjero y a la información que dispone el SERNAGEOMIN a partir de lo que se ha levantado en el área de investigación.

Así mismo, se compiló la información a utilizar para los análisis en las siguientes etapas, de modo de generar una base de datos afín a dicho propósito para facilitar su posterior análisis.

Segunda etapa de gabinete

En una etapa posterior, se trabajó sobre las bases de datos nuevos para la zona de estudio; para el fin de analizar los datos obtenidos a partir de las dataciones radiométricas en circones detríticos realizada en los laboratorios de SERNAGEOMIN se utilizará la extensión IsoPlot v.4.15 para hojas de cálculo Excel de Windows Office. Dicha herramienta permite el análisis estadístico de los datos ya obtenidos para las distintas muestras y los resultados están representados en los gráficos de probabilidad para las edades, así como en los gráficos de densidad de estos.

En sincronía con la búsqueda de la caracterización geoquímica de las rocas que se analizaron en este estudio, se procedió a trabajar sobre la base de datos geoquímicos previos para estas, recopilados también por SERNAGEOMIN y que se desprenden del trabajo previo en las cartas geológicas bajo las que se encuentra supeditadas este estudio. Para este fin se utilizaron herramientas estadísticas de modo de generar gráficos discriminatorios que permitan

clasificación a partir de ciertos elementos presentes en dichas rocas. Esto, tanto para clasificación geoquímica en sí de las rocas objeto de estudio, como del contexto geotectónico más adecuado al que debieron estar supeditadas estas, según gráficos de clasificación ya existentes.

Tercera Etapa de Gabinete

Una vez se procesó la información nueva obtenida de los análisis de las muestras objeto de este estudio, se intentó dar un significado geológico que integre lo anteriormente conocido, con comparativas con otros trabajos que guarden similitudes con las unidades estudiadas, tanto en la morfoestructura como más hacia el este.

1.5 Trabajos anteriores

Reutter (1974): Realiza la primera descripción de la hoy denominada Formación Las Placetas, describiendo una columna estratigráfica de 400-500 m de potencia, constituida por grauvacas, esquistos y areniscas verdes sometidas a metamorfismo de bajo grado.

Cornejo y Mpodozis (1979): Levantaron información en terreno de las formaciones sedimentarias comprendidas entre los ríos Hurtado y Grande, realizando un estudio estratigráfico de las unidades paleozoicas del sector.

Cornejo (1982): Genera un estudio acabado de la geología del río Hurtado, en la cordillera de Ovalle, definiendo en dicho lugar la localidad tipo de la Formación homónima.

Nasi y otros (1985): Estudian en conjunto el Batolito Elqui-Limarí, aportando información valiosa respectiva a sus características petrográficas y geoquímicas, aportando también en el significado tectónico que estas unidades poseen.

Mpodozis y Cornejo (1988): Trabajan en conjunto para la creación de la Hoja Pisco Elqui, a escala 1:250.000, comprendiendo la Alta Cordillera de la Región de Coquimbo entre los 30° y 31°S, describiendo en extenso las unidades objeto de este estudio.

Nasi y otros (1990): Generan la Hoja Guanta, a escala 1:250.000, describiendo la geología de la Alta Cordillera de las regiones de Atacama y Coquimbo, entre los 29° y 30° S.

Mpodozis y Kay (1992): Publican en conjunto información sobre la evolución del margen suroccidental de Gondwana durante el Paleozoico tardío a Triásico, con marcado énfasis en los batolitos de la Cordillera Frontal Chilena.

Martín y otros (1999): Estudian el desarrollo de la Alta Cordillera de los Andes entre los 29° - 30° S, comprendiendo el periodo entre el Paleozoico tardío y Jurásico, publicando edades de las unidades más importantes de la zona.

Ortiz y Merino (2015): Publican la Carta Geológica de las áreas Río Chollay – Matancilla y Cajón del Encierro, a escala 1:100.000, que comprende las latitudes 29° - 29°30' S y el meridiano 70°30'O hasta la frontera Chile - Argentina.

Álvarez (2015): Estudia los complejos metamórficos paleozoicos de la zona de Vallenar, describiendo en ellos fuentes de circones detríticos no descritas con anterioridad, asociándoles a Chilenia.

Velásquez y otros (2015): Publican 3 nuevas edades para el protolito del Complejo Metamórfico El Cepo, las cuales corresponden a edades previas a la colisión de Chilenia (~380 millones de años) diferenciando el protolito de esta unidad a uno con Chilenia como fuente.

Salazar y Coloma (2016): Publican la Carta Geológica del área de Cerros de Cantaritos – Laguna Chica, a escala 1:100.000, comprendida entre las latitudes 28°30'S – 29° S y el meridiano 70°O hasta el límite Chile – Argentina.

Murillo y otros (2017): Publican la Carta Geológica de las áreas Guanta-Los Cuartitos y Paso de Vacas Heladas, a escala 1:100.000, que comprende las latitudes 29°30'S – 30°S y el meridiano 70°30'O hasta la frontera Chile - Argentina.

Velásquez y otros (2021): Publican la Carta Geológica Pisco Elqui-Río La Gloria y Paso del Agua Negra, a escala 1:100.000, entre las latitudes 30°-30°30'S, y entre el meridiano 70°30'O y la frontera con Argentina

1.6 Agradecimientos

En primer lugar, a Mercedes, Susana, Jorge, Camilo, Catalina, Luciano y Luis Edgardo, por su amor y cariño incondicional, por acompañarme en este largo (y entretenido) trecho de mi

vida, por aconsejarme, levantarme, cuidarme y brindarme todo lo necesario para cumplir este sueño. Especial dedicatoria para Bernardo (Q.E.P.D.) por su ejemplo de vida y lucha, por enseñarme a creer en mí y a explotar mi potencial.

Un especial agradecimiento a Ricardo (Ricky) por su inconmensurable calidad humana y profesional, por acompañarme y ser parte importante de este proceso desde el comienzo. Por poner sus fichas en mí, su confianza, empatía, sinceridad y brindarme su amistad. Sin duda sus consejos, aporte y dedicación fueron de gran importancia, dejándome enseñanzas no solo desde un punto de vista teórico y científico, sino un ejemplo de profesionalismo que sin duda intentaré replicar desde esta parte a futuro.

A los amigos/as de toda la vida, que me acompañaron desde los primeros pasos de la educación formal hasta el día de hoy. A Gustavo, Vladimir, Italo, Daniela, Felipe, Pablo y varios/as más que han sido parte importante de mi desarrollo personal, agradecerles el camino que hemos recorrido, su valiosa amistad, su incondicional compañía y todos los momentos que hemos compartido.

A Jorge, Tuti, Gabrielle, Matías y Cinthya, los/as amig/as que sí pude elegir, que con sus consejos y conversaciones muchas veces me alentaron a seguir cuando pensé que no podía, por ser excelentes personas y amigos/as. Espero poder seguir cultivando estos vínculos, fortalecer y hacer crecer estos lazos y retribuirles por su amor y amistad.

A los compañeros/as de la universidad, los amigos que esta bella profesión me brindó. A Javier, Ernest, Francisca, Cristopher, Thania, Ginette y cuantos/as otros/as que no solo me ayudaron a crecer como profesional durante esta etapa formativa, más han sido parte importante de mi desarrollo personal durante este periodo.

A la profesora Verónica Oliveros, por sus valiosos consejos y buena disposición que espero sean reflejados en este producto. Por confiar en mí, por su calidad humana y profesional. También extendiendo dicho agradecimiento tanto a profesores/as del Departamento, que con sus conocimientos aportaron a mi desarrollo profesional, como a las y los trabajadores de la Universidad, muchas veces siendo ellos/as quienes aportaron con un grano de arena o palabra de aliento tanto a mí como otros/as.

2. GEOLOGÍA REGIONAL

La geología del área de estudio presenta una heterogeneidad en cuanto a litologías, estilos estructurales, contenido fosilífero, volúmenes de roca, etc. que se ven representados en un registro discontinuo desde el Devónico hasta el Cuaternario. Es necesario a su vez asociar esta diversidad litológica a la variedad de procesos geológicos que transcurrieron en esta área durante el largo periodo geológico que describen; todos estos eventos se encuentran representados tanto en las distintas litologías que representan a estas formaciones, en la geología estructural, las relaciones de contacto entre distintas formaciones, la distribución espacial que presentan, etc. A continuación, se presentará un resumen de la geología del área dando un mayor énfasis en las rocas que resultan tanto de interés para este estudio como de directa interacción con estas, así como un mapa geológico simplificado del área (figura 2.1).

2.1 PALEOZOICO

2.1.1. Migmatitas Quebrada Seca

Unidad definida por Ribba (1985), consiste en rocas con un leucosoma metatonalítico de biotita y un melanosoma bandeado esquistoso de color café oscuro. Estas rocas representarían según Álvarez (2015) el registro más antiguo del área, con dataciones que las sitúan en el Cámbrico Tardío (c. 486 Ma), donde posteriormente le fueron sobreimpuestos al menos dos eventos de metamorfismo, uno de carácter regional a los 333 Ma y otro de contacto entre los 282 y 270 Ma. A partir de la edad para el leucosoma, la morfología de los circones y la ubicación de los afloramientos de estas rocas, Álvarez (2015) considera a estas migmatitas como remanentes del basamento del bloque Chilenia.

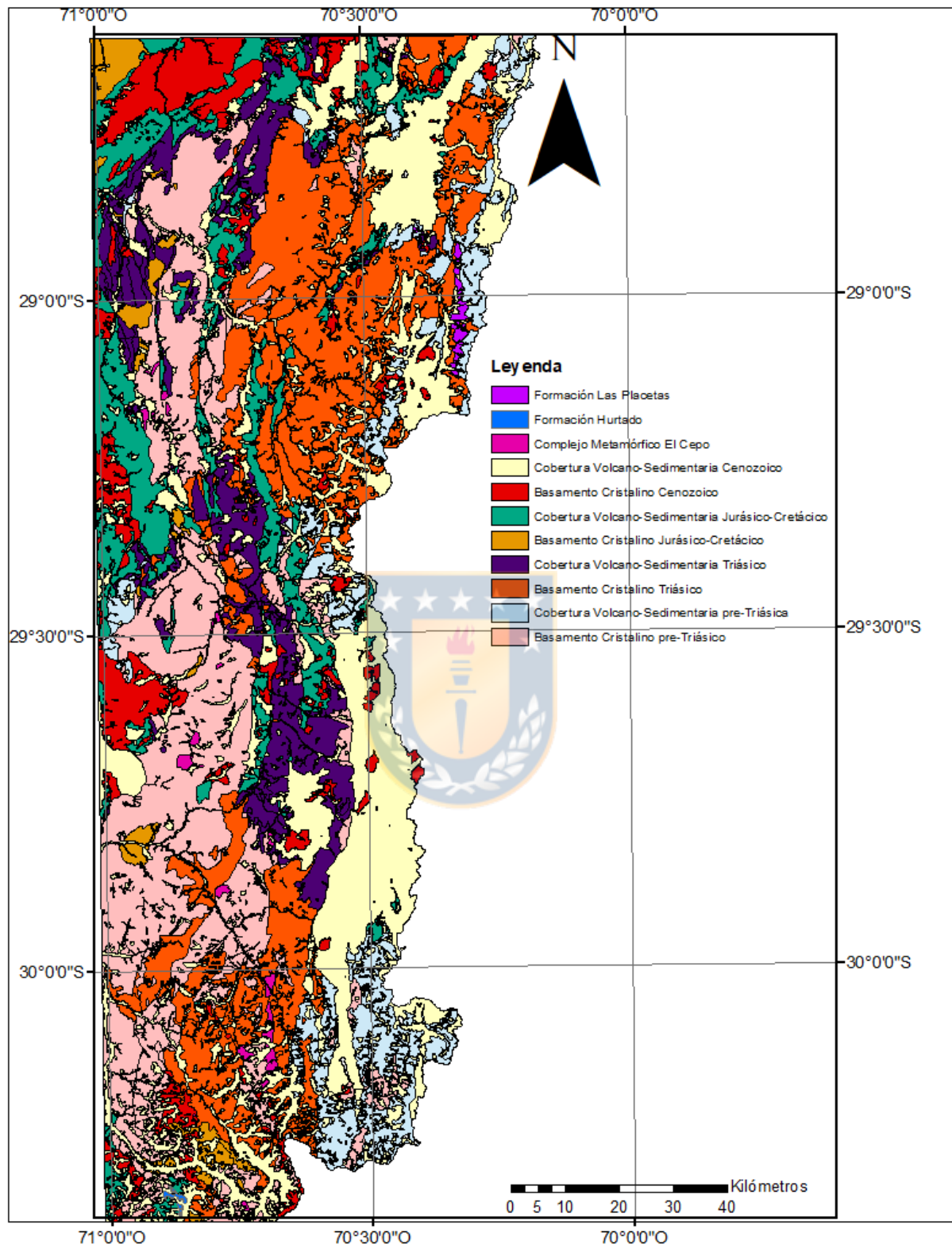


Figura 2.2: Mapa geológico simplificado del área de estudio (elaboración propia).

2.1.2 Complejo Metamórfico El Cepo

En cuanto a rocas estratificadas, o de protolito sedimentario, las más antiguas en el área de estudio corresponden al denominado Complejo Metamórfico El Cepo (Mpodozis y Cornejo, 1988), quienes definieron de esta forma a un conjunto de rocas metasedimentarias variadas, que afloran en el portezuelo homónimo, como localidad tipo, pero que regionalmente se distribuyen desde las latitudes de San Félix hasta el valle del Elqui. Su ocurrencia está ligada a pequeños afloramientos en formato de *roof pendant* o megaxenolitos dentro de rocas plutónicas de edades Pérmico-Triásico. La relación de contacto es variada y cambia dependiendo de la localización del afloramiento; en la zona más al norte se ven intruídas por los Intrusivos del Carbonífero Superior, el Complejo Plutónico Chancoquín y el Complejo Plutónico Guanta. En el área más meridional, en tanto, se añaden intrusiones de las Tonalitas Quebrada Balala y Metadioritas del Estero Los Tilos, así mismo, se disponen infrayacentes a la Formación Pastos Blancos, con quienes representan una inconformidad.

Litológicamente, este complejo corresponde a rocas metasedimentarias representantes de distintos grados de metamorfismo; uno de bajo grado representado por metapelitas y metarenitas, que aun preservan en ciertos casos la textura original de la roca y que están compuestas principalmente tanto por cuarzo y feldespatos detríticos, como por neominerales principalmente albita, sericita y minerales máficos bandeados. Otro tipo litológico, representativo de un grado distinto de metamorfismo, corresponde a esquistos micáceos de textura lepidoporfidoblástica con porfiroblastos de sillimanita, cordierita y localmente estaurolita. Así mismo, se presentan rocas corneanas en proximidad a cuerpos intrusivos. La variedad litológica ha sido asociada a la diferencia en proximidad a las que se hallan las litologías de este complejo metamórfico con respecto a los distintos cuerpos plutónicos que le intruyen.

Edades para esta formación han sido descritas tanto para el protolito como para dos eventos metamórficos. Velásquez (2015) presenta edades de entre 492 a 442 Ma para el protolito, señalando a esta última como edad máxima de depositación, datos que resultan similares a los descritos por Ortiz y Merino (2015), quienes señalan edades de 472 a 447 Ma, complementando la edad máxima de depositación en el límite Devónico – Silúrico, y extendiendo la edad de depositación hasta, posiblemente, el Pennsylvaniano, según las relaciones de cortes con los distintos intrusivos. Los dos eventos metamórficos se sitúan a

240 y a 224 Ma, edades obtenidas por Mpdozis y Cornejo (1988) en biotitas según metodología K-Ar. Finalmente, la interpretación del ambiente sedimentario permite interpretar un ambiente subacuático poco profundo para las facies más finas pasando a uno aluvial para las litologías más gruesas.

2.1.3 Complejo Metamórfico El Tránsito

Definido originalmente por Ribba (1985) en las proximidades de los ríos El Tránsito y Del Carmen, como un conjunto heterogéneo de rocas metamórficas representantes de distintos grados de metamorfismo y con distintos protolitos. Estas, infrayacen en discordancia erosional a las formaciones San Félix y La Totorá, mientras que se encuentran intruídas por los Granitos de Cerro el Pingo y tonalitas del Complejo Plutónico Chancoquín.

Litológicamente, se presentan dos facies distintas, la primera corresponde a esquistos grises, de textura granolepidoblástica, con mineralogía mayormente compuesta de cuarzo y muscovita, mientras que en menor medida se observa albita, apatito, biotita, granate y estaurolita. La segunda corresponde a esquistos de cuarzo y anfíbola, de coloración verdosa y textura granonematoblástica, donde predominan el cuarzo policristalino, anfíbolos y epidota.

Las primeras edades obtenidas para rocas de este complejo corresponden a las publicadas por Ribba y otros (1988) quienes sobre la base de errorcronas Rb/Sr definieron edades de entre 304 ± 40 y 335 ± 20 Ma. Más recientemente, Álvarez y otros (2011) dan cuenta de edades en circones detríticos según la metodología U-Pb, que presentan una edad máxima de *c.*380 Ma la cual fue asociada por los autores como la edad del metamorfismo en estas rocas.

La interpretación que se ha dado para este complejo (Ramos, 1986; Álvarez y otros, 2011) ha sido que este complejo metamórfico formó parte de un paleoprisma acrecionario que operó principalmente en los estadios posteriores a la acreción del terreno Chilena, durante el Devónico medio.

2.1.4 Formación Hurtado

Definida por Mpdozis y Cornejo (1988) las rocas de esta formación se ubican principalmente en el valle superior del río Hurtado, donde aflora una gran secuencia de aproximadamente 1500 m de espesor. Sus relaciones de contacto estarían definidas por una discordancia angular a techo con la Formación Pastos Blancos, siendo además instruido por

numerosos diques de composición principalmente riolítica y hacia el oriente se reconoce una intrusión por granitoides de la denominada Superunidad Elqui, mientras que a base no logra ser reconocido su contacto.

En cuanto a su litología, esta está representada por una secuencia pelítica, definida por rocas con un clivaje característico pizarroso, que se dispone subparalelo a la estratificación. En intervalos recurrentes se presentan cuarzoarenitas y subfeldsarenitas, con componentes que sugieren una proveniencia principalmente granitoidea (a saber, plagioclasas, muscovitas y cuarzo plutónico). No se reconocen estructuras sedimentarias primarias en ninguna de las litologías descritas.

En lo respectivo al ambiente de formación al que esta formación habría estado sujeta, Mpodozis y Cornejo (1988) comentan que la falta de estructuras sedimentarias impide a primeras luces poder definir un ambiente sedimentario afín a esta secuencia. Sin embargo, a partir de la disposición de los niveles sedimentarios de textura gruesa con respecto a los pelíticos, y la predominancia de estos últimos, se definen un ambiente subacuático de baja energía como el más probable para esta formación. Así mismo, Charrier (2007) menciona a esta formación como parte de lo que él denomina “depósitos orientales de plataforma”, representativos de la primera parte del ciclo Gondwánico, donde serían expresión de al menos un evento transgresivo-regresivo ocurrido durante mediados del Paleozoico en el margen occidental de Gondwana, donde un gran volumen de sedimento se habría depositado en una plataforma estable de orientación norte con profundización hacia el oeste, flanqueada por un arco volcánico oriental, que sería fuente de los sedimentos de estas unidades.

En cuanto a la edad definida para esta formación, a partir de las relaciones de contacto y la intrusión de plutones del Carbonífero, Mpodozis y Cornejo (1988) asignaron a esta formación una edad Devónico-Carbonífero.

2.1.5 Formación Las Placetas

El siguiente representante sedimentario corresponde a la denominada Formación Las Placetas (Reutter, 1974), quien definió de esta forma a una secuencia metasedimentaria representada por grauvacas oscuras y esquistos, de una potencia aproximada de 400-500m que aflora en el curso superior del Río Valeriano. Sus relaciones hacia base no se encontrarían tan claras, ya que, por una parte esta estaría truncada por la falla La Coipa-El Potro, además

de estar intruido extensamente por el Complejo Plutónico Chollay. Hacia techo, se dispone en discordancia angular la Formación Guanaco Sonso y localmente la Formación Laguna Chica.

Litológicamente, se reconocen como areniscas subarcóicas, areniscas cuarcíferas y grauvacas de grano grueso a fino, que presentan como mineralogía predominante cuarzos, feldespatos, muscovitas y líticos riolíticos. Así mismo se reconocen pelitas, caracterizadas mineralógicamente por la presencia de albita y epidota. La unidad completa se ve afectada de un metamorfismo de bajo grado, el cual alcanza localmente las facies de rocas córneas de albita y epidota, principalmente en la zona de contacto con cuerpos intrusivos. Este metamorfismo se ve caracterizado por la presencia de clorita, que le otorga una coloración verdosa, así mismo se describe la existencia de biotita secundaria como relleno de matriz, y feldespatos alterados a sericita.

La edad para esta formación, fue definida primeramente por Reutter (1974) quien a partir de la presencia de *Lepidodendron peruvianum* Frenguelli, *Sigilaria sauli* Brongt? y *Plagiozamites?* asignó a las rocas de esta formación una edad Carbonífero superior. Salazar y Coloma (2016) describen la presencia de *Haplostigma furquei* Frenguelli así como de icnogéneros correspondientes a invertebrados *Dictyodora*, *Psammichnites* y *Palaeophycus* (Rubilar, 2015). Adicionalmente, dataciones radiométricas en estas rocas han sido realizadas por Ortiz y Merino (2015), quienes obtuvieron mediante la metodología U-Pb en circones detríticos de una arenisca, edades de $380 \pm 7,2$ Ma, Salazar y Coloma (2016), en tanto, en una metarenisca de la misma unidad según la misma metodología definieron una edad de 429 ± 6 Ma, con una línea de concordia a los 369,43 Ma. Para Salazar y Coloma (2016) la edad estaría acotada al Devónico Superior-Cisuraliano, aunque destacan la ausencia de circones detríticos del Carbonífero que sustenten dicha edad, misma acotación realizada por Ortiz y Merino (2015) quienes acotan a estas rocas al rango Devónico Superior – Carbonífero superior.

2.1.6 Formación Agua Negra

Definidas por Polanski (1970) en la localidad de quebrada de Agua Negra, Provincia de San Juan, en la Cordillera Frontal Argentina. Su distribución espacial se extiende en el borde oriental de los cordones de Olivares y Colangüil, con una potencia estimada de 3400m donde

si bien su base no se encuentra expuesta, sí es posible observar su relación discordante a techo con respecto a la Formación San Ignacio. Litológicamente, está conformada por lutitas, areniscas, conglomerados y calizas. Así mismo, localmente presenta metamorfismo a partir de la intrusión del granito Conconta, donde en la zona de contacto se hallan pizarras moteadas y rocas córneas también asociadas a esta unidad.

Destaca la gran presencia de material fosilífero presente en esta unidad, donde destacan los géneros *Haplostigma*, *Rhacopteris ovata* y *Gondwanian platianum* todos representantes de vegetales de edades entre el Devónico y Carbonífero y de los invertebrados marinos *Cancrinella sp.* y *Orthoceras sp.*. A partir de los trabajos que han estudiado la flora y fauna de esta unidad, la edad ha sido acotada al Devónico – Pérmico (Cardo y Díaz, 2005 y citas allí dentro). Cabe destacar que se ha correlacionado a esta formación con la Formación Las Placetas, en el territorio chileno, principalmente debido a similitudes en su litología, contenido fosilífero presente y la distribución espacial que muestran.

2.1.7 Magmatismo Carbonífero

Distribuidos en una orientación NS se encuentran los denominados **Intrusivos Plutónicos del Carbonífero Inferior** (Ortiz y Merino, 2015), estos corresponderían a la expresión más temprana y regional de actividad ígnea. Están representados en la zona central de interés por las **Dioritas y anfibolitas Quebrada Pinte** (Salazar y otros, 2013) y **Granito Quebrada Chacaicito**. Sus edades, en tanto, estarían acotadas entre los 329 – 315 Ma (Ortiz y Merino, 2015). Así mismo, directamente al oeste estaría el equivalente de las Dioritas y anfibolitas Quebrada Pinte, presentándose un nuevo litodema en el área noroccidental, con dataciones entre los 320-327 Ma (Salazar y otros, 2013). Hacia el sur, en tanto, este magmatismo estaría representado por la unidad denominada **Metadioritas de Estero Los Tilos** (Murillo y otros, 2017) las cuales corresponderían a una unidad metamorfizada que compartiría el protolito ígneo de las Dioritas Quebrada Pinte, con una edad de 326 Ma (Murillo y otros, 2017). Todas estas rocas representarían los primeros estadios de subducción y serían reflejo del comienzo de la subducción asociada al ciclo Gondwánico

La siguiente expresión de actividad magmática en la zona estaría representada por los **Intrusivos Plutónicos del Carbonífero Superior** (Ortiz y Merino, 2015). Esta unidad, está compuesta por dos litodemas, uno de características dioríticas (Plutón Confluencia) y otro de

afinidades tonalíticas a granodioríticas (Plutón Guachicay). Las edades para estas unidades fluctúan entre los 303 a 315 Ma. (Ortíz y Merino, 2015). En tanto, hacia el sur, al litodema de características más félsicas se le añaden litologías graníticas. Finalmente, edades registradas Murillo y otros (2017) por los autores dan cuenta de eventos de cristalización entre los 322 a 299 Ma. Estas rocas serían representación del segundo pulso magmático del ciclo Gondwánico definido por Hervé (2014).

2.1.8 Magmatismo Pérmico inferior a medio

Siguiendo la temporalidad, aparece el denominado **Complejo Plutónico Guanta** (Nasi y otros, 1990; enmendado Murillo y otros, 2017), que se define como una agrupación de tonalitas y granodioritas de biotita y hornblenda, con presencia subordinada de dioritas cuarcíferas y gabros. Se representa como la unidad intrusiva de mayor extensión areal en la zona sur, también apareciendo con menor extensión en el área inmediatamente al norte. Se define por tres litodemas; granodioritas y granitos de dos micas, tonalitas y dioritas cuarcíferas de anfíbola y biotita y granitos de anfíbola y granitos de biotita. Ya en la zona medial, las variedades, predominantes corresponden a granitoides, monzogranitos y sienogranitos. Las edades para estas rocas fluctúan entre los 296 y 279 Ma (Murillo y otros, 2017) donde están definidas, mientras que en la inmediatamente al norte los autores dan cuenta de edades entre los 300 a 291 Ma (Ortíz y Merino, 2015) Esta unidad ha sido interpretada como parte del importante magmatismo acontecido durante el Pérmico inferior y que tendría relación con procesos de subducción en un margen continental activo. Murillo, y otros (2017), interpretan que la gran variedad litológica que se desprende de este complejo tiene relación con una fuente magmática única y que estaría relacionada con el arco magmático del Pérmico (Nasi y otros, 1985; Mpodozis y Kay, 1992), concordante con la localización de un prisma acrecionario hacia el este (Creixell y otros, 2016)

En el área de las cartas Rio Chollay – Matancilla y Cajón del Encierro existe otro representante de magmatismo del Pérmico inferior; el denominado **Complejo Plutónico Chancoquín** (Salazar y otros, 2013; enmendado Ortíz y Merino, 2015). Este constaría de 3 litodemas, correspondientes a granodioritas con variaciones a monzogranitos y dioritas cuarcíferas de hornblenda y biotita subordinadas, la siguiente corresponde a tonalitas de biotita y anfíbol, con variaciones locales a monzogranito y finalmente granodioritas a monzogranitos de biotita y mica blanca. Las primeras edades obtenidas para estas rocas

corresponden al trabajo de Pankhurst y otros (1996), obteniendo una edad de $285,7 \pm 1,5$ Ma en una tonalita. Según Salazar (2013) las edades fluctuarían entre los 301-284 Ma, mientras que Ortíz y Moreno (2015) las datan entre los 295 -283 Ma, coincidentes todas en el Pérmico inferior. A partir de su locación y contexto, pueden ser interpretadas también como expresiones magmáticas de la subducción a la que estaba sujeta el área durante el periodo Pérmico.

Durante el Pérmico Medio se reconocen al menos 3 cuerpos plutónicos de diferentes edades y composiciones; estos corresponden a las **Tonalitas de Quebrada El Pintado** (Salazar y otros, 2013), **Granodiorita Primero** (Murillo, y otros, 2017), y **Granodiorita Toro Muerto** (Murillo y otros, 2017). La primera, estaría restringida al área Noroccidental, donde representaría la continuación de un cuerpo intrusivo mayor hacia el este mientras que las otras dos afloran en el sector suroriental. En cuanto a las edades radiométricas reportadas para estas unidades, para Tonalitas de Quebrada El pintado, Salazar (2013) acota el rango a los 275-263 Ma. En tanto para las Granodiotas Primero y Toro Muerto, Murillo y otros (2017) dan cuenta de edades entre los 276 y 262 Ma. Estos cuerpos se interpretan como expresiones volumétricamente menores del volcanismo asociado a subducción que ya durante el Pérmico inferior estaba actuando, aun cuando en la cartografía generada para el área que presentan estas unidades se observa un *gap* de esta actividad a lo menos entre los 285-275 Ma.

2.1.9 Formación Laguna Chica

Como representante volcanoclástico de interés para este estudio también cabe destacar a la **Formación Laguna Chica** (Salazar y Coloma, 2016) la cual corresponde a una sucesión de rocas volcanoclásticas principalmente ácidas que afloran en el sector del río de Laguna Chica. Litológicamente esta formación está compuesta por rocas rio-dacíticas cornificadas, de tonos verdes a negros. Se disponen en una discordancia angular por sobre la Formación Las Placetas e infrayace, también de forma discordante angularmente con la Formación Pastos Blancos. En otros afloramientos, infrayace a la Formación Guanaco Sonso y discordantemente a la Formación Lagunillas y Depósitos Aluviales del Mioceno medio-Plioceno. Se halla también intruída por monzogranitos del Complejo Plutónico Chollay y Sienogranitos Colorado. Su edad, a través de dataciones radiométricas U-Pb en circones detríticos se acota a un rango entre 284-263 Ma (Salazar y Coloma, 2016) restringiéndose además por sus relaciones de contacto al Pérmico inferior a medio.

2.1.10 Gneisses de la Pampa

Definidos originalmente por Ribba (1985) a partir de un restringido cuerpo de gneises de sillimanita aflorantes en ambas laderas del Río Tránsito, en cercanías de la localidad de La Pampa. Sus relaciones de contacto están representadas mayormente por la intrusión de las Tonalitas quebrada Las Cañas y tonalitas y granodioritas del Complejo Plutónico Chollay. Litológicamente, presentan un marcado bandeamiento, donde alternan bandas leucocráticas de textura granoblástica compuestas por feldespatos potásico, plagioclasas y cuarzo, mientras que las bandas de coloración oscura presentan una textura granolepidoblástica, compuesta principalmente de biotita, muscovita y sillimanita.

En el apartado de la edad de estas rocas, Ribba y otros (1988) obtuvieron una edad de 415 ± 4 Ma a partir de una isócrona de Rb/Sr y otras según la misma metodología pero en bandas de coloración oscura de 246 ± 18 Ma. A partir de estas edades, fueron asignadas por los mismos autores como probable basamento del terreno Chilena, según la primera y la segunda interpretada como un evento termal posterior. Álvarez y otros (2013) obtuvieron edades a partir de la metodología U-Pb en circones, en la misma localidad, agrupando dos poblaciones principales, de 267 Ma, asociada a un evento metamórfico y otra de 301 Ma, que los autores interpretaron como la edad del protolito, descartando las hipótesis antes mencionadas de Ribba y otros (1988)

2.2 MESOZOICO

2.2.1 Magmatismo Pérmico superior a Triásico Medio

Para el periodo comprendido entre el Pérmico superior hasta el Triásico Medio, nuevamente existen expresiones de magmatismo en el área de estudio, esta vez representadas por el **Complejo Plutónico Montosa – El Potro** (Martínez y otros, 2015). Su locación se encuentra restringida al área noroccidental, donde se reconocen dos litodemas de los 4 descritos en su definición. Estos corresponderían a granodioritas, definidas como Unidad Montosa *sensu* Mpdozis y Kay (1992) y a monzogranitos, denominados Unidad el Potro *sensu* Mpdozis y Kay (1992). Según datos entregados por los autores, las edades de estas formaciones variarían entre los 265-245 Ma. En el área septentrional se encuentra el intrusivo denominado **Tonalitas de Quebradas Las Cañas** (Salazar y otros, 2013) consistente en tonalitas grises de anfíbola y biotita cuyas edades fluctúan entre los 259 y 253 Ma. Adicionalmente Ortiz y

Merino (2015) definieron una nueva unidad intrusiva denominada **Monzogranitos y Granodioritas de Quebrada La Ortiga**, la cual afloraría desde latitudes mediales hasta la zona más al sur del área de interés. Litológicamente, estas se presentan en litologías que varían desde granodioritas a monzogranitos de anfíbola. Las edades para estas rocas se acotan a los 252 Ma (Merino y Ortíz, 2015). La última expresión de magmatismo para esta zona correspondería a las denominadas **Tonalitas de Quebrada Balala** definidas localmente por Murillo y otros (2017) como tonalitas foliadas de biotita y anfíbola. Estas presentan edades radiométricas de 253 Ma, publicadas por los mismos autores. Finalmente, cabe mencionar que los distintos autores consideran a todas las litologías antes mencionadas como correspondientes a la continuación del magmatismo asociado al proceso subductante al que se encontraba supeditado Gondwana para dicho periodo, aunque con una intensidad considerablemente menor a la etapa inmediatamente anterior.

Ya de lleno en el Triásico, el magmatismo se intensificó en el área, existiendo representación de esto en el **Complejo Plutónico Chollay** (Salazar y otros, 2013; enmendado Ortiz y Merino, 2015), unidad que corresponde a las rocas de mayor extensión areal, particularmente en el área norte de esta. Se definen tres litodemas diferentes para esta unidad, correspondientes a dioritas y gabros de piroxeno, monzogranitos de anfíbola y biotita, tonalitas de biotita y anfíbola y granodioritas de biotita, muscovita y anfíbola. Adicionalmente Ortiz y Merino (2015) le añaden un nuevo litodema correspondiente a cuerpos sienograníticos. Las edades de este complejo se presentan en un rango de entre 246 y 236 Ma (Salazar y Coloma, 2016) y de 248-233 Ma (Ortíz y Merino, 2015). Hacia el sur aflorarían otras expresiones del plutonismo de este periodo, esta vez definidas por Murillo, y otros (2017) como **Monzogranito Piquenes** y **Dioritas del Triásico Medio-Superior**. Litológicamente las primeras corresponden a monzogranitos, con variaciones locales a sienogranitos y granodioritas, las segundas corresponderían a dioritas y monzodioritas cuarcíferas de anfíbola y clinopiroxeno. La edad de estas rocas estaría acotada a los 241 y 239 Ma Murillo y otros, (2017), mientras que para las **Dioritas del Triásico Superior a Medio** sus edades solo han sido interpretadas por sus relaciones de corte. Estas rocas en conjunto son asociadas como el producto de un proceso subductante activo, que implicó un mayor aporte mantélico en una corteza progresivamente más delgada (Hervé, 2014; Coloma

y otros, 2015), así mismo Coloma (2017), relaciona la signatura geoquímica calcoalcalina con este tipo de margen reafirmando dicha hipótesis.

2.2.2 Formación Guanaco Sonso

Un representante de la actividad volcánica para el periodo mencionado corresponde a la Formación Guanaco Sonso (Martin y otros, 1999; enmend. Salazar y Coloma, 2016). En su sección principal de referencia, en el área suroriental de la carta Cerros de Cantaritos-Laguna Chica, esta constituida por una secuencia de rocas volcanoclásticas riódacíticas, lavas basálticas y riolíticas y rocas sedimentarias siliciclásticas, las cuales se disponen en una discordancia erosional sobre la Formación Las Placetas, mientras que infrayacen discordantemente a la Formación Quebrada Seca. Cabe mencionar que debido a su extensión en el área presenta variadas relaciones de contacto con distintas formaciones, principalmente del Jurásico y Mioceno así como diversos intrusivos, de edades que abarcan el Paleozoico superior, Mesozoico inferior y medio y Cenozoico. La edad de esta formación, en su redefinición, ha sido acotada a partir de la utilización de dataciones radiométricas U-Pb en circones, fluctuando estas entre los 236 -251 Ma (Salazar y Coloma, 2016), lo que resultaría también concordante según las relaciones de contacto con las unidades estratigráficas ya mencionadas, restringiendo la edad de esta formación al Pérmico superior – Triásico Medio.

2.2.3 Magmatismo Triásico Superior

En el Triásico Superior y a partir de un cambio en el régimen al que se encontraba sujeto el margen occidental de Gondwana, donde se interpreta un proceso de *rifting* a gran escala a partir del comienzo de la fragmentación de Pangea (Torsviks y Cocks, 2013) nuevas expresiones de magmatismo se reflejan en el área de estudio. De norte a sur, destacan primero los denominados **Sienogranitos Colorado** (Nasi y otros, 1985; enmendado Salazar, 2013), correspondientes a pequeños intrusivos de composición sienogranítica, localmente monzogranítica y en menor medida granitos subordinados. Salazar y otros (2013) les asignan edades entre los 227-214 Ma a partir tanto de información levantada por ellos como dataciones anteriores (*i.e* Maksaev y otros, 2014). Directamente al sur se encuentran los denominados **Intrusivos Plutónicos del Triásico Superior** (Ortiz y Merino, 2015), quienes diferenciaron tres litodemas para estas rocas; la primera correspondería al equivalente litológico de los Sienogranito Colorado, sienogranitos y granitos de coloración rosada, el segundo corresponde a dioritas cuarcíferas y tonalitas de anfíbola y el tercero a granodioritas

de anfíbola. Las edades para estos intrusivos varían entre los 229 – 215 Ma (Ortiz y Merino, 2015). En el extremo sur Murillo y otros (2017) nuevamente describen la existencia de la unidad Sienogranitos Colorado, acotando la edad a un rango entre los 221-225 Ma. También en esta área se encuentra el **Complejo Plutónico Los Carricitos** (Nasi y otros, 1990) correspondiente a intrusivos de variada composición, separados en 4 litodemas: tonalitas de biotita y anfíbola, granodioritas con cordierita, granitos y dioritas. Las edades de estos rondarían entre los 221 y 214 Ma, según Murillo y otros, (2017).

2.2.4 Formación Pastos Blancos

Representantes de esta intensa actividad ígnea encontramos en las rocas que definen a la denominada Formación Pastos Blancos (Thiele 1964; emend. Nasi y otros 1990; emend. Ortiz y Merino 2015). Estas rocas, se encuentran principalmente en la zona meridional del área de estudio, describiendo una franja de orientación preferencial en la norte-sur, que se extiende por fuera de los límites del área de interés. Litológicamente esta formación está representada por rocas volcánicas y piroclásticas, de composición principalmente félsica, aun cuando existen representantes máficos relativos a estas. Sus relaciones de contacto son variadas, y abarcan rocas tanto intrusivas, volcanoclásticas como sedimentarias, tanto del Mesozoico como Cenozoico, a razón de la gran extensión areal que esta formación. Sin embargo, cabe destacar su disposición en inconformidad por sobre el Complejo Metamórfico El Cepo, en cercanías del Estero Los Tilos. Su edad, acotada por dataciones radiométricas U-Pb en circones realizados por Ortiz y Merino (2015) está restringida a un rango entre los 215 y 231 Ma, resultado que concuerda con otros estudios que arrojaron edades entre los 232-221 (Maksaev y otros, 2014).

2.2.5 Magmatismo Jurásico

De norte a sur, expresiones de este magmatismo corresponden a las **Tonalitas de Quebrada López** (Ortiz y Merino, 2015) conjunto de tonalitas de biotita y hornblenda datadas entre 150 y 162 Ma, así mismo en la zona meridional se observa la intrusión de la **Monzodiorita Matancilla** Murillo y otros, (2017). Estas corresponden a monzodioritas cuarcíferas de clinopiroxeno y biotita, datadas por los autores en 163 Ma en su definición. Otra expresión de magmatismo está representada por el **Complejo Plutónico Las Lechuzas** definida por Murillo y otros (2017) como rocas intrusivas dioríticas y graníticas, divididas en dos litofacies; dioritas de anfíbola y monzogranitos de biotita las cuales fueron datadas por los autores entre 161 y 151 Ma.

La actividad volcánica descrita para el Jurásico se evidencia continuamente hasta el Cretácico, donde Ortiz y Merino (2015) describen y definen dos ocurrencias intrusivas para el área, estas corresponden a la **Tonalita Potrerillos** y los **Intrusivos Hipabisales Riodacíticos**. Las primeras corresponden a tonalitas de anfíbola y biotita, dispuestas localmente en un *stock* mientras que las segundas se presentan como *stocks* de composición riodacítica, y localmente andesíticos y dioríticos. Las edades determinadas por los autores, en conjunto con la definición, son de 144 Ma para Tonalita Potrerillos y de 142 Ma para los Intrusivos Hipabisales Riodacíticos.

2.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

2.3.1 Geología Estructural Regional

En la cordillera de los Andes, entre los 28° y 30° S, la interpretación de la geología estructural da cuenta de una evolución geológica que ha permitido que diversas estructuras mayores, heredadas desde el Paleozoico, ejerzan influencia en la configuración actual del área (Ramos y otros, 1986). En particular, estas estructuras estarían relacionadas con la continua historia de subducción a la que ha estado sujeta la zona en cuestión desde, al menos, el Carbonífero. La principal morfoestructura del área es la denominada Cordillera Frontal (Jordan y otros, 1983; Mpodozis y Ramos, 1989; Kley y otros, 1999; Tassara y Yáñez, 2003). Esta está caracterizada por una tectónica denominada de fajas corridas y plegadas de piel gruesa o *thick-skinned*, la cual expone grandes bloques de basamento paleozoico en un formato de *pop-up*, a partir de fallas inversas de alto ángulo que permite que estas rocas afloren en superficie. Este sistema fue denominado como “Núcleo Paleozoico” (Nasi y otros, 1985) quien acuñó de esta forma a la asociación de rocas intrusivas principalmente de edades entre el Pennsylvaniano y el Triásico Superior aflorantes en la morfoestructura en cuestión.

Moscoso y Mpodozis (1988) consideran a la cordillera Frontal como una “cadena de bloques de basamento, de pequeña longitud de onda, inactiva, ‘atrapada’, en el núcleo del orógeno andino, debido al avance hacia el este del frente de la deformación terciaria”. Para los autores, el comienzo de la conformación de esta morfoestructura estaría ligado a la cuenca de edad Jurásico-Cretácico, ubicada directamente al este, la cual resultó abortada, siendo posteriormente segmentada en láminas o *flakes* de basamento que “cabalgaron” o fueron empujadas por sobre cobertura mesozoica.

Otra característica que daría cuenta de la configuración actual está definida por la extinción del arco magmático en el Mioceno superior, esto último ligado a una horizontalización del ángulo de subducción, la cual produjo un cambio notable en el gradiente geotérmico del área, profundizando notoriamente la zona en la cual se encontraba la transición frágil-dúctil. Esto habría hecho que la morfoestructura en cuestión se comportase de una forma rígida, no sufriendo mayor deformación desde dicho periodo. Complementario a esto, según mediciones se ha estimado en 50 km el grosor cortical actual en la zona (Tassara y Yañez, 2003) lo que sería una medida cuantificadora de la profundidad a la que estaría la transición ya mencionada.

En consideración de lo anterior, Lossada y otros (2017) estudian en conjunto distintas expresiones de la cordillera Frontal, entre los 30° y 35° de latitud, describiendo las variaciones en cuanto a deformación, edad del alzamiento y otras variables. Concluyeron, que pese a que gran parte de la deformación y posterior alzamiento, habría ocurrido durante el Mioceno, existe una diferencia temporal importante entre la exactitud de este evento; postulan que los procesos anteriormente mencionados ocurrieron en primer lugar en la zona más al norte (~15 Ma a los 30° S) y con posterioridad más hacia el sur (~5-10 Ma a 35°S). Plantean, así mismo, que gran parte de la configuración actual también estaría predispuesta a partir de eventos previos de conformación previos, aduciendo que son necesarias nuevas aproximaciones a la paleotopografía y el espesor cortical previo.

2.3.2 Geología Estructural Local

En el análisis de la geología estructural del área de interés, resulta necesario el mencionar en primer lugar, la coexistencia de dos morfoestructuras mayores, delimitadas por estructuras de primer orden, las que corresponden a una pequeña porción de la Precordillera, en la zona más occidental, y en una proporción notoriamente mayor, la denominada Cordillera Frontal, cuyos límites se extienden más allá del territorio Chileno. El límite entre ambas morfoestructuras está dada por la Falla San Félix, falla inversa de vergencia hacia el oeste y con una orientación norte-sur que presenta una extensión regional mayor.

Dentro de la morfoestructura predominante, la cordillera Frontal, también es posible reconocer estructuras de primer orden que son representantes de la evolución tectónica que ha tenido el área, y en particular la morfoestructura, dando cuenta de relaciones de contacto entre unidades que ocurren principalmente por la acción de fallas. En la zona más oriental se

reconoce la denominada falla La Coipa – El Potro, esta corresponde a una estructura de extensión mayor, con una orientación N-S, que actúa como falla inversa de alto ángulo y vergencia al este. Esta estructura de primer orden expone hacia el E un gran bloque de basamento, que contiene en forma de megaxenolitos los afloramientos de la Formación Las Placetas.

Directamente al E de la falla antes mencionada, nuevamente grandes bloques de basamento son expuestos a través de la acción de fallas de gran extensión. Directamente al E de la falla La Coipa – El Potro, actúa la denominada Falla Valeriano, falla inversa de alto ángulo con manteo hacia el oeste. Más hacia oriente, dos de las fallas de mayor extensión corresponden a las fallas Pinte y Las pircas, ambas inversas de gran ángulo y manteo hacia el este. La acción de estas fallas nuevamente expone bloques de basamento, los cuales se relacionarían a núcleos de anticlinales de bloque colgante, en cuyos limbos dorsales se encontrarían las unidades mesozoicas, apoyándose en discordancia erosiva por sobre el basamento cristalino. En el bloque más occidental, parte de basamento cristalino (Complejo Plutónico Chancoquín) en conjunto con el Complejo Metamórfico El Tránsito, se identifican como el núcleo del anticlinal de bloque colgante de la falla Pinte, la cual posee una extensión mayor hacia el sur.

Más al sur, y en particular al este de la ya mencionada Falla San Félix, se reconoce un nuevo arreglo de fallas inversas, en conjunto con la extensión de fallas ya mencionadas, como lo son la Falla La Plata, Valeriano y Chollay, que en presentan manteo al oeste y que sitúan bloques de rocas plutónicas y volcánicas del Carbonífero-Triásico, con rocas estratificadas del Mesozoico. Este arreglo, denominado como Núcleo Paleozoico (Moscoso y Mpodozis, 1988) representa un sistema estructural de fajas plegada y corrida de escama gruesa, que precisamente permite la exposición de rocas Paleozoicas en conjunto con cobertura Mesozoica. Cabe mencionar, que estos grandes bloques de basamento contienen en su interior los afloramientos de interés del Complejo Metamórfico El Cepo, los cuales se hallan contenidos en formato de megaxenolitos o *roof pendant*, dispersos y con poca conexión entre sí.

Finalmente, en la zona más meridional el estilo estructural de fajas corridas y plegadas nuevamente se ve manifiesto, pero esta vez se distinguen 2 fallas principales que delimitan 3 dominios estructurales distintos. Estas fallas, Baños del Toro al este y Punilla al oeste,

delimitan un dominio occidental, central y oriental. En el primero de estos, nuevamente se ven yuxtapuestos grandes bloques de basamento del Carbonífero-Pérmico en formato *pop-up* con cobertura del Triásico y Eoceno. Este tipo de estructura no se repite en los otros dos dominios estructurales descritos, donde el central representa mayormente cobertura mesozoica, en inconformidad sobre intrusivos del Carbonífero, mientras que más al oriente las litologías predominantes corresponden principalmente a rocas volcánicas del Oligoceno Superior Mioceno y Eoceno subordinado.



3. Marco tectónico

3.1 Introducción

La historia geológica del margen suroccidental de la actual Sudamérica registra una compleja y prolongada acción de diversos procesos, que en conjunto son reflejados en la forma y relieve actual que posee. Esta serie de eventos a escala regional puede desglosarse, en situaciones de *rifting* continental, magmatismo variado tanto composicionalmente como en localización, periodos de tectonismo extensivos y comprensivos y una subducción direccionada hacia el este, entre otros. En la actualidad, se afirma que la presente morfología a gran escala resulta como el producto de la colisión y amalgamiento de diversos terrenos o masas continentales de distintas naturaleza u orígenes (a saber, autóctonas, para-autóctonas y alóctonas) a lo largo de una evolución geológica que presenta registros de haber actuado desde el Neoproterozoico y durante gran parte del Paleozoico, comprendiendo para diversos autores el registro desde el quiebre de Rodinia, pasando por la conformación de Gondwana hasta la consolidación del supercontinente Pangea, a comienzos de Mesozoico. (Ramos, 1984, 1986; Cawood, 1985; Charrier y otros, 2007; Rapela, 1998, 2007, 2015)

Lo anteriormente expuesto ha logrado ser interpretado a partir de la evidencia geológica expuesta tanto en Chile como en Argentina, que ha permitido generar una acabada descripción de los procesos, logrando hoy en día conocer tanto la temporalidad de estos eventos, descripciones detalladas de los mismos, relaciones y alcance en extensión que habrían tenido, siendo todo lo anterior resultado de un vasto aporte realizado por distintos autores a lo largo de décadas.

3.2 Contexto tectónico local

En particular para Chile, parte de esta evidencia se encuentra en la Cordillera de los Andes, la cual pese a existir continuamente a lo largo del territorio continental, no se puede considerar una unidad homogénea en cuanto a las características que la definen; esta misma diferenciación interna resulta ser reflejo de la manera en que actuaron estos procesos ya mencionados con anterioridad. Estos matices se ven evidenciadas tanto longitudinal como transversalmente y abarcan la topografía, volcanismo, estilo estructural, geomorfología,

sismicidad, entre otros rasgos. Dicho motivo ha hecho que diversos autores (Jordan y otros, 1983; Mpodozis y Ramos, 1989; Kley y otros, 1999; Tassara y Yáñez, 2003) hayan propuesto divisiones latitudinales tanto como longitudinales para este cordón montañoso.

El área donde se encuentran las secuencias geológicas objeto de este estudio se enmarca dentro del segmento denominado en Chile como Cordillera Frontal entre los 28° a los 31°S, área de aproximadamente 150 km de ancho, presente tanto en Chile como en Argentina y que está limitada hacia el este por la denominada Precordillera Argentina y hacia el oeste con la Provincia Costera (Moscoso y Mpodozis, 1988). Hacia el norte se considera a la Cordillera de Domeyko como su continuación, en territorio chileno, mientras que hacia el sur su continuidad estaría en Argentina, ingresando al sur de los 31° hacia ese país.

Otro rasgo característico del segmento es una subducción horizontal que diversos autores han ligado a la migración del volcanismo hacia el este hasta el Mioceno, extinguiéndose definitivamente a partir de la horizontalización de la placa de Nazca durante dicho periodo (Kay y Mpodozis, 1992). Los mismos autores relacionan este proceso tanto a la ausencia de una cuña astenosférica que interactúe con la corteza oceánica deshidratada como a una migración contemporánea de la deformación hacia el este.

Para poder comprender de mejor manera el significado, implicancias y contexto que representan las formaciones geológicas metasedimentarias objeto de este estudio a continuación se presentará una evolución temporal según la evidencia expuesta por diversos autores. Esto, con el fin de simplificar y unificar los procesos que definieron cada una de estas divisiones, aunar los criterios usados para realizar estas separaciones y ordenar cronológicamente los eventos tectónicos más importantes.

3.3 Creación y desmembramiento de Rodinia

Gran parte del ciclo o evolución geológica tiene como punto de partida la formación y posterior desmembramiento del supercontinente Rodinia, proceso que transcurrió entre el Mesoproterozoico a Neoproterozoico. Este continente tendría sus primeras expresiones hace 1100 millones de años, cuando ya existía una agrupación de bloques continentales, siendo Laurentia ya parte de ésta e incluyendo probablemente al cratón Río de la Plata (Li, 2008). Un reflejo de los eventos que hicieron posible esta amalgama continental está en la

orogénesis Greenvilliana, que tiene expresiones variadas a lo largo de la configuración actual del continente americano, mientras que en la actual Sudamérica se ve reflejada en su símil denominado Sunsas, muy bien representado en el cratón del Amazonas. Esta última orogenia habría sido propiciada a partir de la colisión de Laurentia con la parte suroccidental de Amazonia (Sadowski y Bettencourt, 1996)

Aproximadamente hace 1000 millones de años ya estaban finalmente unidos los bloques de Río de la Plata y Amazonia a Laurentia, así como una gran cantidad de otros bloques continentales. Se estima que para los 900 millones de años ya estaba conformado casi en su totalidad el primer supercontinente, Rodinia, que aglutinaba a gran parte de la masa emergida hasta ese entonces. Se cree, además, que pequeñas masas continentales siguieron colisionando hasta aproximadamente los 800 millones de años, dando la conformación final a este supercontinente.

Posterior a esto, está comprobada la existencia de un periodo de estabilidad el cual estuvo presente por al menos 30 millones de años, hasta el comienzo de un proceso de *rifting* continental, presuntamente asociado al ascenso de superplumas mantélicas (Li y otros, 2003). A los 870 millones de años se conoce el primero de estos episodios de superpluma pero no fue hasta los 825 millones de años que se sabe estos procesos operaron extensivamente, con representantes intrusivos en forma de enjambres de diques ultramáficos- máficos y sucesiones volcanoclásticas de este evento en casi todos los bloques continentales (Li, 2008 y referencias ahí citadas).

A partir de estos procesos cíclicos y de gran extensión, dos grandes masas continentales se consolidaron; la ya mencionada Laurentia y un nuevo gran bloque continental, resultante de la colisión de pequeñas masas derivadas de la primera denominado Gondwana (Hofmann, 1991). Esta masa continental, de la que se presume formó parte nuestra actual Sudamérica, habría comenzado a consolidarse una vez separada de Rodinia, estimándose su total conformación para los 600 millones de años (Li y otros, 2008)

3.4 Orogenia Pampeana

Formulada inicialmente por Aceñolaza y Toselli (1973) quienes la propusieron a partir de la presencia de rocas ígneas, metamórficas y procesos de deformación a gran escala, en

conjunto con secuencias sedimentarias en el noroeste argentino. A partir de allí, la comunidad científica ha aceptado la existencia de un terreno (Pampia) el cuál correspondería a un gran bloque continental que se debió acrecionar con el cratón Amazónico y que sería además, el primer terreno que colisionó con el margen occidental de Gondwana, coincidente con el actual margen occidental de Sudamérica. (Ramos, 2010; Ramos y Vujovich, 2010)

Durante el Neoproterozoico, este terreno se habría separado a partir de rifting de Rodinia, generándose el denominado océano Pampeano (Dalziel, 1992; Kröner y Cordani, 2003; Cordani y otros, 2010) u océano Clymene (Trindade y otros, 2006). Este océano habría separado a Pampia del cratón del río de la Plata (Rapela, 2007). A partir del origen o naturaleza de este terreno, está definido como para-auctótono (Ramos, 2010)

En el periodo comprendido entre los 530 – 520 millones de años habría ocurrido la colisión definitiva de este bloque con el cratón del río de la Plata (Ramos, 1988; Rapela 1998). Se reconoce que en el Cámbrico temprano habría ocurrido un cambio en la configuración tectónica en el margen suroccidental Gondwana (Figura 3.1), pasando desde uno pasivo a uno activo, siendo este cambio en la configuración tectónica el que finalmente habría propiciado la colisión ya mencionada (Rapela, 1998).

Evidencias de estos procesos han sido halladas en la Formación Puncoviscana (Aceñolaza y Toselli, 1973) potente secuencia turbidítica que da cuenta de la sedimentación proximal del margen pasivo al que se encontraba supeditado el borde suroccidental de Gondwana previo a la acreción del terreno Pampia (Rapela, 2001). En contraste, también se ha considerado que esta secuencia tan solo represente una cuenca relacionada a un margen activo unido a variados escenarios geotectónicos (Heredia, 2018 y referencias allí citadas). Esta formación presenta su equivalente en rocas metamórficas de muy bajo grado a partir de los 27° S hasta los 33° donde en conjunto con rocas metamórficas de mayor grado (y menor extensión areal), sumado a diversos granitoides, caracterizan la denominada Sierra de Córdoba, considerada como el basamento del terreno Pampia (Rapela, 2001).

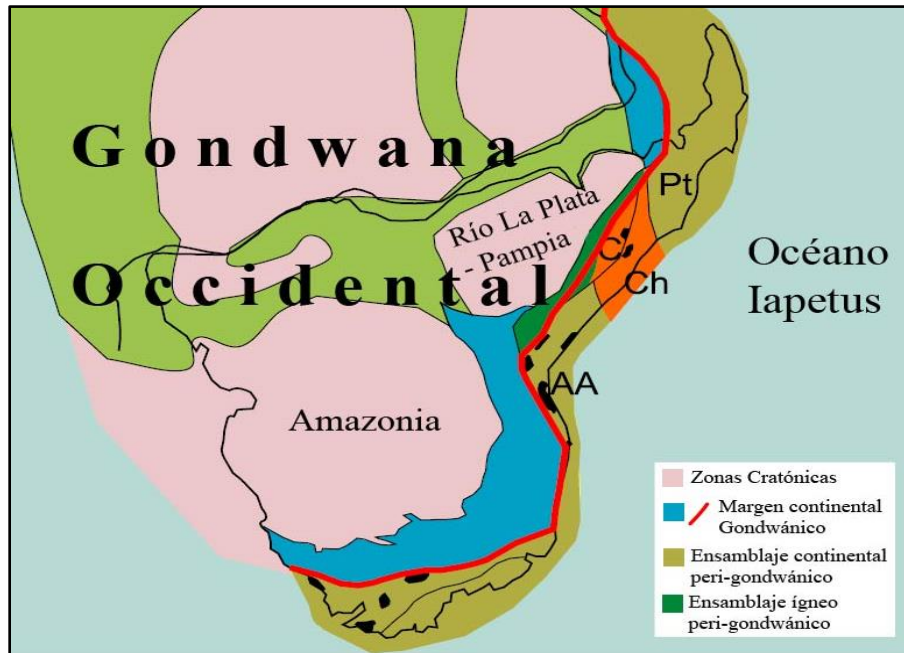


Figura 3.1: Configuración de Gondwana Occidental, con los terrenos acrecionados durante el Paleozoico. Los bloques pequeños de color negro representan bloques de basamento precámbrico que aflora en el ensamblaje continental peri-gondwánico. AA – terreno Arequipa-Antofalla; C – terreno Cuyania; Ch – Terreno Chilena; Pt – terreno Patagonia. Modificado de Cawood (2005).

En la zona oeste de las Sierras Pampeanas se reconocen también grandes volúmenes de rocas ígneas, particularmente granitoides calcoalcalinos y volcanismo subordinado representado en lavas dacítico-riolíticas (Lira y otros, 1996). Para estas rocas se ha definido una edad de 530 ± 4 millones de años (Rapela, 1998), reconocida en tres plutones según método de U-Pb en circones. El arco magmático definido por estas rocas se reconoce como la etapa de finalización de esta orogenia, lo que a su vez coincide con el cierre de la cuenca Puncoviscana (Rapela, 2001).

A partir del estudio de la cobertura sedimentaria de estas rocas se ha encontrado una fuerte relación en cuanto a circones asociables a la orogenia Greenvilliana en distintas locaciones de las Sierras Pampeanas, encontrándose edades entre 1200 a 921 millones de años (Ramos, 2009 y citas ahí dentro). Sin embargo, el mismo autor reconoce una diferencia entre las señales geoquímicas de estos circones; se reconoce una fuente mucho más juvenil en cuanto a reciclaje cortical para los circones de las Sierras Pampeanas que para los del cinturón Sunsas.

Posterior a la etapa de magmatismo se infiere otra de engrosamiento cortical, donde a partir de la colisión continental parte de la secuencia Puncoviscana y ciertos granitoides fueron llevados a la fase granulítica de metamorfismo, generándose inclusive zonas migmatíticas regionales, con rocas datadas a los 522 ± 8 millones de años (Rapela, 1998). Cabe mencionar también que evidencia de esto último son los granitos anatéticos, con una fuerte componente peraluminosa en la Sierra de Córdoba.

3.5 Orógeno Famatiniano

Se reconoce que posterior a la colisión de Pampia nuevamente el tipo de margen al que el área suroccidental de Gondwana se encontraba sujeto cambió hacia uno pasivo, hasta que hace 495 millones de años nuevamente se reactivó la subducción, propiciando la acreción de otro bloque continental. Dicho bloque, denominado Cuyania (o Precordillera) fue propuesto inicialmente por Ramos (1986) para poder explicar la falta de continuidad en el registro estratigráfico de la sección occidental de Argentina, sumado a la presencia de basaltos oceánicos, rocas ultramáficas y sedimentos marinos profundos a una distancia considerable del margen continental actual (Álvarez, 2015 y referencias allí citadas).

Discusión existe a partir de la naturaleza de dicho terreno; para algunos correspondería a un bloque continental derivado de Laurentia, categorizándolo como para-autóctono, a partir principalmente de la litología que presenta y criterios faunísticos según el registro fósil encontrado (Ramos, 1986; Astini, 1995; Ramos, 2004). Otros autores, en tanto, lo bajan de la categoría de terreno y más bien lo asocian a un trozo peri-Gondwánico que a partir de la acción de fallas transcurrentes dextrales de gran tamaño migró a su posición actual (Aceñolaza, 2002; Heredia 2016).

Geológicamente, a las rocas que se generaron a partir de estos procesos a gran escala se les reconoce como productos de la orogenia Famatiniana, muy bien expuesta desde la zona de la Puna por el norte, hasta la Sierra de San Luis, Argentina, por el sur. Las rocas de esta orogenia corresponden a las más estudiadas tanto en bioestratigrafía, geocronología, composición isotópica, paleoclimatología y paleomagnetismo, haciendo de esta colisión una de las mejores registradas no tan solo en el margen occidental de Gondwana, sino que en todo el mundo (Ramos, 2009).

En particular, el arco Famatiniano ha sido interpretado como la representación más extensa y estudiada de esta orogenia, el cual ha sido dividido en un arco interno, constituido por tronjhenitas, tonalitas y granodioritas, de emplazamiento entre 499 ± 5 y 478 ± 8 millones de años (Rapela, 2001) y hacia el oeste del anterior se reconoce un arco externo, de edades más juveniles entre los 484 ± 5 y 465 ± 3 millones de años (Rapela, 1998; Pankhurst, 2000). Se infiere una fuente mantélica diferente para ambos episodios de magmatismo, donde algunos intrusivos del arco interno serían provenientes de una fuente astenosférica más profunda, mientras que los posteriores corresponderían a una fuente distinta, litosféricamente más enriquecida y a una menor presión asociado a una menor profundidad (Pankhurst, 2000).

En la sección de la Puna se reconoce una secuencia de sedimentaria de gran potencia que da cuenta de la existencia de una gran cuenca de retro-arco, rellena con sedimentos marinos poco profundos, rocas volcánicas y volcanosedimentarias de edad Ordovícico (Bahlburg y Hervé, 1997). Esta cuenca habría sido cerrada posterior a la colisión definitiva de Cuyania, alrededor de los 460 millones de años (Rapela, 2001). Evidencia de esto es el acomodamiento de extensos complejos pegmatíticos en la zona, con una fuerte componente peraluminosa, que habrían sido datados a los 455 ± 3 millones de años (Galindo, 1996)

El basamento del terreno de Cuyania estaría compuesto por rocas de edad Greenvilliana que constituirían la continuación de los Apalaches en el embahamiento de Ouachita (Thomas y Astini, 1996), con edades que rondarían entre los 1200 a 1000 millones de años. Así mismo, se reconoce una señal geoquímica propia de un arco volcánico intraoceánico “joven” para este basamento (Kay., 1996; Vujovich y Kay, 1998)

En Chile, también se reconocen secuencias sedimentarias asociadas a este orógeno, en particular las formaciones Aguada de la Perdiz (García, 1962; Ramírez y Gardewegm 1982) y el Complejo ígneo y sedimentario Cordón de Lila, inmediatamente al sur del salar de Atacama (Niemeyer, 1989), ambas de edad Ordovícico-Devónico. Hervé y Bahlburg (1997) interpretan estas secuencias volcanoclásticas como depósitos desarrollados al este del arco y que poseen continuación en la zona norte de Argentina.

3.6 Fase Chánica: huellas de Chilenia

Según lo propuesto por Ramos (1984, 1986) Cuyania no habría sido el último bloque continental que habría colisionado con el margen occidental de Gondwana; otro bloque de naturaleza similar se habría acrecionado, siendo la existencia de este también interpretada a partir de la presencia de rocas muy diferentes al contexto en el que se encuentran, esta vez en el margen occidental de la Precordillera, denominando a este bloque como Chilenia, y ubicándolo entre los actuales 28°-39°S.

Estas rocas diferentes al contexto donde están insertas, corresponderían a rocas con firmas E-MORB (Haller y Ramos, 1984; Boedo y otros, 2013), dentro de rocas metamórficas de alto grado que fueron interpretadas por Ramos (1984) en su momento como parte de un complejo ofiolítico desprendido y que sería la zona de sutura entre Chilena y el previamente acrecionado hacia el este Cuyania o Precordillera. La colisión de este terreno margen de Gondwana, correspondiente a la zona occidental de Cuyania (Figura 3.2), habría acontecido hace 374 millones de años (Heredía, 2016).

A diferencia de lo que acontece para los demás bloques continentales, Chilenia no presenta una exposición de su basamento en extenso y solo ha sido interpretado sobre la base de interpretaciones geológicas indirectas. Parte del sustento geológico que se ha utilizado como argumento en favor de esta colisión, estaría contenida en las rocas aflorantes en la zona de la Cordillera Frontal, restringidas a lugares muy puntuales y sin una clara relación entre sí (Álvarez, 2015 y referencias allí dentro).

En cuanto al origen de este terreno, Ramos (2009) postula uno alóctono o para-autóctono para él, siempre ligado a una génesis muy similar entre este bloque y el de la colisión anterior, Cuyania. Así mismo, aquello también implicaría el que compartiesen un basamento de edad similar al que presenta Cuyania, el cual ya ha sido mencionado que ha sido asociado a una afinidad principalmente Greenvilliana.

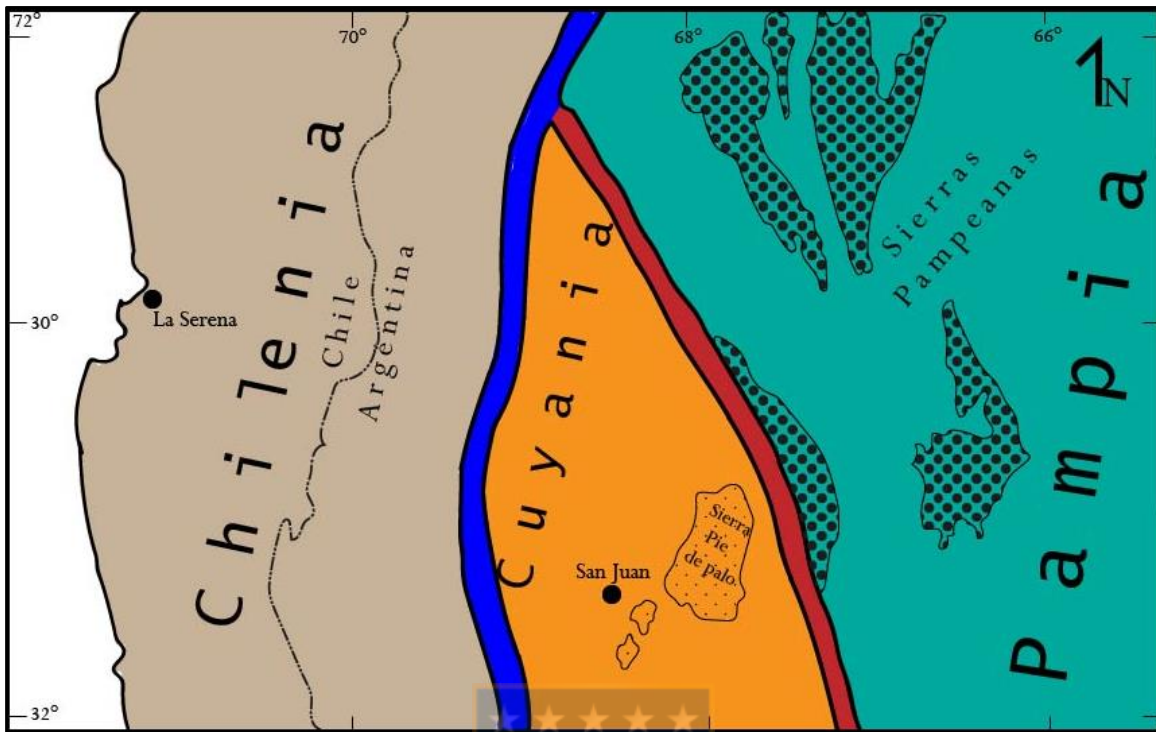


Figura 3.2. Configuración regional de Chileña, Precordillera (Cuyania) y las Sierras Pampeanas Occidentales. Modificado de Ramos (1998). En color rojo, se representa la sutura entre Cuyania (Precordillera) y Pampia. En azul, la sutura entre Chileña y Cuyania (Precordillera). Con relleno punteado, se presentan afloramientos de basamento Precámbrico y Paleozoico temprano.

La orogénesis Chánica (Ramos, 1986) atribuible a la colisión de Chileña, solo ha sido registrada en la zona de Cuyo, Argentina. Desde norte a sur se presenta de una forma muy discontinua y diferenciada. En el extremo norte de la zona donde se estima ocurrió este evento, se presume una colisión en la que no actuó corteza de origen oceánico, al no haber procesos de subducción actuando, a partir de una posición muy cercana entre los bloques de Chileña y Cuyania (González-Menéndez, 2013; Heredia y otros, 2012, 2016). La representación hacia el sur de esto sería un incipiente arco magmático acompañado de rocas metamórficas de alto grado, proceso acaecido durante el Devónico medio (Willner, 2011), subsecuentes a la acción de procesos de subducción a gran escala (Heredia, 2016 y referencias allí dentro).

En el territorio chileno, rocas pertenecientes al denominado Complejo Guarguaraz, que aflora en el flanco occidental de la Precordillera han sido interpretadas como producto de esta colisión de bloques continentales (Massone y Calderón, 2008). Estos autores llegaron a dicha afirmación a partir de la comparatoria de las trayectorias de P-T de muestras metapelíticas

pertenecientes a este complejo. Se reconoce, por tanto, que estas presiones resultan considerablemente superiores a las generadas en un prisma acrecionario y por tanto pueden ser interpretadas como parte de la sutura generada a partir de la colisión de Chilenia.

Otras interpretaciones han sido generadas sobre la base de las rocas expuestas en la Cordillera Frontal; en particular las rocas del Complejo Metamórfico El Tránsito, asociadas a un paleoprisma de acreción (Ribba y otros, 1988), hipótesis reafirmada por Álvarez (2011), quien también interpreta su progresivo avance hacia el oeste durante el Paleozoico tardío. En contraparte, las rocas denominadas Gneisses de la Pampa, asociadas a basamento de Chilenia por Ribba y otros (1988) a partir de la edad de una errorcrona, fueron despojados de dicha asignación por nuevas edades obtenidas en circones detríticos publicadas por Álvarez (2013), quien los asocia a un evento magmático posterior, situándolos en el Carbonífero.

Álvarez (2015) a partir de dataciones radiométricas determina un posible vestigio de basamento cristalino de Chilenia. Éste estaría representado por las denominadas Migmatitas de Quebrada Seca (Ribba y otros, 1988) las cuales corresponden a migmatitas con un leucosoma metatonalítico y un melanosoma de esquistos micáceos. Para Álvarez (2015) las edades de 296-282 y 345-327 millones de años encontradas previamente por Salazar y otros (2013), serían representativas, respectivamente, de un segundo evento metamórfico y de un evento principal al que se asociaría la migmatización. Más aun, el primer autor encuentra un *peak* de 486,1 millones de años, el cual él asocia a un primer evento de cristalización, en este caso, correspondiente al del protolito ígneo que conformaría estas rocas. Así mismo, al evaluar microscópicamente los circones a los que se aplica la metodología de datación, se inferiría que estos habrían cristalizado directamente desde un magma, a partir de la forma euhedral de un porcentaje elevado de estos (~70%). Por lo anteriormente expuesto, éste constituiría, para el autor, una expresión del basamento de Chilenia.

3.7 Orogenia San Rafael y Ciclo Pre Andino

Posterior a la acreción del bloque Chilenia a partir de la evidencia se ha interpretado una evolución típica de un margen continental pasivo para el margen continental de Gondwana, al menos, hasta el Carbonífero – Pérmico temprano. Durante dicho periodo se reconocen productos típicos de procesos de subducción a gran escala, con la formación de un prisma

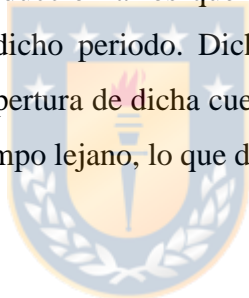
acrecionario al oeste del terreno recientemente amalgamado, Chilenia, y de un arco magmático bien desarrollado entre los 21° y 44° S. Este arco magmático, habría sido formado en el contexto de una corteza continental gruesa, interpretado a partir de la señal geoquímica de rocas que serían la expresión de esta subducción, como por ejemplo los Granitoides Guanta según Mpodozis y Kay (1992). Es durante este periodo, además, que un extenso volcanismo es observado en gran parte de Chile y Argentina; el denominado Grupo o Provincia Magmática Choiyoi.

Creixell y otros (2021) a partir de un revisión y análisis de dataciones y composición de rocas del Paleozoico superior entre los 20° y 33°S, abarcando diversas morfoestructuras y longitudes, concluyeron que la edad más probable para el reinicio de la subducción estaría entre los 340-345 Ma. Esto, a partir del estudio de las edades de enfriamiento de rocas representativas de condiciones de alta temperatura y baja presión, que indicarían relictos de material subductado en estadios iniciales de este proceso. Adicionalmente, asocian preliminarmente la presencia de las edades radiométricas en circones más antiguas en el arco magmático entre los 29° y 31° S, en particular, el Granito El Volcán, 331 Ma (Velásquez y otros, 2021) a que estas latitudes representarían el punto de partida de la subducción que afectó al borde SW de Gondwana, desde donde se propagó a lo largo del rumbo. Finalmente, la presencia de migmatitas en la zona del antearco a los 21°S es asociada por los autores como evidencia de la existencia de una anomalía termal contemporánea a estos procesos de subducción, a partir del poco registro que se tiene de este tipo de roca en aquel contexto.

Durante el Pérmico Superior, una serie de eventos habría desencadenado una rápida migración del arco magmático hacia el este, entre estos, estaría la acreción de un terreno alóctono exótico, denominado Terreno X (Mpodozis y Kay, 1992) del cual no habría quedado rastro a partir de una rápida erosión durante el Mesozoico y Cenozoico, en conjunto con la deformación de bloques continentales que habrían sido parte de Gondwana, sumado a una rotura del *slab*, lo que habría detenido completamente la subducción y habría generado la denominada fase u orogenia San Rafael, la cual sería la responsable de gran parte de la deformación de las secuencias existentes hasta ese periodo tanto en Chile como en el antepaís argentino.

Sin embargo, estudios más recientes dan cuenta de una subducción continua durante este periodo, principalmente a partir del estudio, por un lado, de nuevas edades de circones U-Pb, que dan cuenta de un magmatismo continuo desde el Carbonífero sin un intervalo de inactividad (Oliveros y otros, 2020). Otras aproximaciones para llegar a esta conclusión han sido partir del estudio petrográfico, geoquímico e isotópico de los productos de este magmatismo, que pese a poseer un cambio progresivo durante este periodo, mantiene como firma común características intrínsecas a productos relacionados a subducción (Coloma, 2017; Hervé y otros, 2014).

Posterior a este evento, durante el Triásico Superior se evidencia un gran proceso de extensión o *rifting* en el margen occidental de Gondwana, como lo son las cuencas argentinas de Neuquén, Ischigualasto y Cuyo, ligadas principalmente al quiebre de Pangea (Giambiagi, 2009). Recientemente, Espinoza y otros (2019) ligan la cuenca de Domeyko (Región de Atacama, Chile) a procesos de subducción a los que habría estado supeditado el margen occidental de Gondwana durante dicho periodo. Dicha afirmación, resulta de particular interés ya que los autores ligan la apertura de dicha cuenca a procesos directamente ligados a la subducción y no a estrés por campo lejano, lo que diferenciaría a la cuenca de Domeyko con las halladas en Argentina.



4. Marco metodológico

4.1 Introducción

Dentro de las interpretaciones posibles de realizar a partir del muestreo geológico de rocas sedimentarias y el consiguiente análisis de estas, usando distintas metodologías, resalta para efectos de este trabajo investigativo aquella que sea conducente a poder definir o aproximar al más probable origen de los sedimentos que generaron a estas rocas. Es sabido que las rocas sedimentarias necesariamente requieren aporte desde una fuente que provea del material previo a su litificación, a través de distintos procesos que, primeramente, erosionen la roca fuente u original, otros conducentes al transporte de este material y finalmente otros que propicien su depositación, la cual también será distinta dependiendo del ambiente al que el sistema sedimentario completo se encuentre supeditado. La proveniencia, en resumidas cuentas, es un reflejo de todas las condiciones del área fuente, es decir, tipo de roca, clima y relieve (Pettijohn y otros, 1972)

Dicho lo anterior, se hace necesario para lograr definir la proveniencia más probable de una roca, considerar una infinidad de factores que interfieren en menor o mayor medida. En Ingersoll y otros (1984) se considera a la proveniencia, en conjunto con el ambiente deposicional, transporte y diagénesis, como una de las variables que controlan la composición de una roca sedimentaria; sin embargo, también se le considera a su reconstrucción como la más compleja, ya que esta suele ser obliterada por los demás factores, dificultando el proceso de interpretación a partir de la ponderación que estos distintos factores tuvieron en el producto que tuvo como término la litificación de una roca sedimentaria.

Se ha propuesto que existen diferencias entre estos factores y el grado de influencia que estos tendrían en la consideración de la proveniencia de las rocas. Por ejemplo, en zonas donde la actividad magmática o tectónica es más intensa, la roca fuente determinará en mayor grado la composición sedimentaria en desmedro de la influencia que podrían tener otros factores, como el clima o el relieve (Dickinson, 1970 en Ingersoll y otros, 1984). Así mismo, en zonas donde el tectonismo y/o magmatismo es menos intenso o está ausente, el clima y/o el relieve resultan más relevantes a la hora de determinar la composición (Basu, 1976 en Ingersoll y otros, 1984).

Dentro de las metodologías conducentes a poder cuantificar estos factores y generar una reconstrucción de la proveniencia de las rocas sedimentarias, las más usadas corresponden a aquellas emanadas desde la petrología de rocas sedimentarias. Estas metodologías utilizan la observación microscópica de secciones delgadas y una mezcla de análisis tanto cuantitativos como cualitativos, logrando a partir de interpretaciones previas y comprobadas, reconstruir el más probable origen de los sedimentos que componen a una roca detrítica. Una de las metodologías más usadas corresponde al método denominado Gazzi-Dickinson, desarrollado independientemente por Gazzi (1966) y Dickinson (1970). Estos autores, basan su metodología en un conteo modal de “puntos” o sectores específicos, a partir de los cuales se realiza una clasificación cuantitativa de los minerales presentes en estas áreas, que posteriormente generan porcentajes de presencia de los mismos que pueden ser cotejados con gráficos de discriminación para asociarlos a proveniencias.

4.2 Metodologías geoquímicas para el análisis de proveniencia

Como se mencionó anteriormente, ciertos factores suelen tener mayor influencia que otros, pudiendo obliterar o enmascarar la prevalencia que estos tuvieron y por consiguiente alterar algunos análisis de proveniencia que se basan en la petrografía. Por ejemplo, el efecto de la diagénesis, que al ser el último factor en orden temporal al que estuvo sujeto un sedimento antes de litificarse, puede tomar mayor preponderancia y actuar en desmedro de otros factores, que quizás puedan dar más luces del origen o proveniencia de los sedimentos.

Otro ejemplo son los procesos donde se intensifican los factores que alteran la roca original más allá de la diagénesis. Caso de esto son los procesos de metamorfismo, donde ya sea a partir de enterramiento, temperatura o una combinación de ambos, una roca sedimentaria puede cambiar completamente en aspectos como su mineralogía, textura, hábito o forma de los constituyentes, etcétera. También esto aplica para contextos donde los procesos se restringen a la llamada anchizona o epizona, previo a la condiciones metamórficas propiamente tal, y cuyo producto son las rocas metasedimentarias, representando una transición entre ambos procesos, cuyos límites se complejizan entre rocas sedimentarias y metamórficas de bajo o muy bajo grado.

Es en dicho contexto que el análisis petrográfico puede ser limitado en entregar información que sea correlacionable directamente con el origen o fuente de sus constituyentes. Así, herramientas alternativas que apunten hacia otro tipo de análisis podrían definir de mejor manera o complementar información conducente a una correcta interpretación de la proveniencia. Dentro de las herramientas útiles para este fin, resaltan de inmediato aquellas que tienen como base la composición elemental de la roca sedimentaria a estudiar, siendo la geoquímica el área encargada de poder generar el análisis necesario para realizar distintas interpretaciones.

En primera instancia, cabe mencionar que la geoquímica de las rocas sedimentarias, al igual que la proveniencia de estas, resulta directamente reflejo de distintos factores que afectarán en mayor o menor grado los valores de ciertos elementos presentes en estas. Dentro de estas condicionantes encontramos la meteorización, el grado de selección composicional como textural, la naturaleza de las rocas que aporten a los componentes, el grado de reciclado sedimentario, el clima a la que tanto las rocas como los sedimentos previos estuvieron expuestos, entre muchos otros aspectos. Con el estudio y conocimiento en el tiempo de estas condicionantes se ha logrado establecer cuales elementos, o grupos de estos, son más útiles para definir proveniencia gracias a su comportamiento químico diferenciado según la injerencia de los factores ya descritos en los procesos sedimentarios.

Estos estudios definidos metodologías que permiten interpretaciones de proveniencia simplificadas a través de gráficos discriminatorios que se basan en la cantidad de ciertos elementos presentes. Los análisis e información que pueda desprenderse de estos son reflejo de un largo proceso de estudio el cual se ha visto intensificado con la aparición de nuevas metodologías cuantitativas que permitan reconocer cantidades de elementos, a veces ínfimas, presentes en ciertas rocas. Es así como a partir de técnicas como, por ejemplo, la espectrometría de masas con fuente de plasma inductivamente acoplado (ICP-MS), es posible medir las cantidades presentes de ciertos elementos que se encuentran en la roca, con una gran sensibilidad y que permite caracterizar una gran cantidad de elementos. Así mismo, instituciones dedicadas a trabajar con estos datos estandarizan sus metodologías de forma de poder realizar este tipo de análisis sistemáticamente, lo que evidentemente reduce el error inducido en estos.

Para poder definir la proveniencia a partir de estos datos, considerando un contexto tectónico afín para estas consideraciones, existen diversos estudios, que como ya se mencionó, dan preponderancia a las concentraciones de ciertos elementos mayoritarios, trazas y tierras raras (REE). Se ha establecido en el tiempo una directa relación entre la geoquímica de las rocas de origen detrítico, con respecto tanto a la roca de la que provino el sedimento como a la resultante de la litificación de estos últimos, sin pasar por alto a la diversidad de procesos que involucra el ciclo sedimentario.

4.2.1 Clasificación Geoquímica de Herrón (1988)

Una de las metodologías para caracterizar la fuente de los sedimentos es la clasificación de Herrón (1988), quien propuso una discriminación geoquímica para areniscas y lutitas a partir de la concentración de K_2O , Fe_2O_3 , SiO_2 , Al_2O_3 y Ca (Figura 4.1).

La metodología de Herrón presenta el beneficio de utilizar concentraciones de elementos mayores, fáciles de medir y que generan un método de clasificación que resulta coincidente en casi el 84% de las veces con otras metodologías que usan análisis petrográfico (Herrón, 1988). Usando las razones de Fe_2O_3 / K_2O , SiO_2 / Al_2O_3 , y adicional a la presencia de Ca, en un tercer eje no visible, se logra diferenciar tanto composicional, como texturalmente a las rocas objeto de análisis a partir de esta metodología.

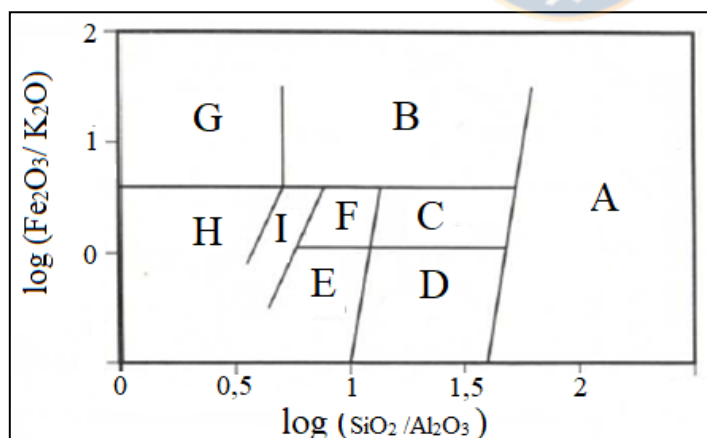


Figura 4.1: Diagrama de Herrón (1988) para la clasificación química de rocas sedimentarias, desglosando cada uno de los campos **A** = Arenisca Cuarcifera, **B** = Arenisca Férrica, **C** = Sublitoarenita, **D** = Subarcosa, **E** = Arcosa, **F** = Litoarenita, **G** = Pelita Férrica, **H** = Pelita e **I** = Grauvaca.

Dentro de la información que entrega este tipo de categorización gráfica, destaca como la relación SiO_2 / Al_2O_3 actúa como indicatriz del grado de madurez mineralógica, al mismo tiempo que permite categorizar texturalmente rocas de origen clástico. Por ejemplo, valores muy bajos de la razón anteriormente mencionada pueden asociarse a presencia de matriz (o pseudomatriz) que enriquece el contenido de Al_2O_3 , logrando desplazar hacia la izquierda

rocas con mayor tamaño de grano. El parámetro Fe_2O_3/K_2O , por su parte da cuenta de la estabilidad mineralógica a la que se encuentran los componentes tanto de litoarenitas como de arcosas; valores altos estarían relacionados con gran presencia de minerales ferromagnesianos independiente de la textura de la muestra. Así mismo, estos altos valores tienden a expresar una baja estabilidad mineralógica en areniscas, relacionable a una alta presencia de líticos, los que enriquecen a las rocas analizadas en minerales inestables ricos en hierro y magnesio.

4.2.2 Diagrama de discriminación tectónica de Bhatia (1983)

La metodología propuesta por Bhatia (1983) se basa en la comparación entre 5 areniscas de secuencias turbidíticas presentes en Australia, supeditadas a distintos orígenes tectónicos, con rocas halladas en otras locaciones.

El control que posee el tectonismo y los atributos de la configuración tectónica (a saber, interacción entre placas, inestabilidad de placas, profundidad de enterramiento, gradiente geotérmico y de presión) resultan preponderantes a la hora de definir geoquímicamente la composición de una roca, en desmedro de otros factores como el relieve, meteorización, selección, diagénesis, etc. Lo anterior se combina con las relaciones reconocidas por distintos autores (Potter, 1978; Dickinson y Valloni, 1980; Valloni y Maynard, 1981 en Bhatia, 1983) entre la mineralogía de arenas modernas con los contextos tectónicos a los que estas se encuentran supeditadas, definiendo entonces a la composición de las rocas sedimentarias como una herramienta válida para extrapolar la mineralogía con la configuración tectónica más probable para una roca sedimentaria.

Bhatia (1983), valiéndose de las concentraciones elementales de Na_2O , K_2O y CaO , genera un diagrama de discriminación ternario (figura 4.2) donde se asocian 4 campos correspondientes a configuraciones tectónicas. El autor, compiló datos geoquímicos de formaciones actuales que respondían a distintas configuraciones, generando los campos a los cuales es posible asociar un origen según la concentración de los óxidos presentes para cualquier muestra.

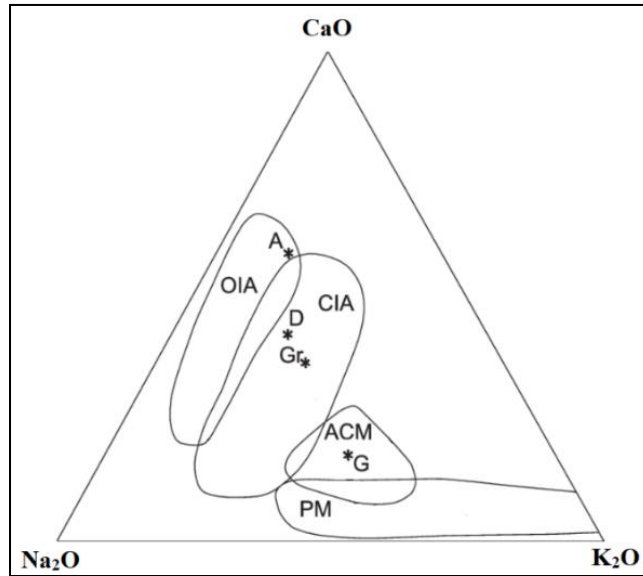


Figura 4.2 : A la Izquierda, Diagrama ternario K_2O , Na_2O y CaO , en su interior, los campos correspondientes a Arcos de Islas Oceánicas (**OIA**), Arcos de Islas Continentales (**CIA**), Margen Continental Activo (**ACM**) y Margen Pasiva (**PM**). Adicionalmente, las composiciones de estos elementos para Andesita (**A**), Granodiorita (**Gr**) y Granito (**G**) según Le Maitre (1976). Modificado de Bhatia (1983).

4.2.3 Diagrama de discriminación tectónica de Roser y Korsch (1986)

Estos autores estudiaron rocas sedimentarias de distintas granulometrías presentes en siete terrenos sedimentarios asociados a distintos contextos tectónicos (Figura 4.3).

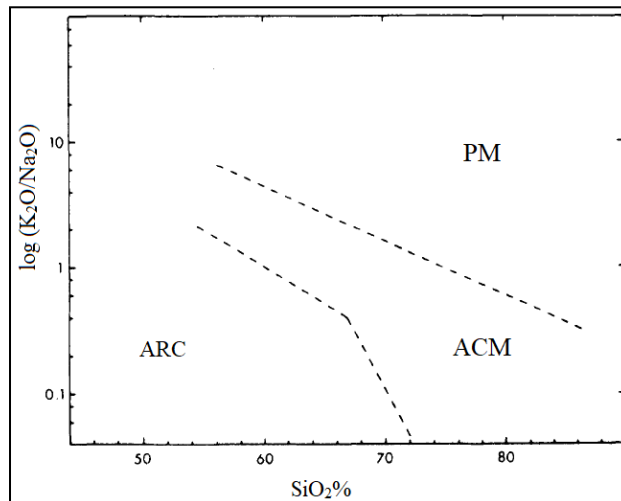


Figura 4.3: Diagrama de discriminación tectónica de Roser y Korsch (1986). Las siglas representan: ARC = arcos de isla, ACM = margen continental activo y PM = margen continental pasivo.

Se encontró un patrón basado en los contenidos de K_2O , Na_2O y SiO_2 que define tres campos distintos, cada uno asociado a un origen tectónico propio: márgenes continentales pasivos, márgenes continentales activos y arcos de islas volcánicas. Comparando contextos tectónicos actuales con los conocidos para las muestras de Nueva Zelanda comprobaron la utilidad y validez de su método. Así mismo, demostraron que las mismas variaciones composicionales se presentaban tanto en areniscas como en rocas de granulometría más fina, como fangolitas o limolitas.

Adicionalmente, a partir de la información recolectada en Nueva Zelanda se comprobaron los efectos del tamaño de grano, evolución petrológica y madurez en la geoquímica de los sedimentos, mientras que los resultados totales demostraron la validez del muestreo en la totalidad de tamaños de grano presentes en una roca independiente de la clasificación textural de la misma, en los casos en los que se requiera generar una clasificación de este tipo.

Para Roser y Korsch (1986) el análisis geoquímico resulta más relevante en contextos en los cuales la mineralogía original puede ser oculta por la acción de procesos como la diagénesis o el metamorfismo o cuando la granulometría de las muestras está dominada por tamaños más finos de grano. Otra conclusión de los autores es que el valor de la razón K_2O/Na_2O no sufre grandes variaciones por procesos post-deposicionales, reafirmando su uso en contextos donde procesos post-diagenéticos pudieron haber determinado de otra forma la mineralogía de una muestra.

4.3 Proveniencia y dataciones en circones detríticos

Una de las metodologías que ha visto un aumento explosivo en las pasadas décadas para los fines de definir las proveniencias de rocas sedimentarias corresponde a la utilización de geocronología de circones detríticos usando el sistema U-Pb. Gran parte de este desarrollo está ligado a la abundancia de circones detríticos en rocas sedimentarias, la simplicidad que ofrecen tanto los equipos que recopilan los datos para realizar este tipo de análisis como el procesamiento de estos mismos, en conjunto con la gran cantidad de información que es posible de obtener, información que permite determinar edades máximas de depositación con precisión, exactitud y eficiencia.

El constreñir las edades máximas de depositación de una secuencia sedimentaria constituye una de las principales utilidades que se desprenden de la metodología descrita anteriormente;

al estar los circones detríticos contenidos en el sedimento que forma posteriormente a las rocas sedimentarias, las edades de las partículas más jóvenes presentes en un depósito determinado corresponderán a la máxima edad de depositación de la secuencia. Esto se ha denominado como “ley de los circones detríticos” (Sharman y Malkowski, 2019). Así mismo, el circón suele incorporar en su estructura elementos incompatibles, como el U, Pb y Th, generando un sistema aislado desde su cristalización, el cual permite al ser estudiado reconocer algunas características de las condiciones a las cuales estaba circunscrito el fluido desde el que cristalizó el circón en su origen, pero más importante para los fines de esta investigación, permite interpretar edades de cristalización que permiten definir, a partir de las concentraciones de los elementos ya descritos, en particular las razones isotópicas de estos, las edades según procedimientos extensamente descritos y comprobados en el tiempo.

Estos procedimientos se basan en 3 sistemas distintos de decaimiento radiactivo, con tasas conocidas de vida media: $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ (vida media de ~4.47 millones de años), $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ (vida media de ~700 mil años) y $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$ (vida media de ~14,01 millones de años). En circones detríticos resultan relevantes para la definición de edades las razones de los isótopos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{U}$. Una manera sencilla de graficar esta relación y obtener información válida es a través de lo que se denomina diagrama de concordia (Wetherill, 1956), el cual se basa en la utilización de los sistemas $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ y $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$, en los ejes X e Y respectivamente, y las razones presentes de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (Figura 4.4).

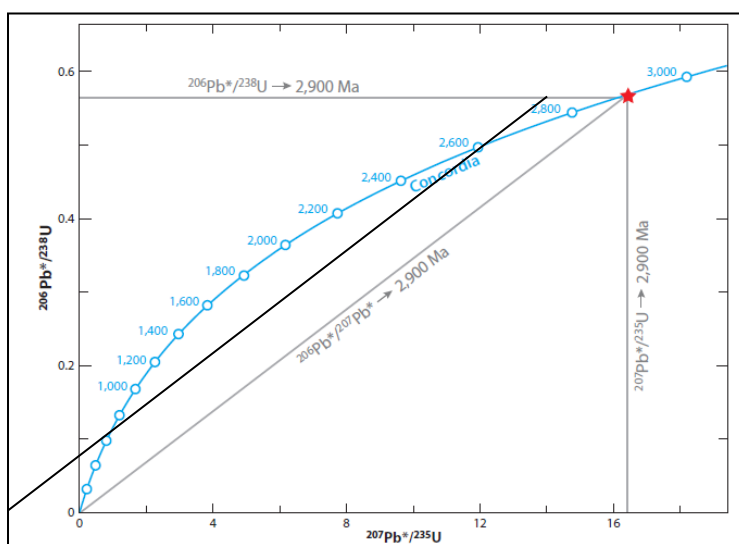


Figura 4.4: Diagrama de Concordia de Wetherill (1956) para una muestra con concordia a los 2500 millones de años. Tomado de Gehrels (2014)

A partir de la intersección donde las edades de los isótopos parentales (^{235}U y ^{238}U) en comparación a las concentraciones de ^{206}Pb y ^{207}Pb presentes en las mismas resultan iguales, se dice que la edad es concordante. Esto, asumiendo un sistema en el cual, según la definición de Wetherill (1956) considere que no haya habido ganancia ni pérdida de uranio, plomo o de miembros intermedios isotópicos del esquema de decaimiento radiactivo desde la formación del sistema. Así mismo, se deben aplicar correcciones para la concentración inicial de ^{206}Pb y ^{207}Pb .

En la Figura 4.4, la línea convexa define los puntos de intersección en que las razones isotópicas de U y Pb resultan concordantes (en celeste). A raíz de su constante de decaimiento, el ^{235}U decae a un ritmo mayor, por lo que la razón $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ es siempre mayor que la relación $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, lo que gráficamente se refleja en la característica forma cóncava hacia abajo de la línea de concordia. La línea negra en la figura, en cambio, representa la “línea de discordia” la cual simboliza la existencia de algún evento que perturbo el sistema; esta puede simbolizar un evento de fusión parcial, metamorfismo, interacción con fluidos, etc. que causó alguna pérdida de Pb (elemento incompatible pero móvil en la presencia de fluidos). Esto se refleja en que el sistema representado por las razones de $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, definido por la línea de discordia, la cual directamente tiende hacia el origen.

Pese a la gran utilidad que presentan los estudios de circones detríticos, cabe mencionar que rara vez se encuentran poblaciones unimodales de estos minerales. Debido a su gran resistencia y dureza suelen preservarse granos desde distintas fuentes sedimentarias, incluso recicladas luego de procesos de metamorfismo o anatexis, por lo que muchos análisis arrojan resultados que denotan la mezcla de circones de edades diferentes. Esto se refleja en razones isotópicas fuera de la línea de la concordia, o en distintos puntos de esta, complejizando el estudio e interpretaciones de los datos que posiblemente se puedan obtener a partir de estos. A la hora de analizar las concentraciones isotópicas individualmente cada uno tendrá una edad particular, pero cuando estas son expuestas en un mismo gráfico reflejan edades diferentes y por tanto no son representativas de una edad real.

Afortunadamente, surgen herramientas desde la estadística que permiten solventar en gran medida estos inconvenientes dilucidando dudas y logrando facilitar la interpretación y tratamiento de datos a partir de lo que se denomina “poblaciones de circones detríticos”. En

este tipo de procedimiento se utilizan gráficos que expresan cuantitativamente la cantidad de circones de una determinada edad que se encuentran en una misma muestra de roca. Esto se puede ilustrar en histogramas que agrupen la cantidad relativa de circones de una determinada edad o población que se encuentran presentes, logrando así mismo facilitar notoriamente interpretaciones posteriores, como lo pueden análisis de proveniencia.

Es para este tipo de interpretación que surgen metodologías como la propuesta por Gehrels (2014) para análisis de proveniencia de circones detríticos, quien aconseja una serie de pasos de modo de encontrar la distribución de edades de poblaciones de circones detríticos, sin caer en sesgos de modo de que esta sea lo más fidedigna posible:

- ✓ Procesar las muestras de manera que los circones no sean extraídos sobre la base de tamaño, morfología o química.
- ✓ Seleccionar los granos a estudiar de una forma aleatoria.
- ✓ Usar métodos analíticos que permitan el estudio de granos de tamaño variable lo que permita acaparar un amplio rango de fuentes y a la vez correlacionar tamaños y edades.
- ✓ Usar herramientas como la catodoluminiscencia o microscopia electrónica de barrido para obtener imágenes que permiten discriminar las porciones óptimas de los granos para su análisis, sin tener que obviar a los granos individuales completamente.
- ✓ Examinar los datos “crudos” de cada análisis de forma de hallar prematuramente signos posiblemente puedan complejizar el estudio, como el ejemplo cambios en las razones isotópicas durante el análisis.
- ✓ Se sugiere, a modo de aumentar la precisión y reducir discordancias, analizar pequeñas cantidades de datos a la vez. Esto, para poner atención en aquellos datos más relevantes, que generalmente son de mayor precisión, menor discordancia y corresponden a agrupaciones de edades. Estos análisis tempranos podrían ayudar a entender posibles dificultades o posibles sesgos en los *sets* de datos, aun cuando estos no correspondan a información confiable.
- ✓ Obtener suficientes datos para permitir la caracterización de cada uno de los componentes etarios en una muestra, hasta obtener el grado de certeza relativo a los objetivos de cada estudio.

- ✓ A la hora de comparar datos provenientes de distintas muestras, recordar que las distribuciones de edad proveen información sobre las edades presentes en las muestras. La ausencia de edades o poblaciones de estas puede ser informativa, pero también puede ser reflejo de un número inadecuado de análisis o de sesgos en el procesamiento de muestras, análisis individual de granos y/o interpretación de la información. Comparativas sobre la base de la proporción de edades deben ser realizadas con precaución, ya que son altamente susceptibles a posibles sesgos y al número de análisis realizados.

Una vez identificadas las edades lo que prosigue es identificar las más probables fuentes de aquellos circones. Para ello, se hace perentorio en un siguiente paso el comparar cada una de las poblaciones obtenidas de circones detríticos con las fuentes magmáticas (metamórficas o hidrotermales) más afines a estas. Esto es facilitado hoy en día en gran medida por el volumen de estudios que involucran dataciones radiométricas, principalmente en rocas magmáticas, existentes.

Es importante también reconocer que la proveniencia de los circones no necesariamente puede estar directamente relacionada a fuentes primarias o directas de estos; a partir de las mismas características que permiten su resistencia a diversos procesos endógenos como exógenos y durabilidad extrema, muchas veces se reconocen circones “heredados” desde otras fuentes sedimentarias. Es por este motivo que también es conveniente realizar comparaciones con otras secuencias sedimentarias en las que ya se hayan desarrollado estos análisis, y que además en lo posible sean correlacionables según localización, ambientes deposicionales, litología, contenido fosilífero, etc. de modo de poder cotejar resultados, siendo mucho más fehaciente los resultados de ambas secuencias si las distribuciones de poblaciones de edades de circones detríticos resultan similares.

4.3.1 Prueba estadística de Kolmogorov – Smirnov

Otra de las características importantes de dilucidar a partir de estudios de proveniencia de rocas sedimentarias es conocer propiedades intrínsecas del área fuente, lo que en particular a la hora de analizar poblaciones de circones de origen detrítico, permite el generar asociaciones entre estas agrupaciones de circones, de modo de vincular una sola o distintas

fuentes desde las cuales se generó el material que actuó como protolito de las rocas que les contienen.

Es en este apartado donde herramientas provenientes desde la estadística permite, usando las agrupaciones etarias en poblaciones de circones detríticos, poder buscar parámetros que permitan con un mayor o menor grado de certeza el discernir según la distribución de las edades en estas poblaciones, si estas estadísticamente no provienen de una misma fuente.

Una de las herramientas estadísticas que ha tenido un uso creciente a la hora de generar estas discriminaciones entre fuentes es la denominada prueba de Kosmogorov – Smirnov (Massey, 1951), prueba no paramétrica que compara los valores absolutos de distribución cumulativas entre dos poblaciones distintas, en el caso de los circones detríticos, las distribuciones acumulativas de edades. La prueba en sí evalúa la validez de la hipótesis nula de que no existe una diferencia significativa entre dos poblaciones.

Para este estudio, se utiliza un algoritmo generado por Guynn y Gehrels (2010) y proporcionado por la *web* del Arizona Laserchron Center, dependiente de la universidad de Arizona. Este utiliza una plantilla en formato *Excel* para generar como resultado una planilla simplificada en la que se exhiben los denominados valores $-p$ que son los que dan cuenta de la similitud entre las distintas poblaciones. Los autores, dan cuenta de que valores <0.005 probarían la hipótesis de disimilitud entre dos poblaciones distintas (95% de probabilidad), caso contrario, es decir valores superiores a 0.005 rechazarían esta hipótesis y por tanto darían chance mayor a que estas poblaciones de circones respondan a una misma fuente de proveniencia.

5. Análisis

5.1 Análisis de circones detríticos

A continuación, se presentarán los resultados de los análisis de circones detríticos en 8 muestras; 1 perteneciente a la Formación Hurtado, 2 representativas de la Formación Las Placetas y 5 correspondientes al Complejo Metamórfico El Cepo. Los gráficos que se presentan fueron generados por *Isoplot* 4.15 (Ludwig, 2003a) mientras que para la determinación de los *peaks* fue utilizado el algoritmo de Excel *AgePick* (2010) obtenido de la página web del *Arizona LaserChrom Center* (<https://sites.google.com/laserchron.org/arizonalaserchroncenter/home>). El total de los registros se presenta en el apartado anexos.

5.1.1 Formación Las Placetas SCL-022

Para esta muestra en particular, se encontraron 34 circones detríticos, lo que corresponde al menor número de éstos en cualquiera de las muestras analizadas en este estudio. Desglosando las edades con ayuda del diagrama de probabilidad relativa (Figura 5.1) destacan dos concentraciones: la mayor, de casi el 56% del total, está conformada por circones de edad mesoproterozoica, con marcados *peaks* a los 1009, 1081, 1107, 1145, 1201, 1297 y 1377 Ma.

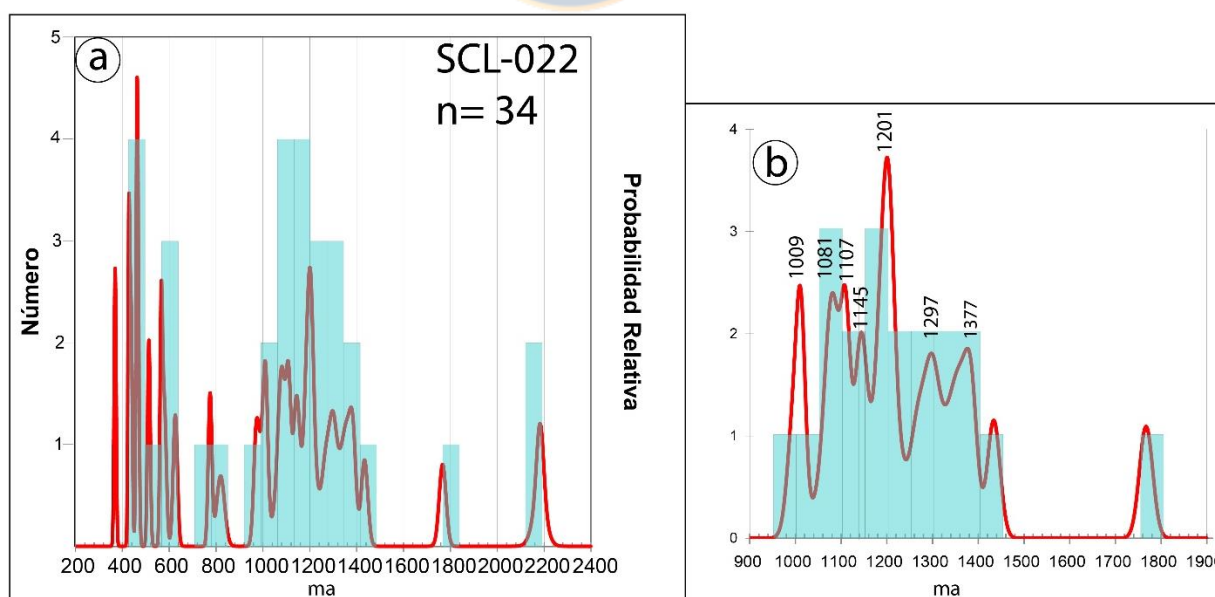


Figura 5.1: a) Histograma de distribución de edades de circones detríticos para muestra SCL-022. b) Distribución probabilística de circones entre 900-2100 Ma.

Un segundo *peak* (~12%) corresponde a circones cuyas edades fluctúan entre el Silúrico y el Ordovícico Medio. Una cantidad similar de circones son del Neoproterozoico, aun cuando la dispersión de edades entre ellos es mucho mayor. El circón más joven corresponde a un único espécimen cuya edad es Devónico Superior, mientras que del Paleoproterozoico se distinguen 3 *peaks*.

Finalmente, cabe mencionar que del resultado del análisis de la totalidad de la población entregado por *AgePick* (2010) solo se reconocen edades pertenecientes al grupo Mesoproterozoico, el de mayor porcentaje del total (Tabla 5.1). Esto, probablemente sea debido al bajo número de circones presentes en esta muestra.

Tabla 5.1: Agrupaciones y circones en coincidencia por edad para muestra SCL-022.

Edades circones detríticos (n= 34)				
Grupos de Poblaciones			Edades Peak (Ma)	Granos
Edad mínima (Ma)	Edad máxima (Ma)	Granos		
			1009	3
992	1025	2	1081	3
1051	1150	6	1107	5
1176	1220	4	1145	3
1269	1387	5	1201	4
			1297	4
			1377	4

RCM-151

Esta muestra posee la mayor cantidad de circones de origen detrítico (102) dentro de las analizadas para este estudio. Según su edad se agrupan en 4 poblaciones (Figura 5.2), con una distribución bastante amplia en cuanto a las edades que se ven representadas (Tabla 5.2).

La mayor población está representada por circones proterozoicos de entre 961 y 1477 Ma., los que conforman casi el 71% del total de la muestra. Dentro de esta población, destacan tres *peaks*, de 1056, 1234 y 1356 Ma., donde el primero de estos concentra la mayor cantidad de individuos, con ~ 28% del total.

La segunda agrupación de poblaciones en cantidad está conformada por 18 granos (~18%) que presentan edades Carbonífero a Devónico Inferior de entre 335 a 412 Ma., siendo el

grupo representativo más joven de esta muestra. El *peak* más notorio se encuentran a los 380 Ma. (Devónico Superior) , donde 14 granos individuales son representativos de dicha edad.

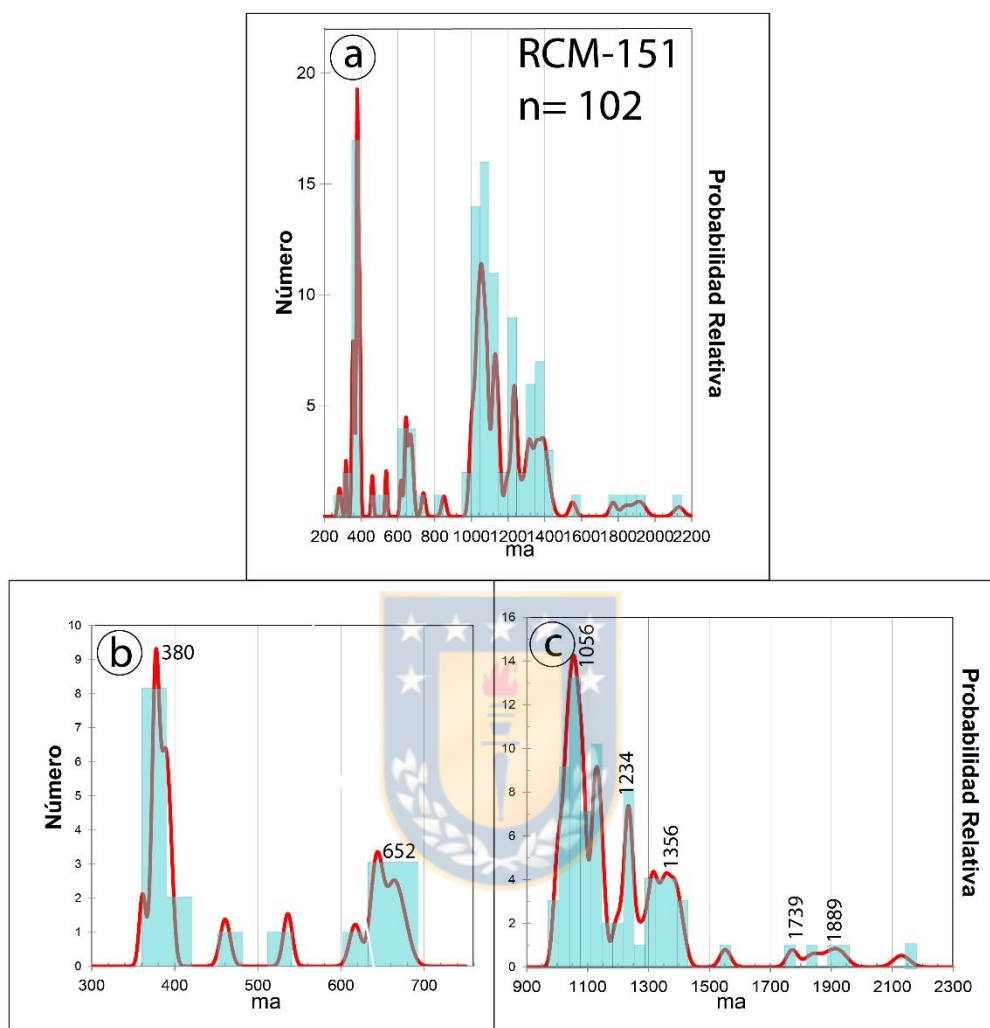


Figura 5.2: a) Histograma de distribución de edades de circones detríticos para muestra RCM-151. b) Distribución probabilística de circones entre 300 y 800 ma. c) Distribución probabilística de circones entre 900 y 2500 Ma.

El primero de los últimos dos grupos de poblaciones representa, individualmente, un subconjunto de entre 613 y 712 Ma. (~ 8% del total), que muestra un marcado *peak* a los 652 Ma., con 7 granos representativos. Finalmente, una pequeña población de 3 circones, cuyas edades fluctúan entre los 1789 y 1939 Ma., con 2 *peaks* marcados a los 1739 y 1889 Ma., con 3 circones cada uno.

Tabla 5.2: Agrupaciones y circones en coincidencia por edad de muestra RCM-151.

Edades circones detríticos (n= 102)				
Grupos de Poblaciones			Edades Peak (Ma)	Granos
Edad mínima (Ma)	Edad máxima (Ma)	Granos	380	14
335	412	18	652	7
613	712	8	1056	29
961	1477	72	1234	12
1789	1939	3	1356	15
			1739	3
			1889	3

5.1.2 Formación Hurtado PRV-133

La muestra presenta un total de 90 circones detríticos sobre los que se realizó el análisis estadístico (Tabla 5.3). La mayor población se encuentra representada por 58 circones (~64%) cuyas edades fluctúan entre los 933 y 1291 Ma. (Neo a Mesoproterozoico), destacándose la ocurrencia de *peaks* a los 1096, 1186 y 1231 Ma., con 19, 12 y 10 circones, respectivamente (Figura 5.3).

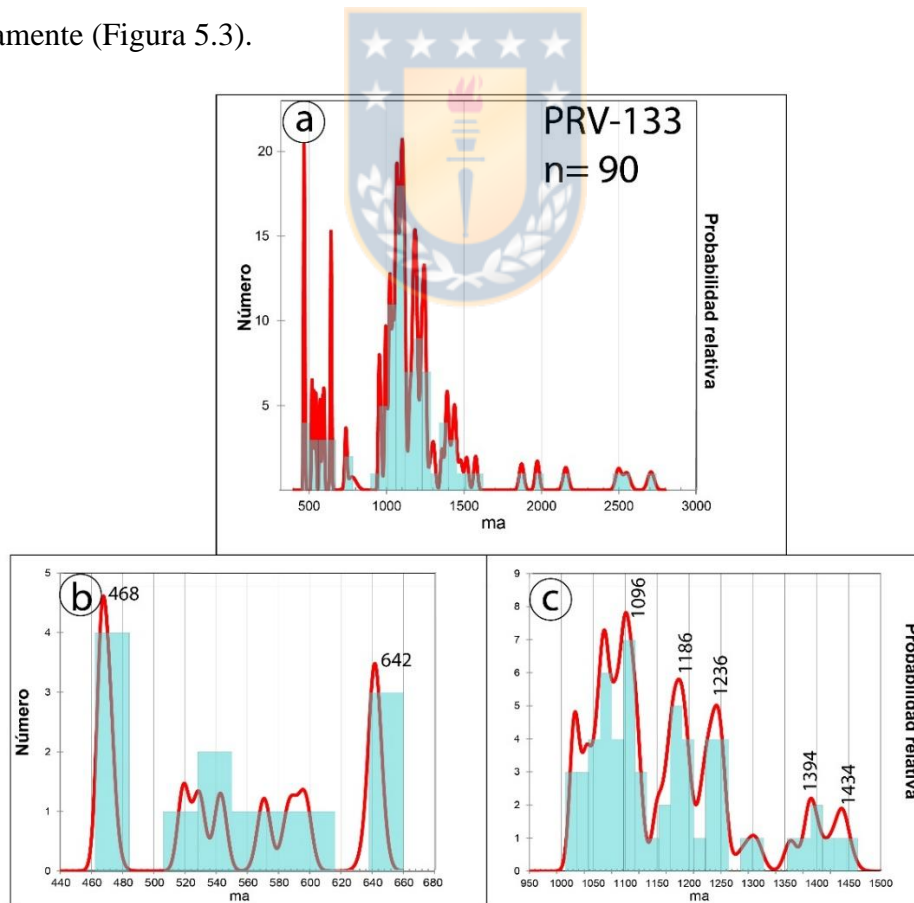


Figura 5.3: a) Histograma de distribución de edades de circones detríticos para muestra PRV-133. b) Distribución probabilística de circones entre 440 y 700 ma. c) Distribución probabilística de circones entre 960 y 1600 Ma.

El segundo mayor grupo de poblaciones consta de circones del Mesoproterozoico de entre 1321 a 1491 Ma., que representan aproximadamente el 9% del total del muestreo, con dos *peaks* representativos a los 1394 Ma. (5 granos) y 1434 (6 circones) .

Otras agrupaciones menores corresponden a un primer grupo con las edades más jóvenes (454-481 Ma.), perteneciente al Ordovícico, que con 4 granos son constitutivos de una población con un *peak* de 468 Ma. (Ordovícico Medio). Un segundo grupo minoritario es agrupado entre los 627 y 655 Ma. (Neoproterozoico).

Tabla 5.3: Agrupaciones y circones en coincidencia por edad de muestra PRV-133.

Edades circones detríticos (n= 90)				
Grupos de Poblaciones			Edades Peak (Ma)	Granos
Edad mínima (Ma)	Edad máxima (Ma)	Granos		
			468	4
454	481	4	642	3
527	533	1	955	3
581	587	1	1096	19
627	655	3	1186	12
933	1291	58	1236	10
1321	1491	8	1394	5
			1434	6

5.1.3 C.M. El Cepo GUR-49

Esta muestra, con un total de 95 circones ve representada su mayor grupo de población con 35 circones (~37% del total) con edades de entre 464 a 604 Ma., entre el Ordovícico Medio a Neoproterozoico (Ediacárico). Dentro de este grupo poblacional, aparece el *peak* más marcado para la totalidad de la muestra a los 490 Ma. (Cámbrico) con 20 circones aislados coincidentes en dicha edad, correspondientes a casi el 21% del total de circones. Un segundo *peak* menor se ubica a los 570 Ma., con 9 circones cuyas edades coincidirían en el Neoproterozoico (Ediacárico) (Figura 5.4).

La segunda mayor población estaría agrupada en torno a los 917 – 1259 Ma. (Neo a Mesoproterozoico) con 31 circones (~ 33% del total). Los *peaks* contenidos en este grupo de poblaciones dan cuenta de una marca coincidencia en edades entre 13 individuos a los 1079 Ma. y dos más pequeños marcados a los 937 y 1229 Ma., ambos con 4 circones.

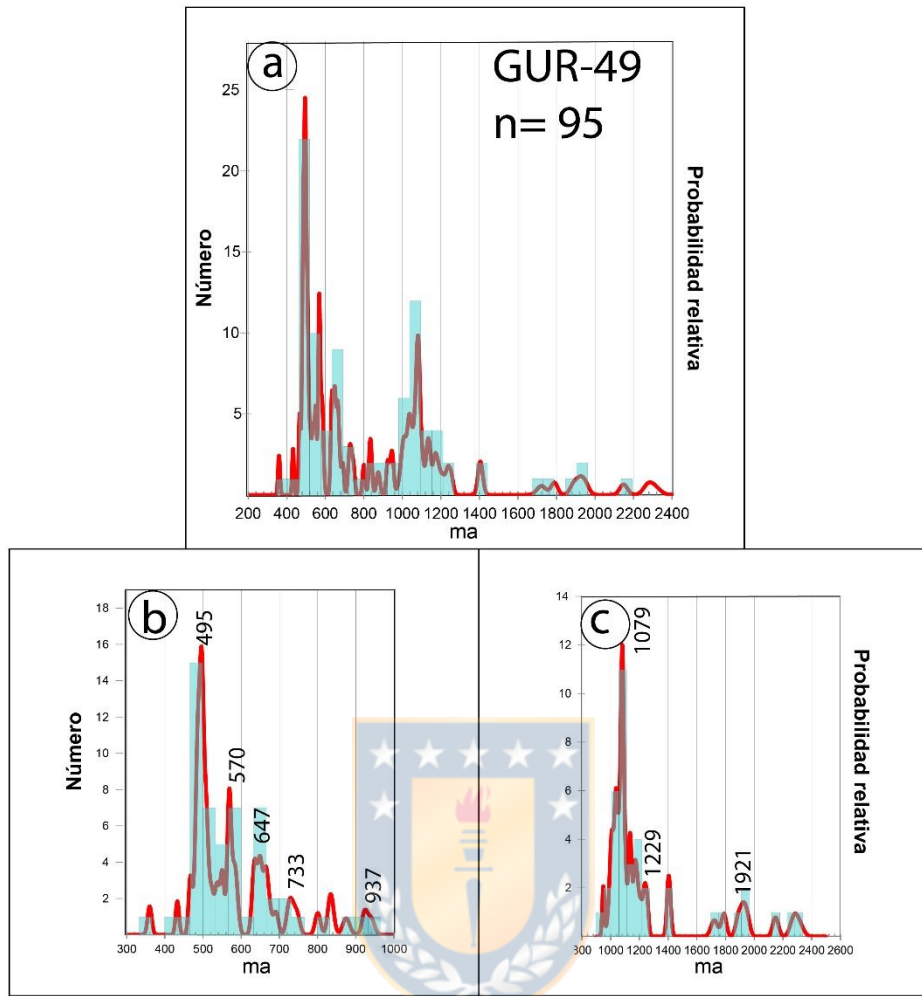


Figura 5.4: a) Histograma de distribución de edades de circones detríticos para muestra GUR-49. b) Distribución probabilística de circones entre 300 y 1200 Ma. c) Distribución probabilística de circones entre 1000 y 2400 Ma.

Otra agrupación poblacional relevante consta de 9 circones (~ 9% del total) cuyas edades se acotan a los 608 a 688 Ma., en el Neoproterozoico, particularmente entre los periodos Ediacárico y Criogénico. A los 647 Ma. se reconoce un marcado *peak* donde la totalidad de los circones de la agrupación descrita resultan coincidentes.

Finalmente, dos grupos de poblaciones menores son identificados, ambos constituidos por 3 granos y marcados *peaks*. El primero, entre los 705 y 752 Ma., pertenecientes al periodo Neoproterozoico (Criogénico-Tónico), con una coincidencia de 3 circones a los 733 Ma. La segunda agrupación, presente entre los 1873 y 1966 Ma. (Paleoproterozoico), arroja un *peak* a los 1921 Ma., también con los 3 granos miembros de esta agrupación coincidentes (Tabla 5.4).

Tabla 5.4: Agrupaciones y circones en coincidencia por edad de muestra GUR-49.

Edades circones detríticos (n= 95)				
Grupos de Poblaciones			Edades Peak (Ma)	Granos
Edad mínima (Ma)	Edad máxima (Ma)	Granos		
			495	20
464	604	35	570	9
608	712	9	647	9
705	752	3	733	3
917	1259	31	937	4
1872	1966	3	1079	13
			1229	4
			1921	3

GUM-14b

De esta muestra, se contabilizaron 60 circones o granos aislados (Figura 5.5) con los cuales se utilizaron las herramientas estadísticas para poder generar el análisis respectivo. Cabe destacar que el resultado resultó ser el más disímil de la totalidad del muestreo realizado, con dos agrupaciones poblacionales distintas, ambas con solo un *peak* de coincidencia (Tabla 5.5).

El primero de estos grupos de poblaciones está representado por 39 circones (65% del total) cuyas edades están restringidas entre los 437 a 502 Ma. (Cámbrico a Silúrico). La mayor coincidencia está dada a los 466 Ma. (Ordovícico Medio), donde 21 granos (35% del total) generan el *peak* representativo para dicha agrupación.

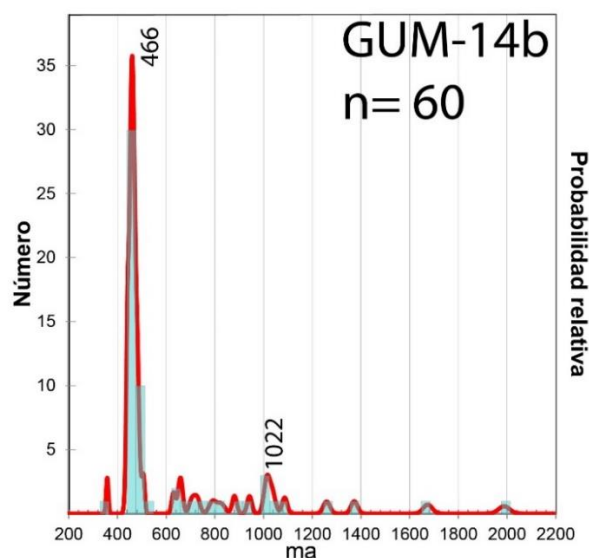


Figura 5.5: Histograma de distribución de edades de circones detríticos para la muestra GUM-14b.

En una proporción mucho menor, se encuentran 4 granos agrupados entre los 999 y 1051 Ma. (Neoproterozoico), que representan al segundo grupo de poblaciones mayoritario. Este grupo también muestra una coincidencia, entre la totalidad de sus miembros, a los 1022 Ma.

Tabla 5.5: Agrupaciones y circones en coincidencia por edad de muestra GUM-14b.

Edades circones detríticos (n= 60)				
Grupos de Poblaciones			Edades Peak (Ma)	Granos
Edad mínima (Ma)	Edad máxima (Ma)	Granos		
			466	21
437	502	39	1022	4
999	1051	4		

PMO-047

De esta muestra fueron obtenidos 97 circones o granos aislados sobre los que se determinaron las distintas agrupaciones poblaciones (Tabla 5.6) y *peaks* (Figura 5.6) representativos. La agrupación más numerosa está constituida por 79 circones (~81% del total), con una gran dispersión entre los 909 y 1557 Ma., correspondientes al Neo y Mesoproterozoico. En este grupo de poblaciones se reconocen 5 *peaks*, el más prominente de ellos a los 1185 Ma., con 17 granos coincidentes. Los otros *peaks* son de 954, 1034, 1081 y 1315 Ma., con 9, 13, 14 y 12 circones en coincidencia cada uno, respectivamente.

Tabla 5.6: Agrupaciones y circones en coincidencia por edad de muestra PMO-047.

Edades circones detríticos (n= 197)				
Grupos de Poblaciones			Edades Peak (Ma)	Granos
Edad mínima (Ma)	Edad máxima (Ma)	Granos		
			469	4
452	537	10	504	6
909	1557	79	954	9
1804	1889	3	1031	13
			1084	14
			1185	17
			1315	12
			1889	3

La segunda agrupación poblacional más numerosa está representada por 10 granos que presentan edades entre 452 y 537 Ma. (Cámbrico – Ordovícico), cuyos rangos a su vez se traslapan en 2 *peaks* a los 469 y 504 Ma., con 4 y 6 circones en coincidencia, respectivamente.

Finalmente, una población menor de circones se agrupa en torno a los 1804 a 1889 Ma. (Paleoproterozoico) con solo 3 circones. Estos mismos, representan un *peak* a los 1839 Ma.

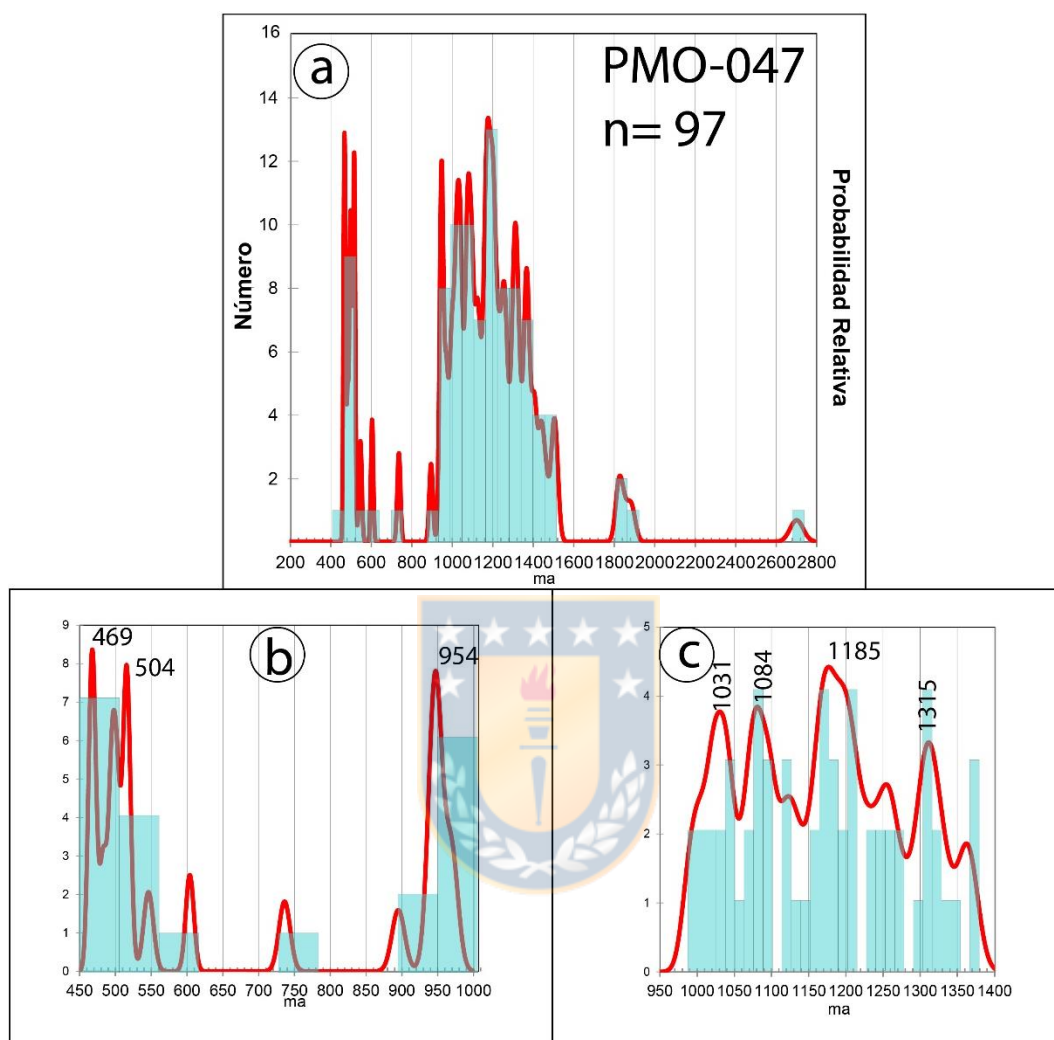


Figura 5.6: a) Histograma de distribución de edades de circones detríticos para muestra PMO-047. b) Distribución probabilística de circones entre 450 y 1100 Ma. c) Distribución probabilística de circones entre 950 y 1550 Ma

RCM-085

De esta muestra en particular se obtuvieron 60 granos (Figura 5.7) o circones aislados, desde los cuales se distingue una población mayor, que contiene a ~58% de los individuos (35 granos) con edades que varían entre los 972-1425 Ma. (Neoproterozoico a Mesoproterozoico) (Tabla 5.7). Dentro de esta agrupación, se observan 7 *peaks* coincidentes a los 1023, 1047, 1065, 1169, 1207, 1308 y 1374 Ma., constituidos por 9, 11, 12, 10, 5, 5 y 5 granos, respectivamente.

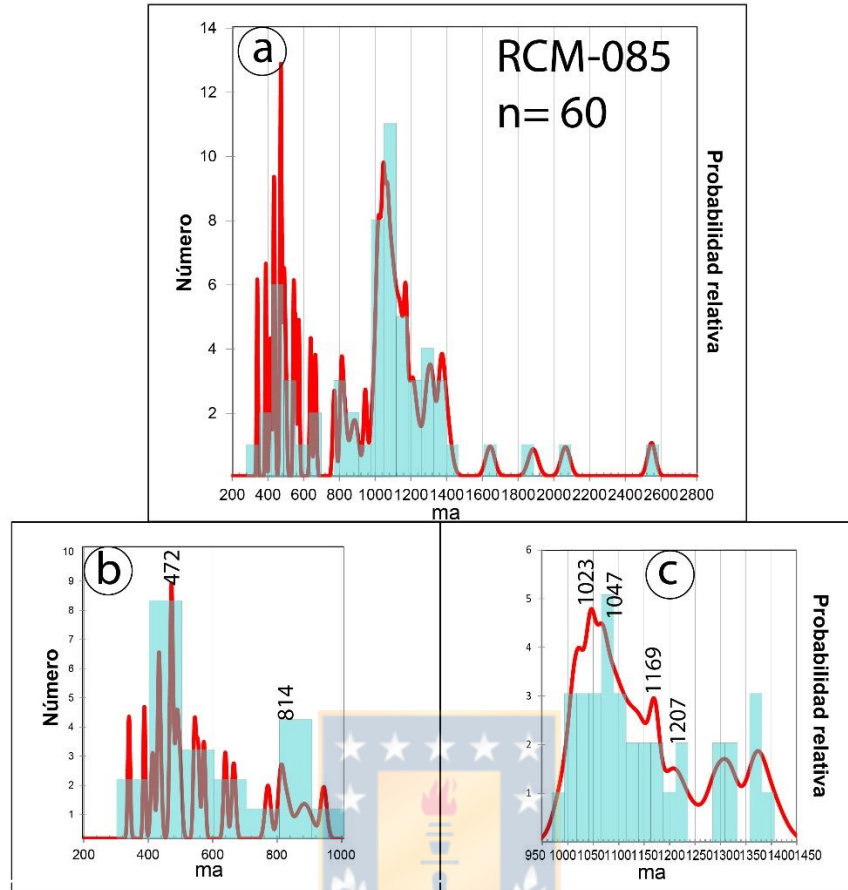


Figura 5.7: a) Histograma de distribución de edades de circones detríticos para muestra RCM-085. b) Distribución probabilística de circones entre 200 y 1000 Ma.. c) Distribución probabilística de circones entre 900 y 1650 Ma.

Dos agrupaciones subordinadas, y de menor cantidad de granos o circones, son posibles de generar a partir de las edades presentes. La primera de ellas, con 4 miembros, se presenta entre los 465 y 489 Ma. (Cámbrico superior – Ordovícico Medio), con 3 granos en coincidencia a los 472 Ma. generándose un *peak* a dicha edad.

Tabla 5.7: Agrupaciones y circones en coincidencia por edad de muestra RCM-085.

Edades circones detríticos (n= 60)				
Grupos de Poblaciones			Edades Peak (Ma)	Granos
Edad mínima (Ma)	Edad máxima (Ma)	Granos		
			472	3
465	489	4	814	3
809	829	2	1023	9
972	1425	35	1047	11
			1065	12
			1169	10
			1207	5
			1308	5
			1374	5

Finalmente, la segunda agrupación de poblaciones está representada por 2 circones cuyas edades fluctúan entre los 809 y 829 Ma. y que en conjunto a un tercer grano generan un *peak* marcado a los 814 Ma.

RCM-073

Del análisis de esta muestra surgen 59 granos aislados, sobre los que se realiza el análisis en fin de desglosar los grupos de poblaciones más representativos y sus *peaks* respectivos. El diagrama de edad vs probabilidad para esta muestra, presenta una alta dispersión en cuanto a las edades que los granos representan, pero se diferencian a la vez al menos 7 agrupaciones.

La más importante de ellas, a partir de la gran cantidad de granos que se ven representados por el rango, está formada por 19 granos (32%) que se acotan entre los 428 y 528 Ma. (Cámbrico – Silúrico). A su vez, esta agrupación presenta *peaks* marcados a los 448, 490 y 519 Ma., contando con 6,5 y 5 granos cada uno respectivamente (Figura 5.8).

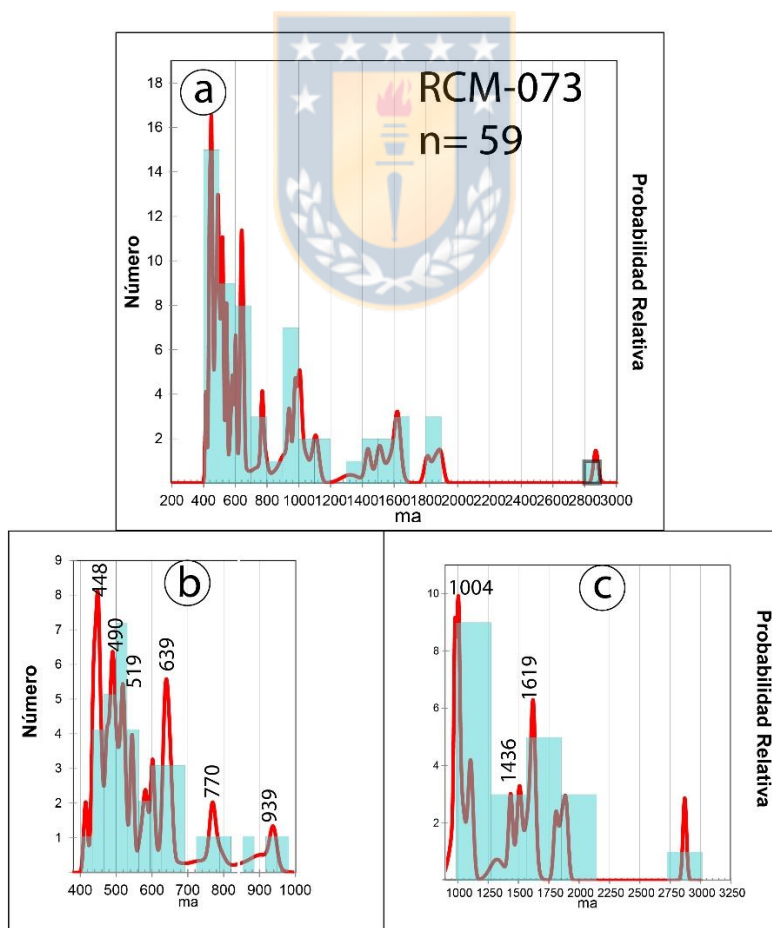


Figura 5.8: a) Histograma de distribución de edades de circones detríticos para muestra RCM-073. b) Distribución probabilística de circones entre 400 y 1200 Ma. c) Distribución probabilística de circones entre 750 y 3500 Ma.

Un segundo grupo marcado, está formado por una población de 9 granos cuyas edades van desde los 878 a los 1094 Ma. (Neo a Mesoproterozoico). Nuevamente, son reconocidos 3 *peaks* principales, esta vez a los 938, 979 y 1004 Ma., conformados a su vez por 5, 5 y 6 granos, respectivamente. También con 9 circones agrupados, se reconoce un tercer grupo de poblaciones, esta vez con edades entre los 580 a 657 Ma. (Neoproterozoico).

Por cantidad, la siguiente agrupación población destacada está conformada por 4 individuos cuyas edades varían entre los 1522 a los 1656 Ma. (Paleoproterozoico). Así mismo, estos granos conformarían un *peak* de coincidencia a los 1619 Ma.

Finalmente, destacan dos agrupaciones menores, conformadas por 2 y 1 grano, respectivamente. La primera, estaría representa por edades entre los 753 y 799 Ma. (Neoproterozoico) y describen a su vez una coincidencia con 4 circones a los 770 Ma. El último subgrupo, comprendido entre los 1404 a 1437 Ma. (Mesoproterozoico), describe un *peak* marcado a los 1436 Ma. (Tabla 5.8).

Tabla 5.8: Agrupaciones y circones en coincidencia por edad de muestra RCM-073

Edades circones detríticos (n= 90)				
Grupos de Poblaciones			Edades Peak (Ma)	Granos
Edad mínima (Ma)	Edad máxima (Ma)	Granos		
			448	6
428	528	19	490	5
580	657	9	519	5
753	799	2	581	3
878	1094	9	602	3
1404	1437	1	639	5
1522	1656	4	770	4
			938	5
			979	5
			1004	6
			1436	3
			1619	4

5.1.4 Análisis valores –P usando K-S test (2010)

Como ya fue mencionado con anterioridad, el uso del algoritmo K-S test (2010) permite discernir, a partir de un complemento para *Excel*, la probabilidad de que dos o más series de circones detríticos sean más o menos producto de un mismo origen o fuente. Esto, a partir de una prueba estadística que evalúa si dos (o más) distribuciones probabilísticas difieren de una distribución hipotética uniforme, lo que permitiría calificar a estas distribuciones probabilísticas univariantes como indistinguibles la una de la otra. Una vez analizadas las

distribuciones, el algoritmo arrojará una planilla con los $-p$ valores como resultado de la prueba; si estos son <0.05 , se indica que las distribuciones no responden a una fuente común, tesis que se refuta en caso de que el valor sea mayor a dicho número. En la siguiente tabla (Tabla 6.9), se presenta el resultado de los valores $-p$ para la totalidad de las muestras, destacándose en amarillo los valores $-p >0.05$.

Tabla 5.9: Valores $-P$ usando los valores de error de las funciones de distribución cumulativas para la totalidad de las muestras. En azul, las correspondientes a Fm. Las Placetas, verde representa las muestras del C.M. El Cepo y anaranjado la muestra de Fm. Hurtado. En amarillo se destacan los valores $-p$ que dan cuenta de una correlación entre unidades.

	SCL-022	RCM-151	GUR-49	GUR-14b	PMO-074	RCM-085	RCM-073	PRV-133
SCL-022		0.527	0.034	0.000	0.330	0.782	0.017	0.573
RCM-151	0.527		0.000	0.000	0.048	0.353	0.000	0.054
GUR-49	0.034	0.000		0.000	0.000	0.009	0.656	0.000
GUR-14b	0.000	0.000	0.000		0.000	0.000	0.000	0.000
PMO-074	0.330	0.048	0.000	0.000		0.105	0.000	0.833
RCM-085	0.782	0.353	0.009	0.000	0.105		0.003	0.244
RCM-073	0.017	0.000	0.656	0.000	0.000	0.003		0.000
PRV-133	0.573	0.054	0.000	0.000	0.833	0.244	0.000	

5.2 Análisis químico de roca total

En el siguiente capítulo se desglosarán los resultados de los análisis de contenidos elementales de la totalidad de las muestras que han sido objeto de este estudio. Estas, corresponden a rocas obtenidas directamente de afloramientos de las unidades durante el trabajo de muestreo conducente a generar las cartas geológicas “Cerros de Cantaritos-Laguna Chica”, “Guanta-Los Cuartitos y Paso de Vacas Heladas”, “Río Chollay-Matancilla y Cajón del Encierro” y “Pisco Elqui”, todas ellas enmarcadas en la Serie Geológica Básica de la Carta Geológica de Chile. En particular, estos resultados son correspondientes a 22 muestras, de las cuales 6 son de la Formación Las Placetas, 11 pertenecientes al Complejo Metamórfico El Cepo y 5 de la Formación Hurtado. Así mismo, a modo de generar comparativas se utilizarán como patrones la composición de la corteza superior continental (UCC, McLennan y Taylor, 1985; 1999), la cual corresponde a los valores promedio de composición para el volumen de roca presente entre la superficie terrestre y el límite entre la corteza y manto terrestre. Para este fin, se utilizarán los valores descritos por McLennan y Taylor (1985; 1999) para esta región, en comparativa con los óxidos mayores y elementos trazas presentes en las unidades objeto de estudio. Así mismo, como patrón comparativo para las tierras raras presentes en las muestras, será utilizada una normalización a los valores

promedio de meteoritos condritos definidos por los mismos autores (McLennan y Taylor, 1985) Finalmente, el total de los datos utilizados para realizar este análisis, en conjunto a los métodos para la obtención de estos, se encuentran en el apartado anexos.

5.2.1 Formación Las Placetas

5.2.1.1 Óxidos mayores

En general, se observan valores comunes para las muestras de esta unidad, con promedios que se acercan a las cifras extremas para los elementos miembros de esta agrupación, con salvadas excepciones (Tabla 5.10).

Tabla 5.10: Valores, en porcentaje, para óxidos mayores en la Formación Las Placetas

	SCL-22q	CCL-62	CCL-63	CCL-109	CCL-110	CCL-114	Promedio (%)
SiO ₂ (%)	61.85	57.50	76.14	62.06	54.82	66.58	63.16
Al ₂ O ₃ (%)	18.98	18.75	10.43	16.89	21.60	17.93	17.43
TiO ₂ (%)	1.09	1.17	0.96	0.67	1.08	0.69	0.94
Fe ₂ O ₃ (%)	7.83	9.78	5.02	4.43	9.22	2.96	6.54
MnO (%)	0.08	0.07	0.05	0.07	0.06	0.11	0.073
MgO (%)	2.35	3.48	1.99	1.81	2.96	1.41	2.33
CaO (%)	0.71	0.55	0.55	5.27	0.11	0.81	1.33
Na ₂ O (%)	0.92	1.07	1.26	4.87	0.68	0.44	1.54
K ₂ O (%)	4.43	4.87	1.90	1.65	4.85	5.89	3.93
P ₂ O ₅ (%)	0.19	0.26	0.10	0.21	0.07	0.10	0.15

Una de estas excepciones se presenta en el caso del contenido de SiO₂, donde si bien el promedio corresponde a 63,59% entre las 6 muestras, se observan valores en un rango más amplio que van desde 54,82 % (CCL-110) a 76,14% (CCL-63). Sin embargo, estas mismas muestras representan inversamente los valores extremos en contenido de Al₂O₃, con valores extremos de 10,43% (CCL-63) y 21,60% (CCL-110), con un valor ponderado entre las 6 muestras de 17,43%, presentando cifras de contenido más cercanas al promedio en las demás. En el caso del TiO₂ el promedio entre las muestras alcanza el 0,94%, con valores extremos de 0,67% (CCL-109) y 1,17% (CCL-62). Para el Fe₂O₃ y MgO se presentan promedios de 6,541% y 2.33% respectivamente, mientras las mayores y menores concentraciones para estos óxidos son observados en las muestras CCL-62 (9,78% y 3,48%) y CCL-114 (2,96% y 1,41%) respectivamente. El MnO presente se pondera en 0,07% entre las 6 muestras, siendo hallados los valores extremos (0,05% y 0,11%) en las muestras CCL-63 y CCL-114,

respectivamente. En lo que concierne a las concentraciones de Na₂O y K₂O, el ponderado resulta de 1,54% y 3,93%, respectivamente. Así mismo, los valores máximos de estos óxidos son hallados en las muestras CCL-109 y CCL-114, siendo estos 4,87% y 5,89%, para Na₂O y K₂O respectivamente, invirtiéndose en el caso de las cifras marginales menores el orden de las muestras, siendo 0,44% y 1,65% los valores de estos. Finalmente, el promedio para los óxidos de Ca y P es de 1,33% y 0,15%, siendo los representantes de los extremos las muestras CCL-109 y CCL-110, con 5,27% y 0,21% en los máximos, 0,11% y 0,07% los mínimos, respectivamente.

5.2.1.2 Elementos Trazas

A partir de la concentración de elementos trazas presentes en las muestras correspondientes a la Formación Las Placetas, puede observarse, en primer lugar un leve enriquecimiento en la totalidad de las muestras pertenecientes a esta unidad. Esto, se hace representativo a partir del gráfico (Figura 6.9) de la concentración de cada uno de estos elementos normalizados, en comparación a la cantidad de estos presentes en la corteza superior continental (UCC) *sensu* McLennan y Taylor (1985; 1995).

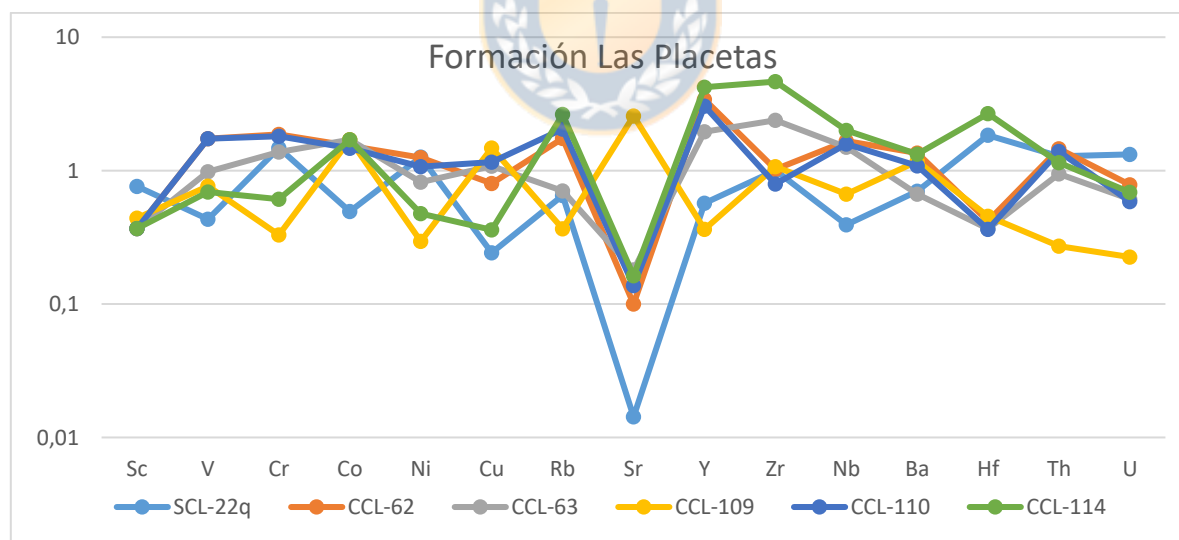


Figura 5.9: Valores de elementos trazas de la Formación Las Placetas, normalizados según los parámetros de McLennan y Taylor (1985) para la Corteza Superior Continental (UCC).

En particular, en los metales de transición pertenecientes a este grupo (Co, Ni, Cr, Cu y V), se ven valores muy cercanos a los descritos para la UCC, reflejados en la gráfica como próximos a 1. Esto se expresa en la razón promedio entre las muestras de 1,05 para el V, 1,25

en el Cr, 1,43 en el caso del cobalto, mientras que en el caso del Ni y Cu, estos se ven levemente empobrecidos con valores ponderados promedio de 0,86 y 0,85, respectivamente. Finalmente, cabe destacar que algunos de los valores extremos son observados en las mismas muestras; es el caso de la SCL-022q, que presenta los menores valores de V, Co y Cu (0,43; 0,49 y 0,24 respectivamente) situación contrastante con la muestra CCL-62, por ejemplo, que se ve enriquecida en todos los elementos de este grupo, a excepción del Cu.

En el grupo de elementos trazas que presentan una tendencia a ser más móviles, es decir, Rb, Ba, Sr y U, la generalidad también da cuenta de que sus valores promedio están próximos a los valores esperados para la UCC. En la particularidad, se observa en el caso del Rb muestras enriquecidas en estos elementos (CCL-62, CCL-110 y CCL-114) en contraste con otras levemente empobrecidas (SCL-022, CCL-63 y CCL-109). Una tendencia particular se observa en el caso del Sr, donde cinco muestras están empobrecidas en dicho elemento respecto de la muestra CCL-109. En el caso del Ba, los valores particulares de cada una de las muestras son mucho más próximos al valor promedio, el cual da cuenta de un muy leve enriquecimiento general. Finalmente, en el caso del U, los valores también suelen ser muy próximos al estimado como promedio para la UCC, con una tendencia general a verse levemente empobrecidos en esta comparativa, mas una muestra en particular da cuenta de un empobrecimiento marcado en este elemento (CCL-109).

Para los elementos característicos por su marcada incompatibilidad (Zr, Ni, Hf, Th e Y), los ponderados de las 6 muestras presentan cifras que hablan desde un leve enriquecimiento de estos elementos en comparación a lo que se observa en la UCC, a un enriquecimiento marcado de estos. Para el Y, por ejemplo, se observa un enriquecimiento marcado en las muestras CCL-114, CCL-110, CCL-63 y CCL-62, contrastante con un leve empobrecimiento de las demás dos muestras. Valores más próximos se hallan en el caso del Zr, donde si bien el promedio da cuenta de un leve enriquecimiento, se observa que una muestra en particular (CCL-62) presenta un contenido 5 veces mayor de este elemento a lo observado en la UCC. Por último, en el caso del Hf y Th, ambos elementos también mantienen esta tendencia a verse en la generalidad levemente enriquecidos con respecto a lo observado en la corteza superior continental en los contenidos de estos, observándose valores mucho más próximos

a la media aritmética. En el caso del Th, destaca el empobrecimiento marcado en la muestra CCL-109.

5.2.1.3 Tierras Raras

Para comparar las cantidades presentes de tierras raras en las muestras correspondientes a la Formación Las Placetas, se cotejaron los valores de estas con respecto a lo descrito para el condrito (Taylor y McLennan, 1985) generando una normalización con respecto a estos valores. Así mismo, se introdujo en el gráfico (Figura 5.10) la comparativa correspondiente a los valores descritos para la UCC (Taylor y McLennan, 1985).

Como se desprende del gráfico, los patrones de tierras raras presentes en las muestras del Complejo Metamórfico El Cepo son similares a la corteza superior continental. Esto se expresa en un gráfico en el que las distintas muestras se disponen en patrones paralelos con respecto los valores de la UCC, sin una tendencia clara en estas de verse por sobre o debajo el valor para este patrón de control. Marcadas excepciones las representan las muestras CCL-109 y SCL-22q, que hablan de una tendencia general al verse levemente empobrecidas con respecto a la UCC, caso contrastante a la muestra CCL-110, que se ve enriquecida en la comparativa general, pero no con una diferencia tan marcada.

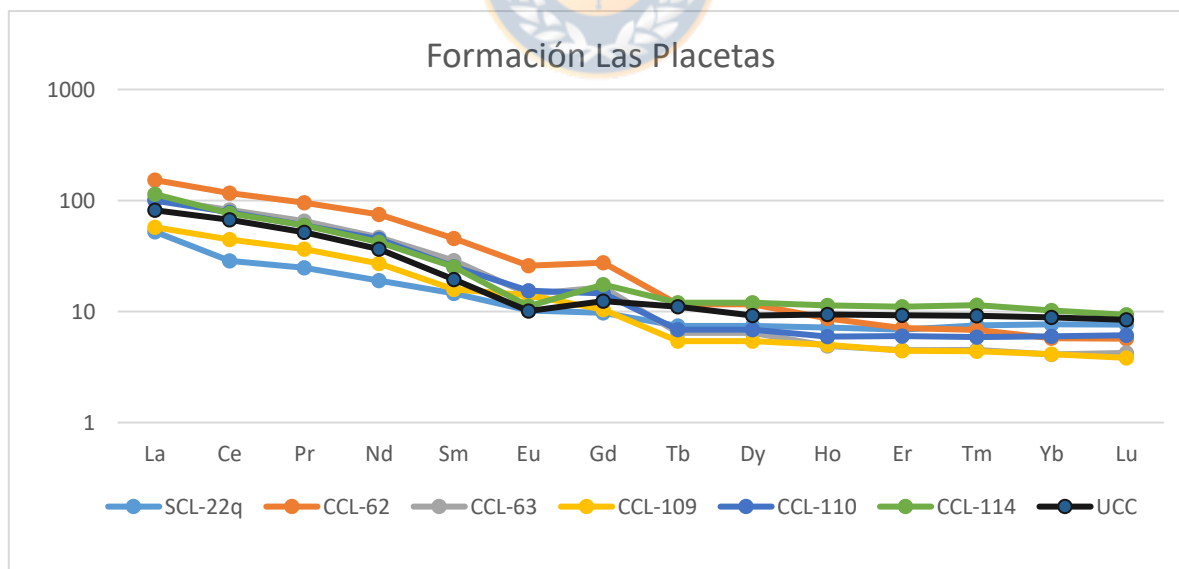


Figura 5.10: Valores de tierras raras de la Formación Las Placetas, normalizados según los parámetros de McLennan y Taylor (1985) para el condrito. Se añade comparativa con corteza superior continental (línea negra).

Volviendo a la generalidad en estas muestras, los patrones dan cuenta de un enriquecimiento marcado de las llamadas tierras raras livianas (LREE) con una tendencia a verse en una

pendiente negativa, cercana al patrón comparativo, con valores muy similares entre sí, sin una mayor desviación de la media. Así mismo, se observa una marcada disminución de la concentración de los elementos de estas muestras al acercarse al Eu; esta anomalía se halla marcada en la totalidad de las muestras, a excepción de la CCL-62, donde pese a evidenciar la misma tendencia a la baja en la concentración de las LREE, no presenta una anomalía tan marcada en el Eu, sino más bien un enriquecimiento mayor comparado a las demás muestras y a los valores de la UCC.

Finalmente, en el grupo de las denominadas HREE se observa una tendencia también similar entre las muestras, con patrones que se ven representados en una línea casi horizontal, paralelamente dispuesta con respecto al total y al valor estándar para la UCC. Solamente una muestra (CCL-62) presenta una leve tendencia negativa marcada por una pendiente que tiende a verse empobrecida con respecto a los valores del condrito conforme esta avanza hasta las tierras raras más pesadas

5.2.2 Complejo Metamórfico El Cepo

5.2.2.1 Óxidos Mayores

La siguiente agrupación de muestras (Tabla 5.11), correspondiente a la de mayor cantidad, se distribuye en afloramientos puntuales del Complejo Metamórfico El Cepo, donde la mayor parte se ubica en la zona central, siendo solo dos muestras puntuales (RCM-098 Y PRV-041q) representativas de los extremos norte y sur, respectivamente.

Tabla 5.11: Valores, en porcentaje, para óxidos mayores en el Complejo Metamórfico El Cepo.

	GUR-35Aq	GUR-43q	GUR-49q	GUR-148q	GUR-216q	GUR-218q
SiO ₂ (%)	76.41	59.11	60.71	64.40	61.61	68.14
Al ₂ O ₃ (%)	11.51	21.96	21.09	17.50	20.65	16.92
TiO ₂ (%)	0.54	0.95	0.92	0.71	0.95	0.76
Fe ₂ O ₃ (%)	4.11	7.27	6.28	6.65	6.83	5.31
MnO (%)	0.03	0.04	0.05	0.07	0.05	0.04
MgO (%)	1.54	1.87	2.32	2.02	1.91	1.25
CaO (%)	0.38	0.25	0.13	1.11	0.43	0.43
Na ₂ O (%)	1.82	1.18	0.96	0.96	1.35	1.86
K ₂ O (%)	1.52	4.37	4.29	4.19	3.53	3.42
P ₂ O ₅ (%)	0.31	0.20	0.07	0.10	0.21	0.12
	GUR-248q	GUM-14aq	PRV-041q	RCM-073q	RCM-098q	Promedio (%)
SiO ₂ (%)	54.50	78.63	54.78	61.11	79.39	65.35

Al ₂ O ₃ (%)	22.51	10.20	25.48	19.04	10.34	17.93
TiO ₂ (%)	0.80	0.50	0.89	1.02	0.38	0.76
Fe ₂ O ₃ (%)	9.14	3.72	7.24	6.99	3.38	6.08
MnO (%)	0.04	0.05	1.55	0.05	0.05	0.18
MgO (%)	2.74	0.99	0.61	1.85	0.95	1.64
CaO (%)	0.55	1.26	0.02	0.42	0.15	0.47
Na ₂ O (%)	0.75	1.67	1.55	1.23	1.34	1.33
K ₂ O (%)	4.70	1.77	5.44	4.23	2.13	3.60
P ₂ O ₅ (%)	0.29	0.09	0.05	0.17	0.08	0.15

Nuevamente *a priori* la tendencia da cuenta de valores muy similares entre sí para la totalidad de las muestras en cuanto a mantenerse estos muy cerca de las cifras estipuladas para la corteza superior continental. Considerando el caso del SiO₂, por ejemplo, se percibe un valor promedio entre las 11 muestras de 65,35%, muy cercano al valor dado por Taylor y McLennan (1985) como promedio para la UCC (63,16%). Se observa, sin embargo, una variación en los porcentajes extremos, estando estos representados por las muestras GUR-248q con un 54,50% y el máximo por la GUM-14aq con un 78,63%. Esta última muestra, además, presenta el valor mínimo en Al₂O₃ (10,20%), mientras que el valor superior para el mismo óxido lo presenta la muestra PRV-041q (25,48%).

Al igual que en el caso del SiO₂ los valores extremos se encuentran alejados en su mayoría del promedio (17,93%) valor muy cercano al descrito para la UCC. En el caso del TiO₂ se calcula un promedio de 0,76% entre las muestras, presentando extremos mucho más próximos a este valor; 1,02% en la muestra RCM-073q y 0,38% en la muestra RCM-098q. Esta última muestra también presenta el valor mínimo en contenido de Fe₂O₃ con un 3,38% del total, mientras que el valor superior lo representa la muestra GUR-248q, con un 9,14%. La media aritmética para este óxido, en tanto, está marcada a un valor de 6,08%. Para el MnO se presenta una tendencia a presentar concentraciones muy bajas de este óxido, siendo la menor de solo un 0,03% en la muestra GUR-35aq, siendo las demás muy próximas entre sí y al promedio (0,18%). Sin embargo, se observa una muestra (GUR-248q) con un marcado enriquecimiento en este óxido con un porcentaje de 1,55%. El siguiente óxido, MgO, presenta un promedio de 1,64%, con los valores máximos y mínimos representados en las muestras GUR-248q y PRV-041q, siendo 2,74% y 0,61% respectivamente los valores de estos óxidos en estas. El CaO se ve empobrecido con respecto al valor promedio en la corteza superior continental (0,47% vs 4,19%) observándose la mayor concentración en la muestra GUM-

14aq (1,26%) mientras que el menor valor lo presenta la muestra PRV-041q. En esta última también se describe la mayor concentración de K_2O (5,44%) mientras que la mínima está presente en la muestra GUR-35aq (1,52%) comportándose el resto de las muestras con cifras muy cercanas al promedio de estas (3,60%).

En el caso del Na_2O , los valores máximos y mínimos están presentes en las muestras GUR-218q (1,86%) y GUR-248q (0,75%), respectivamente, presentando este óxido un valor ponderado de 1,33%. Finalmente, en el caso del P_2O_5 se describe una media aritmética de 0,15% entre las 11 muestras sin grandes variaciones entre estas con respecto a dicho valor.

5.2.2.2 Elementos Trazas

Los resultados del análisis de las muestras del Complejo Metamórfico El Cepo, normalizadas al valor de la UCC (Taylor y McLennan, 1985), se condicen con una tendencia general a mantener parte de los valores descritos cercanos al promedio de la corteza superior continental, salvo excepciones en ciertos elementos trazas (Figura 5.11)

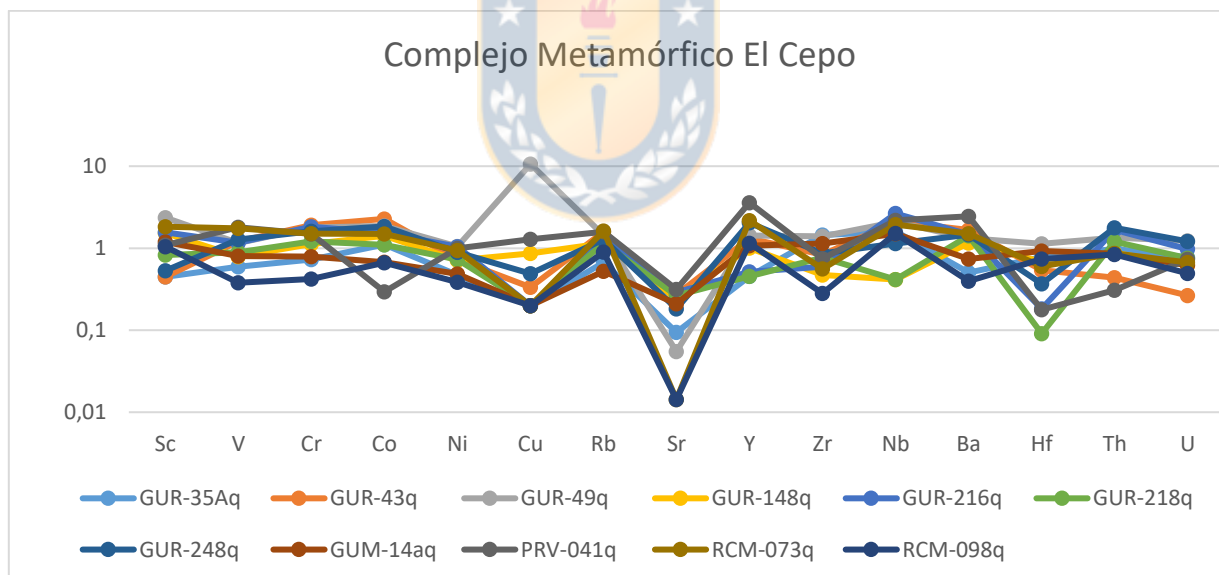


Figura 5.11: Valores de elementos trazas del Complejo Metamórfico El Cepo, normalizados según los parámetros de McLennan y Taylor (1985) para la Corteza Superior Continental (UCC).

La primera subagrupación dentro de estos elementos, los metales de transición (Co, Ni, Cr, Cu y V), como ya se mencionó, presentan valores cercanos a los fijados para la UCC, viéndose reflejado en 4 de estos elementos valores ponderados a 1 entre estas muestras y dicho patrón comparativo. La excepción la presenta el Ni, con un leve empobrecimiento; esto

se debe a que 10 de las 11 muestras reflejan valores menores al de la medida comparativa. Otra particularidad en este grupo de elementos se presenta en la cantidad de Cu presente en estos, ya que si bien el promedio da cuenta de un leve enriquecimiento, 6 de las 11 muestras presentan cantidades apenas sobre el límite de detección (<5 ppm) mientras que la muestra GUR-49q presenta una cantidad en un orden de magnitud mayor a la usual.

En el caso de los elementos caracterizados por presentar una mayor movilidad (Rb, Ba, Sr y U), se observa, por un lado, una tendencia en el Rb y Ba a contener cantidades similares entre las muestras analizadas y la corteza superior continental, con ponderados que hablan de un muy leve enriquecimiento en estos elementos. Lo opuesto es observado en el Sr, donde se manifiesta un marcado empobrecimiento en este elemento, con valores en algunas muestras (GUR-49q y RCM-073q) que dan cuenta de hasta una disminución en 2 órdenes de magnitud en la concentración. Finalmente, en el caso del U también la tendencia es hacia contener una menor proporción de este elemento comparativamente, con solo dos muestras viéndose levemente enriquecidas en él (GUR-49q y GUR-248q).

Por último, los elementos con una marcada inmovilidad (Y, Zr, Nb, Hf y Th) presentan diferencias marcadas en sus patrones de concentración. Por ejemplo, en el caso del Nb y en menor proporción el Y, se observa un leve enriquecimiento con respecto a la UCC, presentándose valores altos, en el caso del Nb en 9 muestras, viéndose levemente empobrecidas las dos restantes (GUR-148q y GUR-218q). Para el Y la tendencia de las muestras presenta valores más próximos entre sí y con respecto a la media ponderada para este elemento. Para el Zr y Hf, en cambio, se presenta un empobrecimiento en la comparativa con la UCC, siendo esta más marcada en el caso del Hf, con solo una muestra (GUR 49q) con una leve tendencia a verse enriquecida en este elemento. Finalmente, el Th presenta un promedio en contenido con un valor muy similar al de la UCC (factor 1,013), existiendo valores por sobre y bajo este rango, pero con una dispersión notoriamente menor.

5.2.2.3 Tierras Raras

Los valores elementales de tierras raras, normalizadas al condrito (Taylor y McLennan, 1985) son presentados en la Figura 5.12. Como es posible de distinguir según el gráfico expuesto, las cantidades de elementos del grupo de las tierras raras, normalizados al condrito, en las muestras del Complejo Metamórfico El Cepo tienden a comportarse de una forma similar,

manteniendo un paralelismo entre sí y presentando valores similares a los descritos para la UCC, salvo marcadas excepciones. Una de estas, viene dada por la muestra GUR-148q, que presenta un empobrecimiento marcado con respecto a la concentración elemental en todo el grupo de las tierras raras, lo que se manifiesta como una tendencia aplanada, interrumpida por una anomalía del Eu más presente

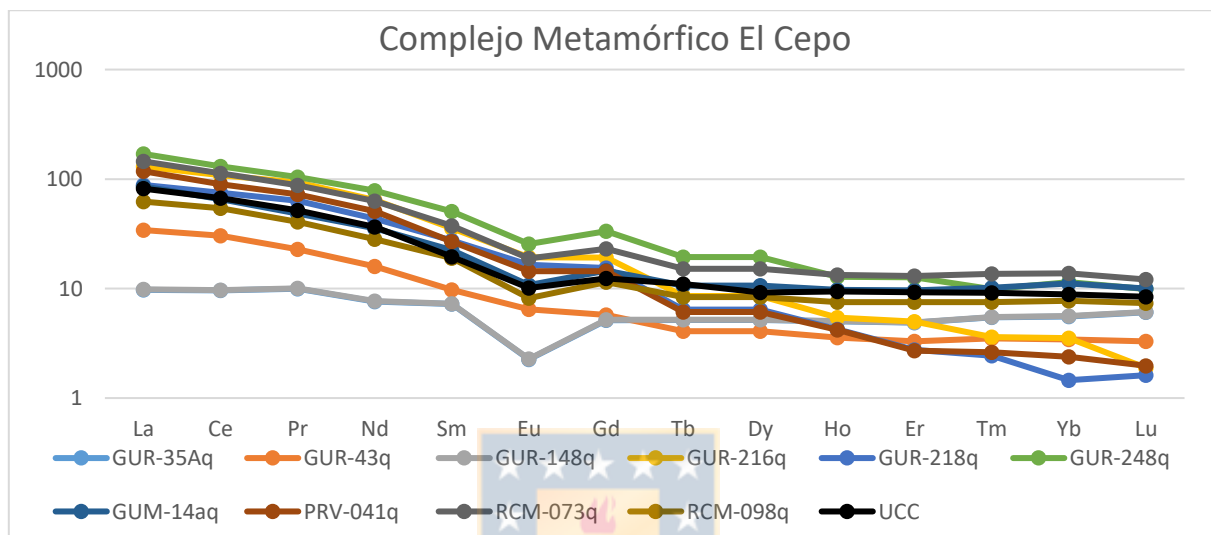


Figura 5.12: Valores de tierras raras del Complejo Metamórfico El Cepo, normalizados según los parámetros de McLennan y Taylor (1985) para el condrito. Se añade comparativa con corteza superior continental (línea negra).

Entre la subagrupación de las denominadas tierras raras livianas (LREE), el patrón resultante presenta un marcado paralelismo entre sí, con una clara tendencia a un enriquecimiento desde el La, que progresivamente va disminuyendo, manifestado en una pendiente negativa hasta el Eu. Es en este elemento donde, salvo la ya mencionada marcada anomalía de la muestra GUR-148q, todas las muestras presentan también una disminución en la cantidad presente de este elemento.

En la generalidad, los patrones de tierras raras pesadas (HREE) de las muestras del Complejo Metamórfico El Cepo se presentan de una forma linealmente plana, manteniéndose, en casi la totalidad de los casos en valores muy similares a los descritos para la UCC en este subgrupo de elementos. Cabe mencionar, la presencia de dos muestras (GUR-216q y GUR-218q) cuyo patrón presenta una clara disminución conforme se avanza hasta el Lu, con una pendiente disímil a la mayoría de las muestras, y a la de la UCC, que más bien se asume con una forma negativa.

5.2.3 Formación Hurtado

5.2.3.1 Óxidos Mayores

Los valores para la concentración porcentual de óxidos mayores, nuevamente están caracterizados por presentar cifras similares a las descritas para la UCC (McLennan y Taylor, 1985) siendo desglosados a continuación (Tabla 5.12)

Tabla 5.12: Valores, en porcentaje, para óxidos mayores en la Formación Hurtado

	PRV-133	PFC-036	PFC-037	PFC-042	PFC-264	Promedio (%)
SiO ₂ (%)	68.14	58.67	66.92	62.14	60.16	63.20
Al ₂ O ₃ (%)	13.64	19.67	15.89	18.38	19.20	17.36
TiO ₂ (%)	0.87	0.84	0.69	0.83	0.94	0.83
Fe ₂ O ₃ (%)	5.88	8.05	5.31	7.06	6.99	6.66
MnO (%)	0.07	0.11	0.08	0.04	0.06	0.07
MgO (%)	3.20	2.81	2.51	2.82	2.22	2.71
CaO (%)	0.72	0.37	0.53	0.07	0.23	0.38
Na ₂ O (%)	1.85	0.77	1.92	1.06	0.75	1.27
K ₂ O (%)	2.27	4.64	3.57	3.50	4.90	3.77
P ₂ O ₅ (%)	0.15	0.17	0.12	0.16	0.18	0.16

Comenzando con el contenido de SiO₂ que si bien presenta un promedio de 63,20% del total entre las muestras, estas presentan variaciones extremas representadas por las muestras PRV-133 (68,14%) y PFC-036 (58,67%). La tendencia entre estas muestras se invierte al considerar el contenido en Al₂O₃ en ellas, con un valor promedio de 17,36 % donde el extremo inferior lo presenta la muestra PRV-133, con un 13,64% de contenido en dicho óxido. La presencia de Fe₂O₃, y TiO₂ entre las muestras también presenta valores muy similares entre sí, con extremos muy cercanos al promedio entre las 5 muestras, con valores de 6,66% y 0,83%, respectivamente. Misma afinidad se presenta entre los óxidos MnO y MgO, con ponderados de 0,07% y 2,71%, valores muy próximos al contenido promedio de la UCC, siendo también los valores entre las muestras muy próximos entre sí. Continuando con el desglose, se ve una tendencia particular en las muestras a verse notoriamente empobrecidas en el contenido de CaO con respecto a los valores de la UCC; la media aritmética entre las muestras resulta de 0,38% muy por debajo del 4,19% promedio en contenido en la corteza superior continental. Misma relación de empobrecimiento es observada en el Na₂O al comparar el promedio entre la corteza continental y las muestras objeto de este estudio (3,89% vs 1,27%), observándose valores cercanos entre las muestras.

Finalmente, los contenidos de P_2O_5 y K_2O entre las muestras presentan tenores muy similares a los presentes en la UCC, con valores muy cercanos entre estas, promediando 0,16% en el caso del P_2O_5 y 3,77% para el K_2O .

5.2.3.2 Elementos Trazas

En la generalidad, los valores ponderados de las 5 muestras de la Formación Hurtado muestran una tendencia a comportarse de forma similar entre sí, como se grafica en la Figura 5.13, viéndose en algunos casos particulares levemente empobrecidos algunos elementos en la comparativa con la corteza superior continental.

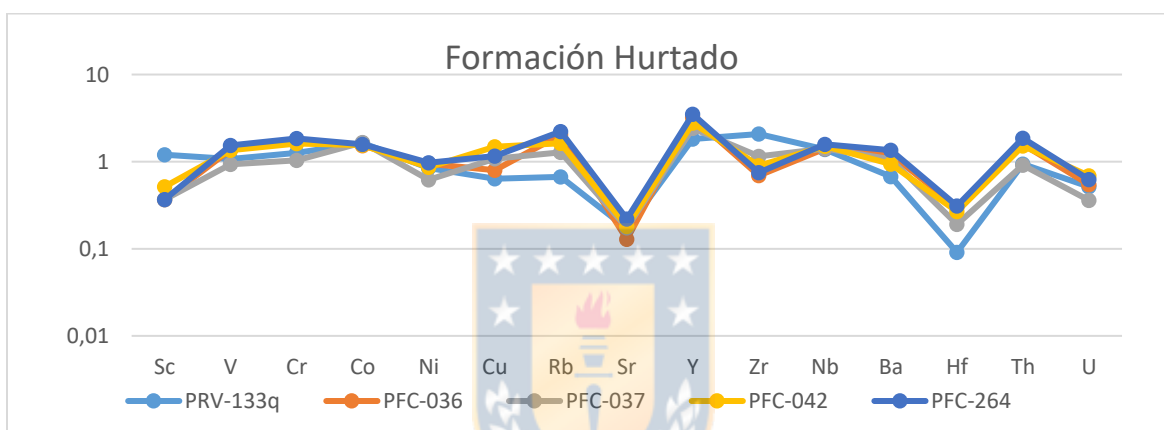


Figura 5.13: Valores de elementos trazas de la Formación Hurtado, normalizados según los parámetros de McLennan y Taylor (1985) para la Corteza Superior Continental (UCC).

Los metales de transición presentes en este grupo (Co, Ni, Cr, Cu y V), en general, presentan un gran paralelismo entre sí como se observa a partir de pendientes similares y con proximidad evidente entre sí. Destacan el caso del Cr y Co, con valores que dan cuenta de un leve enriquecimiento en cada una de las muestras con respecto a lo considerado para la UCC. Caso contrario es observado para el Ni, elemento que se ve levemente empobrecido en estas muestras comparadas al mismo patrón. Finalmente, en el caso del Cu se observa una leve disimilitud; si bien el ponderado resulta muy cercano a 1 (1,03) lo que se condice con esta tendencia ya descrita a parecer valores similares, si se observan diferencias entre las muestras, particularmente un leve enriquecimiento en la PFC-042 en contraste a un leve empobrecimiento en la PRV-133q.

Los elemento con mayor movilidad de este grupo (Rb, Ba, Sr y U) en general, presentan un comportamiento similar entre sí, mostrando diferencias composicionales marcadas con

respecto a la UCC. En el caso del Rb y Ba, se presentan levemente enriquecidas en promedio con respecto al patrón comparativo, mas se presenta un muy leve empobrecimiento en una muestra particular (PRV-133q). Un elemento que muestra cantidades considerablemente menores con respecto a la UCC es el Sr, el cual se ve disminuido en casi un orden completo de magnitud en todos los elementos, marcado en un *peak* negativo entre las muestras. Finalmente el U también presenta cifras que destacan un leve empobrecimiento en este elemento con respecto al patrón comparativo.

Finalmente, los elementos inmóviles (Y, Zr, Nb, Hf y Th) se comportan de forma similar entre sí, difiriendo en los valores de la corteza superior continental en algunos casos. Tal es el caso del Y, y en menor medida el Nb, los cuales se presentan en la totalidad de las muestras con concentraciones superiores a las descritas para la UCC. En el caso del Zr, en tanto, se observan comparativas desde levemente empobrecidas a enriquecidas notoriamente en este elemento, como es el caso de la muestra PRV-133q. Un comportamiento similar lo presenta el Th, elemento que se ve levemente enriquecido en la generalidad con respecto a la corteza superior. Finalmente, las cantidades de Hf presentes en estas muestras dan cuenta de una presencia notoriamente menor de estos elementos con respecto a la UCC, lo que se refleja en un *peak* negativo en la comparativa con el valor patrón.

5.2.3.3 Tierras Raras

Como es posible de precisar observando la gráfica de los valores para tierras raras, normalizados al condrito, para la totalidad de las muestras de la Formación Hurtado (Figura 5.14) se observa una similitud tanto en el comportamiento entre las muestras como en lo respectivo a la comparativa con el patrón de la UCC.

Para el grupo de las denominadas tierras raras livianas, se observa una tendencia, al igual que para la UCC, de verse enriquecida con tenores levemente superiores entre las muestras objeto de este estudio y el patrón comparativo. Esta tendencia a presentar un mayor contenido en estos elementos se ve manifiesta en la forma de una marcada pendiente negativa, abarcando desde el La, elemento con mayor nivel de enriquecimiento hasta el Sm.

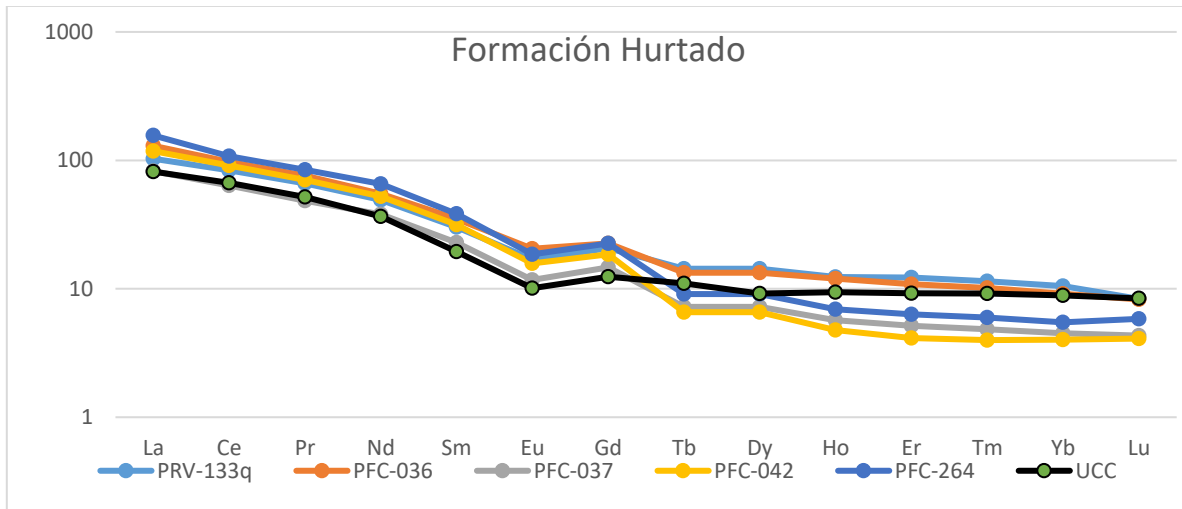


Figura 5.14: Valores de tierras raras para la Formación Hurtado, normalizados según los parámetros de McLennan y Taylor (1985) para el condrito. Se añade comparativa con corteza superior continental (línea negra).

Otra característica común entre las muestras es una marcada anomalía del Eu, la cual se ve presente con valores similares entre las muestras, aun cuando se observa gráficamente una cantidad levemente mayor de este elemento a la comparativa existente con la UCC.

Finalmente, la disposición gráfica del grupo de las tierras raras livianas (HREE) presenta nuevamente una tendencia general a comportarse de forma similar, con pendientes horizontales y que dan cuenta en algunos casos de un leve empobrecimiento en estos elementos (PFC-042). Sin embargo, los valores siguen siendo muy próximos entre sí, con un promedio muy similar al valor normalizado al condrito de la UCC.

6. Discusión

6.1 Caracterización litogeoquímica y proveniencia

Como ya fue mencionado en capítulos anteriores, las concentraciones de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras pueden aportar información valiosa conducente a interpretar diversas características tanto de la roca que se está evaluando, como del protolito que conformó a estas, en el caso de rocas sedimentarias y metamórficas. La interpretación de la geoquímica permite dilucidar, así mismo, el origen más afín para este protolito, entregando también datos del grado de meteorización y transporte al que ha estado sujeto.

En primer lugar, para la caracterización litogeoquímica de las muestras se utilizó la clasificación propuesta por Herrón (1988), y que a grandes rasgos puede cotejar gráficamente el grado de madurez mineralógica y textural, según la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ con respecto a la estabilidad de los minerales presentes, evaluada por la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (Figura 6.1.)

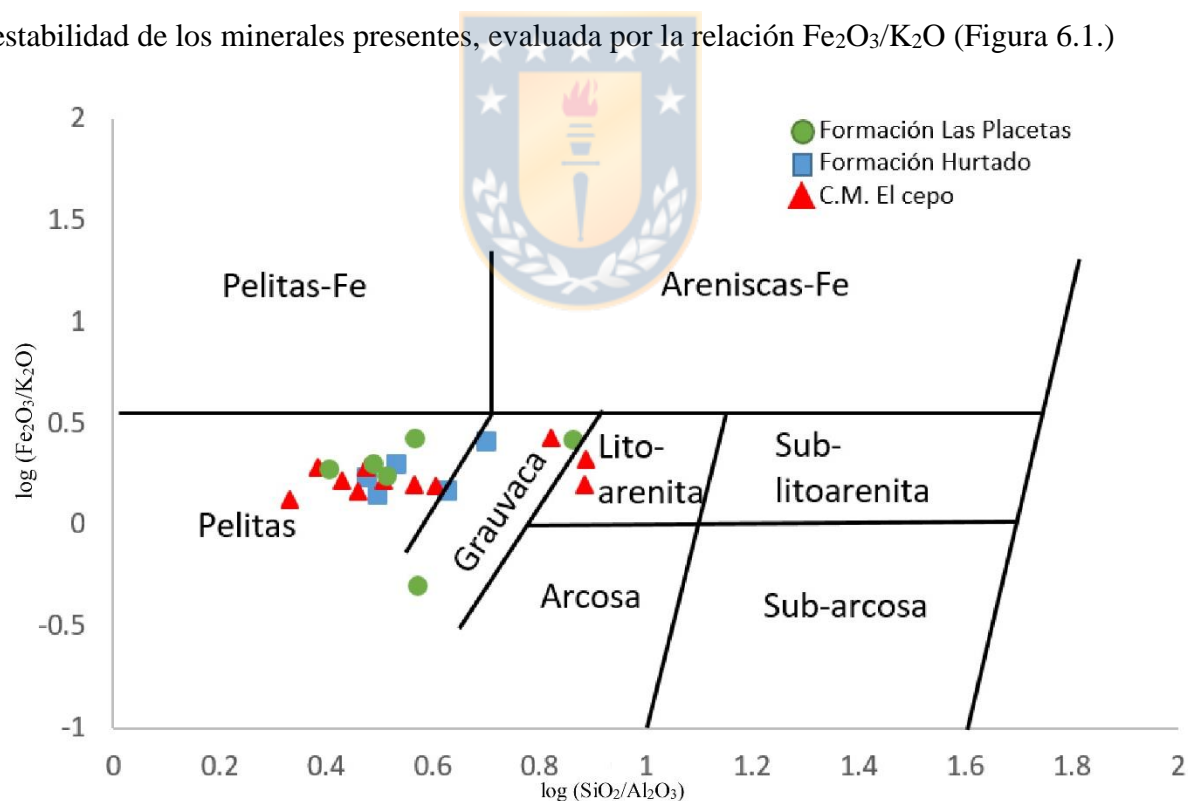


Figura 6.1. Diagrama de Herrón (1988) para clasificación litogeoquímica de rocas sedimentarias aplicadas a las muestras de este estudio.

Como es posible de apreciar en la figura 6.1, se presenta una prevalencia a 3 grupos o sectores dentro del gráfico de clasificación; por un lado una tendencia mayoritaria al grupo de las

pelitas, y en una menor proporción, muestras pertenecientes al campo de las grauvas y litoarenitas. Porcentualmente, se distribuyen como 64% pelitas, 18% grauvas y 18% litoarenitas. Así mismo, a partir de la baja cantidad de CaO presente (<5% del total) las rocas son clasificadas como no calcáreas, no presentando variación en el tercer eje, no visible en el gráfico.

Así mismo, visualmente se reconoce una mayor variabilidad en la horizontal, es decir en la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, mientras que la relación representada por la razón entre $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ daría cuenta de una cierta estabilidad mineralógica dentro de las litologías a partir de valores muy próximos entre sí para la totalidad de las muestras, a excepción de una correspondiente a la Formación Las Placetas, que presenta un valor negativo. Esto último, puede ser debido a una removilización de elementos producto de procesos de metasomatismo a los que probablemente haya estado expuesta la roca, correspondiente a una córnea según clasificación de muestra de mano.

Texturalmente, se observa una correlación entre algunas de las unidades, particularmente la Formación Hurtado y parte de las muestras del Complejo Metamórfico El Cepo, donde la clasificación propuesta por Herrón (1988) calza con la descrita en muestras de mano en lo respectivo a la textura. Sin embargo, esta correlación no es representativa en Formación Las Placetas, donde pese a estar clasificadas en muestra de mano como arenitas, el gráfico de discriminación litogeoquímica les categoriza en el campo de las lutitas; esto último puede ser debido a una alta presencia de matriz dentro de estas muestras, lo que también se sustenta por la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$.

Otra información extraíble a partir del análisis de los resultados respectivos a la geoquímica de estas rocas, tiene relación con el poder asociar fuentes que hayan surtido de los sedimentos que posteriormente se transformaron en las litologías que son objeto de este estudio; nuevamente, las concentraciones de ciertos elementos, como el La, Th, Hf, U, Zr y Sc, presentes en rocas de origen detrítico reflejan de forma fidedigna las cantidades iniciales de estos en la roca parental y por tanto pueden ser cotejadas con tipos litológicos específicos que reflejen directamente estas concentraciones o relaciones elementales (Bhatia, 1983; Floyd y Leveridge 1987; McLennan y otros 1993)

El diagrama de Leveridge y Floyd (1987) utiliza como variables las concentraciones de Hf, en el eje horizontal, y la razón entre La/Th en el vertical (Figura 6.2), exclusivamente en areniscas. para discriminar cuatro campos: rocas toleíticas de arco oceánico, rocas andesíticas de arco, rocas ácidas de arco y rocas de margen pasivo.

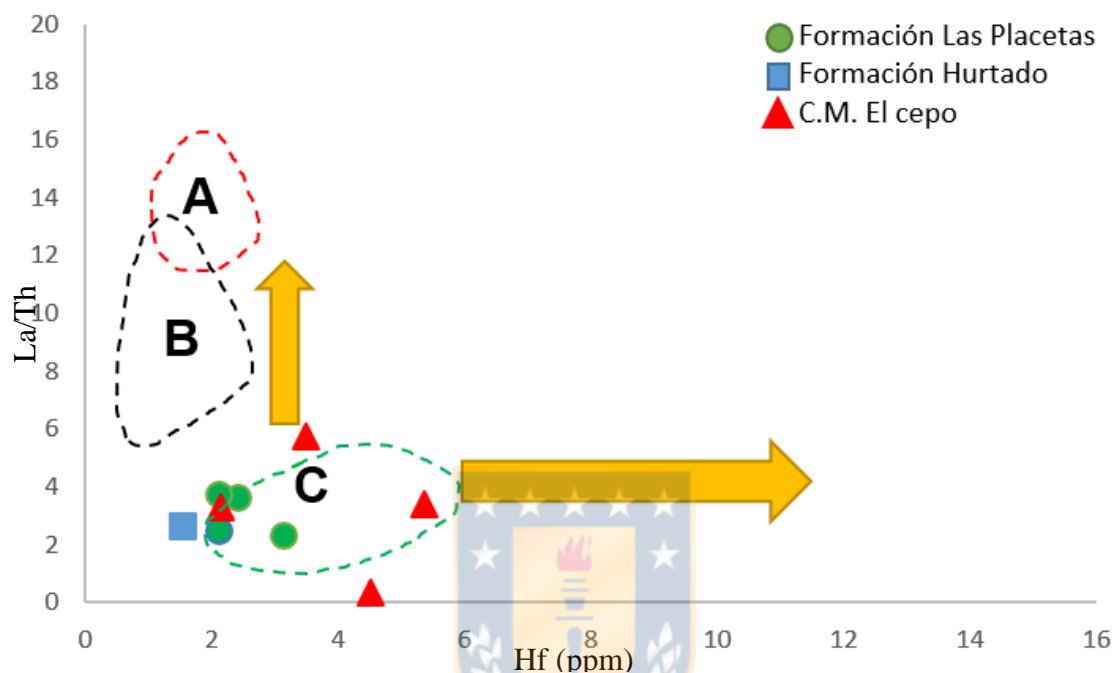


Figura 6.2: Diagrama de discriminación composicional y de fuente propuesto por Floyd y Leveridge (1987). El campo **A** corresponde a una fuente toleítica de arco de isla oceánico, **B** está definido para fuentes de arcos andesíticos y **C** se asocia a una fuente arco ácido. Hacia la derecha (flecha amarilla) los autores definen un aumento en el componente de reciclaje sedimentario, mientras que la flecha hacia arriba indicaría una asociación a fuentes máficas.

Pese a que los campos que los autores definieron no poseen límites establecidos mediante fórmulas, puede ser inferida una tendencia generalizada para las muestras de las 3 unidades. Esta daría cuenta, primero, de una relativa proximidad entre los valores de las dos variables para las muestras, independiente de la unidad a la que pertenecen, lo que podría indicar una fuente similar entre las distintas unidades. Adicionalmente, las razones de La/Th (promedio de 3,046) y los valores de Hf (promedio de 2,983), darían cuenta de una afinidad mayoritaria con fuentes de arco ácido, con una menor componente en fuentes asociables a un margen pasivo.

Otras utilidades gráficas que pueden entregar información sobre la fuente del protolito de rocas sedimentarias a partir de la utilización de los datos de concentraciones elementales,

puede hallarse en los gráficos propuestos por McLennan y otros (1993). El primero de ellos, compara las razones de Zr/Sc vs Th/Sc, donde la razón Zr/Sc, correspondiente al eje de las abscisas, permite inferir el grado de reciclado al que estuvo sujeto el protolito, al verse enriquecida dicha razón en circonio, elemento incompatible que se ve incrementado composicionalmente a partir de la presencia de circones de origen detrítico (McLennan y otros, 1993). En el eje de las ordenadas, en tanto, se representa la razón entre Th/Sc; el primer elemento, altamente incompatible, se ve enriquecido a partir de procesos diferenciadores, por lo que valores elevados de esta razón son propios de un protolito que cristalizó desde un magma que ha pasado por dichos procesos (Figura 6.3). Cabe destacar que el autor propuso esta metodología estudiando arenitas de origen turbidítico, por lo que a la hora de utilizar este método en las muestras de este estudio, existió una preselección de las muestras que cumplían con esta clasificación a las más idóneas según granulometría, en este caso, correspondientes a arenitas.

El segundo gráfico propuesto por McLennan y otros (1993), compara los valores de las concentraciones de Th en el eje X, mientras que en el eje de las ordenadas sitúa el valor de la razón entre Th/U. El autor, estudiando lutitas de origen turbidítico, encontró una relación entre el grado de reciclaje sedimentario al que estuvo sujeto el protolito, comparándolo además con el origen del mismo; asume valores menores a 3,8 para la razón Th/U como propios de un protolito que cristalizó asociado a un manto empobrecido, en comparación a otro origen que representa uno con un mayor grado de diferenciación por sobre dichos valores. Nuevamente, cabe mencionar que los datos utilizados para poder representar a estas unidades según este gráfico, corresponden a la granulometría definida por el autor.

En la figura 6.3, se grafican los resultados para 9 muestras de las distintas unidades estudiadas (1 Fm. Hurtado, 4 Fm. Las Placetas y 4 C.M. El Cepo). La primera inferencia observable directamente desde el gráfico, es la tendencia general a presentar valores que se condicen más con un origen diferenciado del protolito por sobre uno que denote a una cristalización directa de este desde un manto empobrecido. En segundo lugar, a partir de la proximidad entre las muestras es posible generar dos agrupaciones diferentes en la figura; una de 4 muestras, predominantemente del C.M. El Cepo, que presentan valores por sobre el límite definido por McLennan y otros (1993) para un origen “enriquecido” del protolito, mientras

que la segunda subagrupación, mayoritariamente de la Fm. Las Placetas, daría cuenta de un grado mayor de reciclaje en la corteza superior de la roca fuente, también con un grado de diferenciación elevado.

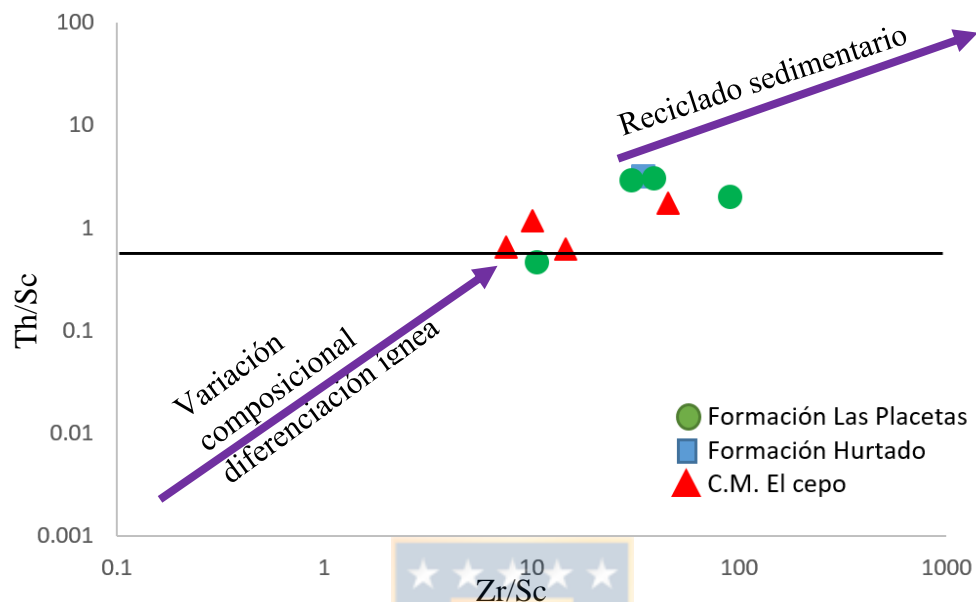


Figura 6.3: Diagrama discriminador de proveniencia, según las razones de Zr/Sc y Th/Sc propuesto por McLennan y otros (1993) para areniscas.

A la hora de graficar las concentraciones elementales de Th y U según lo propuesto por McLennan y otros (1993) para definir origen probable de rocas fuentes en lutitas, se encontró que 7 muestras de las unidades Fm. Las Placetas y C.M. El Cepo cumplían con el criterio textural para la aplicabilidad de este gráfico, por lo que fueron seleccionados. (Figura 6.4).

Del análisis de la siguiente figura, puede distinguirse a simple vista una predominancia en un origen diferenciado de la roca fuente de las unidades ya mencionadas, con solo una muestra que no se ajusta a dichos valores. Según lo definido por McLennan y otros (1993) los valores que se observan indicarían una predominancia de una fuente asociada a la corteza superior continental, misma observación obtenida con anterioridad según el gráfico discriminador. Finalmente, cabe mencionar que el mismo autor menciona que valores $Th/U < 3,8$ en lutitas darían cuenta de un grado importante de reciclaje sedimentario y meteorización para la roca fuente, lo que estaría también indicado en estas muestras, cuyo promedio supera con creces dicho valor ($Th/U = 7,687$)

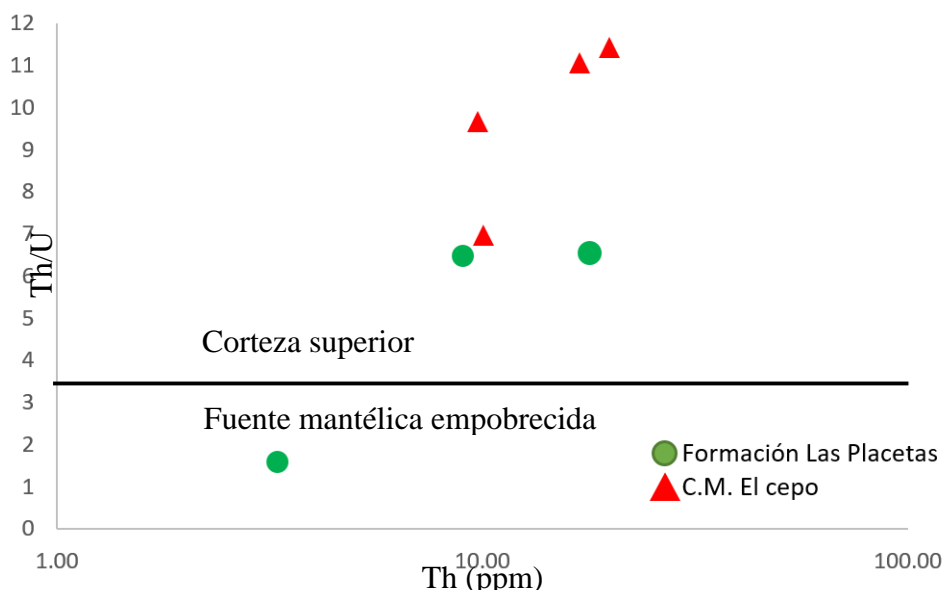


Figura 6.4: Diagrama discriminador de proveniencia, según la concentración de Th (ppm) y la razón de Th/U propuesto por McLennan y otros (1993) para lutitas. Sobre la línea divisoria de color negro, se asocia un mayor grado de reciclaje del protolito

Adicionalmente, es posible también inferir sobre los protolitos de estas unidades, analizando parte de los patrones gráficos generados a partir de la concentración de ciertos elementos. En particular, los patrones de elementos pertenecientes al grupo de las tierras raras, por ejemplo, han sido analizados por distintos autores (McLennan y otros, 1983; Bhatia y Crook, 1986; McLennan y otros, 1993) con el fin de encontrar afinidades entre rocas sedimentarias y fuentes probables. Esto último, ha sido reconocido a partir de características intrínsecas de estos, como lo son por ejemplo su baja movilidad, lo que les confiere la capacidad de reflejar de manera directa concentraciones de estos elementos propias de las rocas fuentes, y por tanto también dar luces del protolito.

A partir de la interpretación de los diagramas *spider* presentados en el capítulo anterior, es posible, en primer lugar, encontrar patrones de comportamiento muy similares entre sí, para la totalidad de las muestras objeto de este estudio. Estas características similares corresponden a un enriquecimiento leve a moderado en el grupo denominado de las tierras raras livianas (LREE), correspondientes al grupo de elementos entre el Lantano y Europio, unido a un empobrecimiento marcado de Europio, denotado con valores $Eu/Eu^* < 1$, y finalmente, patrones similares en el grupo de las tierras raras pesadas (HREE), elementos agrupados entre el Gadolinio y Lutecio, que exhiben tendencias similares y que se aprecia

como una a una tendencia “plana” o muy similar entre los valores de este subgrupo de elementos, evidenciándose como una línea recta paralela al eje x.

Lo anteriormente descrito resulta muy similar a lo que se reconoce para rocas ígneas de composición intermedia a félsica, en cuanto a la forma de los patrones de distribución de las concentraciones de tierras raras según diagramas *spider* (Cullers, 1995). Aún más, es posible unir directamente las inferencias recientemente hechas con lo que los gráficos expuestos en esta misma sección indicaron preliminarmente; probablemente, la fuente del protolito de las rocas objeto de estudio correspondería a rocas cuyo origen más probable estaría asociado a fuentes ígneas con una composición intermedia a félsica, desde las cuales procesos posteriores las trasladaron hasta la zona donde se conformó la cuenca que contiene a las unidades estudiadas. Así mismo, los distintos diagramas discriminatorios se condicen con procesos de diferenciación magmática en la fuente primaria, con un cierto grado de reciclaje sedimentario en la corteza superior, probablemente continental. Finalmente, cabe mencionar que también es posible reconocer una heterogeneidad litológica entre las probables fuentes de estas unidades, siendo esta perceptible en pequeñas variaciones dentro de las concentraciones elementales descritas en el capítulo anterior, pero que también se resaltan a partir de las distintas edades de los circones hallados en las unidades, lo que será abordado en el capítulo siguiente.

6.2 Proveniencia de circones detríticos

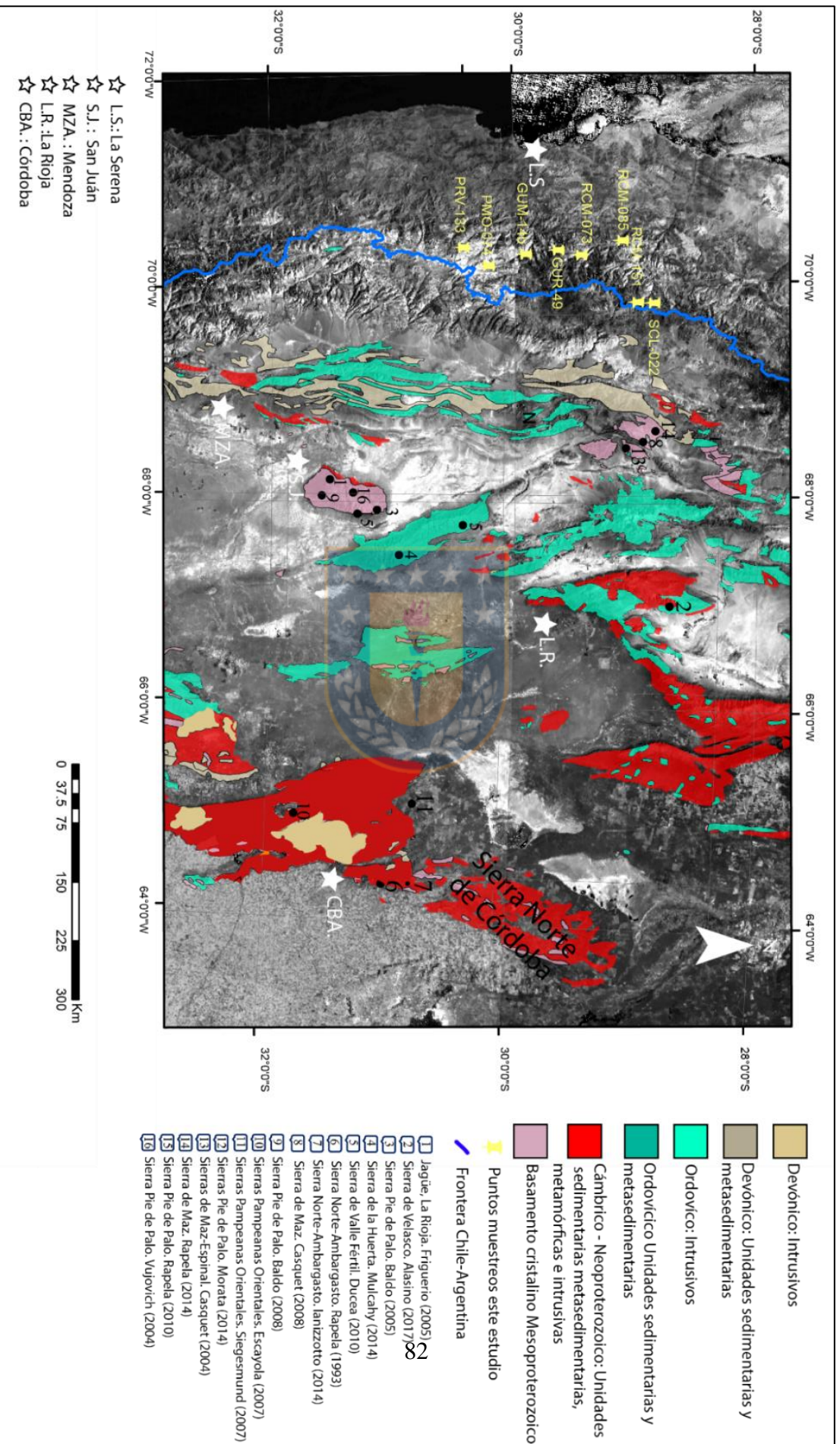
Al desglosar el resultado de las distintas edades de los análisis U-Pb en circones, resulta posible establecer un nexo entre probables fuentes de éstos a partir de afinidades en las edades de cristalización. Lo anterior, considerando el origen preferentemente ígneo previamente descrito, realizando una comparación con rocas que podrían haber sido contenedoras de estos circones en su génesis, los que posteriormente fueron erodados, retrabajados, transportados y depositados en las cuencas, en conjunto con los sedimentos que formaron el protolito de estas rocas metasedimentarias. Además, es posible reconocer edades de poblaciones cuyas fuentes, a partir de la gran distancia geográfica que presentan, podrían interpretarse a partir de procesos mayores de removilización por lo que su origen se relacionaría a un retrabajo de cobertura sedimentaria previamente consolidada. A continuación, se mencionarán algunas posibles fuentes y sus respectivos criterios, las que resaltan como probables a partir de

afinidades presentes. Así mismo, se presenta una figura en modo de resumen (Figura 6.5) con la localización de las unidades que se mencionarán y las citas correspondientes.

La edad más joven de una agrupación de circones dentro del total de las muestras objeto de este estudio, resulta ser un *peak* de 380 Ma. presente en una de las muestras (RCM-151d) de 14 circones detríticos coincidentes a esta edad. No son reconocidas fuentes primarias de dicha edad en las proximidades del área de estudio, pero sí tras la divisoria de aguas, en la provincia de La Rioja, Argentina. En la zona precordillerana de Jagüe, aflora el denominado granito Potrerillos ($68^{\circ} 30' - 28^{\circ} 27'S$, donde Frigerio y otros (2012) obtuvieron una edad de cristalización para circones de este granito de $374 \pm 9,4$ Ma., lo que en conjunto con la proximidad geográfica lo sitúa como fuente probable de estos circones, al ubicarse directamente al este de los afloramientos más septentrionales de la Formación Las Placetas.

La siguiente agrupación destacable de circones cuyas edades se solapan es *ca.* 448 Ma., *peak* presente solo en una muestra de la Formación Hurtado (PRV-133) y que posiblemente tenga su proveniencia o fuente en rocas pertenecientes al batolito que aflora en la denominada Sierra de Velasco ($66^{\circ} 89'S - 29^{\circ} 19'O$) en la provincia de La Rioja (Argentina). Este lugar presenta la particularidad de presentar pulsos magmáticos tardíos del ciclo u orógeno Famatiniano, dentro de los cuales se encuentra un plutón de composición granodiorítica, desde donde Bellos y otros (2015) obtuvieron una edad de $445 \pm 5,5$ Ma., para la cristalización del mismo. Dada la escasez de afloramientos que presenten edades similares, esta fuente podría haber surtido de los circones detríticos presentes en esta unidad.

El siguiente grupo de edades en común, presentes en 6 de 7 de las muestras analizadas, corresponde a *peaks* marcados y con distinto porcentaje del total, que son relacionables con el periodo central del orógeno Famatiniano, con agrupaciones marcadas entre los 466 y 472 Ma. como un subgrupo, y otro presente entre los 490 y 495 ma.



Rocas asociables a este orógeno se encuentran extensamente descritas y son comunes en la zona extrandina Argentina (i.e Ramos y otros 1999; Rapela y otros, 2001; Otamendi y otros, 2009)), en particular en las denominadas Sierras Pampeanas Occidentales. Las edades de emplazamiento del arco Famatiniano varían desde los 499 ± 5 y 465 ± 3 millones de años (Rapela y otros, 1998; Rapela y otros, 2001; Pankhurst y otros 2000). Rocas ígneas que probablemente corresponden a la fuente de los circones pertenecientes a las secuencias metasedimentarias del primer subgrupo (466 a 472 Ma.) se encuentran en la Sierra de Pie de Palo ($31^{\circ} 23' S - 67^{\circ} 57' O$) donde Baldo y otros (2005) informan edades de 470 ± 10 Ma., según la metodología U-Pb en un circón primario, perteneciente a un granito (Plutón El Indio).

Cabe mencionar que, según los autores, corresponde a uno de los registros más occidentales del magmatismo Famatiniano. Otros afloramientos, también en una posición oriental con respecto a las unidades objeto de este estudio, corresponden a las rocas presentes en Sierra de la Huerta ($31^{\circ} 09' S - 67^{\circ} 25' O$) y Sierra de Valle Fértil ($30^{\circ} 46' S - 67^{\circ} 36' O$), en la provincia de San Juan (Argentina). En la primera, Mulcahy y otros (2014) publicaron edades de entre 461 ± 5 y 471 ± 4 Ma. en ortogneisses, los cuales fueron interpretados como edades de cristalización del protolito magmático. En la Sierra de Valle Fértil, Ducea y otros (2010) describen edades de entre $477,4 \pm 7,1$ y $472,3 \pm 5,8$ Ma., en tonalitas para circones no heredados según método U-Pb y de $468,7 \pm 8,4$ y $470,3 \pm 7,7$ Ma. en granodioritas, según la misma metodología. Cabe mencionar, finalmente, que a partir de la gran extensión longitudinal que posee el denominado Arco Famatiniano (Herredia, 2016) , con edades similares a las descritas, existe mayor cantidad de posibles fuentes plutónicas que potencialmente suministraron material a las rocas metasedimentarias objeto de estudio.

La siguiente agrupación, con solo representantes en muestras del Complejo Metamórfico El Cepo, corresponde a *peaks* marcados tanto a los 504 Ma. (PMO-074) y como a 519 ma (RCM-073). No obstante, representantes del rango etáreo 500-520 Ma., son encontrados en la totalidad de las muestras, aun cuando en algunos casos alcanzan a ser solo circones aislados correspondientes a dicha edad. Todas esas edades, sin embargo, son posibles de asociar a la orogenia Pampeana, cuyo apogeo coincide con dicho rango etáreo (Ramos, 2010; Ramos y

Vujovich, 2010), pero que se encuentran actualmente a una distancia considerable con respecto a la que se encuentran las unidades objeto de este estudio.

Circones con edades similares a la agrupación de 504 Ma. fueron descritas para un pórfido granítico por Rapela y otros (1991) según el método $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ (494 ± 11 Ma.) en Oncán, Sierra Norte de Córdoba, así como para una trondhjemitita, en Güiraldes también en Sierra Norte ($30^\circ 50' - 64^\circ 28' \text{ O}$), por Rapela y otros (1998) según el método U-Pb (499 ± 6 Ma). Para la agrupación de 519 Ma. es posible encontrar aún más representantes, sobre todo considerando la gran cantidad de intrusivos de dicha edad en la Sierra Norte de Córdoba. Nuevamente, se presume un aporte desde el oriente para surtir de circones de esta edad a las unidades objeto de este estudio, sin descartar un retrabajo importante a la hora de ser transportadas desde su fuente probable, hasta su locación actual.

La siguiente agrupación de circones corresponde a un conjunto de estos cuyas edades fluctúan entre los 530 y 570 Ma. Si bien, no se observa ningún *peak* significativo, siendo las mayores 3 coincidencias para las muestras PRV-133 (Formación Hurtado) y PMO-074 (Complejo Metamórfico El Cepo), sí resulta importante destacar la presencia de estos, con al menos un representante, en la totalidad de las muestras objeto de este estudio. Con anterioridad, Álvarez (2015) relacionó los circones detríticos de estas edades presentes en los Complejos Metamórfico El Tránsito, Choapa y Huasco, con una fuente no relacionable a alguna orogenia registrada en el margen occidental de Gondwana, por lo que el autor propuso una fuente dentro del terreno Chilena. Cabe mencionar, que en dos de estos complejos metamórficos (El Tránsito y Choapa), los análisis conducidos por Álvarez (2015) dan cuenta que corresponden a la distribución modal mayoritaria, mientras que en el Complejo Metamórfico Huasco corresponde a la segunda agrupación mayoritaria presente. Dicha situación contrasta con lo presente en las rocas objeto de este estudio, ya que solo presentan circones aislados de estas edades.

La presencia de complejos ígneos que presenten dichas edades se encuentran limitadas puntualmente a afloramientos en la Sierra de Maz ($68^\circ 21,4 - 29^\circ 18' \text{ S}$) de carbonatitas y sienitas, desde las cuales Casquet y otros (2008) obtuvieron edades amplias de 582 ± 60 Ma. según la metodología Rb/Sr, para análisis de roca total. Esta fue una de las premisas que uso Álvarez (2015) para interpretar la existencia de un complejo ígneo capaz de suplir desde la

misma Chilenia a los complejos acrecionarios metamórficos paleozoicos que él describe; al ser tendencias mayoritarias en la distribución de edades de los circones detríticos presentes en estos complejos, indicaría que muy difícilmente una sola fuente, puntual, distante y que no representa la totalidad de las edades dentro del rango definido como propio de Chilenia por el autor, haya posibilitado la distribución ya mencionada, descartando a Sierra de Maz como la única posible fuente de estos.

Sin perjuicio de lo anterior, la distribución modal dentro de las muestras objeto de este estudio no se corresponde con aquellas encontradas por Álvarez (2015) en los complejos acrecionarios al oeste. Como ya se mencionó, la escasa presencia de circones con estas edades daría cuenta de diferencias en las fuentes que pudieran dotar de sedimento a las unidades estudiadas en este trabajo, lo que podría responder a distintas variables.

Siguiendo con la asignación de proveniencias según distintas edades, se reconoce una agrupación en 4 de las 8 muestras con *peaks* marcados a los 639, 642, 647 y 652 Ma., con entre 3 y 9 circones en coincidencia a dichas edades. La presencia de circones aislados con estas edades está presente en casi la totalidad de las muestras.

A la hora de poder estimar probables fuentes de proveniencia para estos circones, es necesario precisar que su ocurrencia primaria no se encuentra localizada en las proximidades del área de estudio; los afloramientos de rocas ígneas con edades similares se localizan muy al oriente, en particular, asociadas a la orogenia Panafricana-Brasiliana de amplia ocurrencia en las zonas orientales de Argentina, Uruguay y Brasil (Brito-Neves, 1999; Fuck, 2007). Cabe precisar que recopilaciones anteriores (Verdecchia, 2014; Rapela y otros 2010; Ramos, 2009) dan cuenta de la presencia de circones relativos a esta orogenia en gran parte de las secuencias presentes en las Sierras Pampeanas (Oriental y Occidental), la cubierta sedimentaria sobre el cratón Río de la Playa, e incluso, en la zona oriental de Uruguay.

Como ya ha sido postulado con anterioridad, muchos de estos circones podrían haber llegado hasta las unidades objeto de estudio a partir de un retrabajo en la cubierta sedimentaria propiciado por su traslado desde una larga distancia desde el este, donde su ocurrencia es mucho más común. Esto estaría también sustentado a partir de la morfología evidenciada en parte de los circones detríticos estudiados y que daría cuenta de un traslado desde grandes distancias que les confirieron bordes redondeados y una esfericidad manifiesta, por ejemplo.

Otro *peak* presente, esta vez representativo en una sola muestra (RCM-073, C.M. El Cepo) corresponde a una coincidencia de circones a los 770 Ma., la cual es posible también de asociar a rocas presentes en el lado argentino. En particular, Pankhurst y Rapela (1998) describen en la Sierra Pie de Palo, ortogneisses cuya edad de cristalización primaria, según el método U-Pb en circones, corresponde a 774 ± 6 Ma. Estas rocas podrían ser una fuente probable para los circones de esta edad, debiendo haber llegado desde el SE hasta la cuenca donde se generaron los depocentros que posteriormente se convirtieron en las litologías que hoy corresponden al C.M. El Cepo.

La siguiente agrupación de edades, comprendida entre los ~ 950 y 1300 Ma., corresponde a una de las modas de mayor ocurrencia, presentándose en 5 de las 8 muestras como la preponderante en cuanto a cantidad de representantes, siendo la secundaria en las restantes tres. Esta agrupación ya ha sido reconocida ampliamente en estudios de proveniencias a partir de edades en circones detríticos en territorio argentino, donde circones de esta edad corresponde a parte importante de la cobertura sedimentaria de Cuyania, siendo asociado su origen a parte del basamento de este bloque, ampliamente expuesto (Ramos y otros, 2009; Abre y otros, 2012; Verdecchia y otros, 2014, 2016; Baldo y otros, 2014; Uriz, y otros 2020).

Estos afloramientos, que han sido atribuidos a parte del basamento de Cuyania se encuentran en la zona occidental de Argentina, donde el patrón común de estos es justamente la asociación de edades en el rango descrito (Mesoproterozoico) siendo reconocidos como parte de la orogenia Greenvilliana, extensamente descrita en continentes actuales que alguna vez conformaron Laurentia (Vujovich y Kay, 1996; Thomas y Astini, 1996; Vujovich, 2004; Casquet, 2008). En la compilación generada para este estudio en particular, destacan trabajos realizados en las Sierras de Maz, Espinal y Pie de Palo.

En la Sierra de Maz-Espinal, por ejemplo, Casquet (2008) dató anortositas según la metodología U-Pb, encontrando edades en núcleos de circones desde los 991 ± 11 Ma. a 1147 ± 29 Ma. Rapela y otros (2010) por su parte, dataron ortogneisses pertenecientes a la zona nororiental del dominio oriental de estas sierras, encontrando edades fluctuantes entre los 989 ± 17 Ma. y los 1309 ± 22 Ma. según la metodología U-Pb, para núcleos primarios de circones.

En Sierra Pie de Palo, a su vez, Vujovich y otros (2004) realizan un análisis de los circones presentes en dicha locación, encontrando, por ejemplo, edades de entre 950 a 1200 Ma. por el método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, en núcleos primarios de lo que describen como un leucogabro/diorita. Otras edades fueron interpretadas por Morata y otros (2014), quienes hallaron edades de cristalización de $1105 \pm 4,1$ Ma. para un granito perteneciente al denominado Granitoide El Tigre, con edades amplias de entre 1006 ± 11 Ma. y 1139 ± 11 Ma., según la metodología U-Pb en lo que interpretaron como núcleos primarios. Rapela y otros (2010) por su parte, reportan edades U-Pb en circones de origen primario, de 1196 ± 8 Ma. para una metagabro/diorita, 1110 ± 10 Ma. en un ortogneis y de 1027 ± 17 Ma. en otro ortogneis que previamente había sido datado por Pankhurst y Rapela (1998) en 1021 ± 12 Ma. según una isócrona Rb-Sr.

Para este rango de edades, en conclusión, algunas de las fuentes probables de circones de las unidades estudiadas, podrían haber sido rocas provenientes de alguno de los cuerpos intrusivos descritos en este capítulo. Sin embargo, y como también ya ha sido mencionado, en gran parte de la cobertura sedimentaria de Cuyania (Precordillera) se han reconocido (Ramos, 2009; Rapela y otros, 2010; Naipauer, 2010; Verdecchia y otros, 2014) circones de origen detrítico que presentan agrupaciones de edades como las recientemente descritas. En particular, esto resulta de interés al ubicarse directamente al este de la zona de muestreo de este estudio y presentar afinidades también en otras características, las que también serán discutidas en el siguiente apartado.

Junto con lo anteriormente expuesto, se puede complementar con lo referido a la proveniencia según la geoquímica de las rocas, previamente descrito. Pese a que, como ya se mencionó, se puede inferir una proveniencia principalmente ígnea de los circones detríticos hallados en las muestras, también se presenta un componente de reciclaje cortical importante en estas, evidenciado por ejemplo, en una razón elevada de Zr/Sc ($\sim 31,33$) lo que resulta indicador de una concentración relevante del primer elemento en la corteza. Esto, puede ser referido a un retrabajo y removilización importante de sedimentos (McLennan y otros, 1993), y por consiguiente, circones hasta llegar a las cuencas donde se depositaron las unidades, por lo que un origen meramente ígneo para el protolito también debe considerar esta removilización desde otros tipos de roca.

Esta consideración resulta relevante a la hora de analizar la población de circones más antigua (>1300 Ma.). Pese a que esta población se encuentra ampliamente distribuida en el total de circones considerando el total de estos analizados, corresponde a la distribución de menor proporción dentro del total. Los circones de mayor edad de este grupo, por ejemplo, podrían estar relacionados al orógeno Transamazoniano, el cual se encuentra representado en gran parte de los escudos de Brasil y África (Sadowski y Bettencourt, 1996), lo que nuevamente implicaría un traslado importante desde el este hasta la zona donde las unidades estudiadas fueron depositadas. Por lo tanto, puede inferirse un importante grado de retrabajo de la cobertura sedimentaria que permitió que estos circones hayan llegado desde dichas distancias, lo que complementado a la baja proporción de ocurrencia de estos también daría cuenta de una fuente lejana o de “canibalización” de unidades sedimentarias previamente consolidadas.

6.3 Configuración tectónica

Probablemente, los diagramas de discriminación tectónica son uno de los resultados más directos obtenidos desde los datos analíticos (*i.e* Roser y Korsch (1986), Bhatia (1983)), los que utilizan como base la información de la cantidad en la que ciertos elementos se encuentran presentes en la roca total, categorizándolo en diagramas que poseen campos definidos a distintas configuraciones tectónicas. A continuación, son presentados los resultados para dos de estos diagramas de discriminación tectónica, siendo el primero de ellos (Bhatia, 1983), (Figura 6.6) correspondiente a un diagrama de discriminación según óxidos mayores.

A partir de lo observado este diagrama es posible observar una tendencia mayoritaria en 17 de las 22 muestras (~77%) de la totalidad de las muestras con una afinidad a haber sido depositadas en un contexto tectónico de tipo margen pasivo, con otra tendencia minoritaria, descrita en 3 de las 22 muestras (~13%) afín a un margen continental de tipo activo (Fig.6.6). Es posible también apreciar similitud entre las unidades en cuanto a un contexto tectónico; la dispersión de los puntos representativos de cada muestra da cuenta de una distribución espacial que se presenta equitativamente entre las muestras.

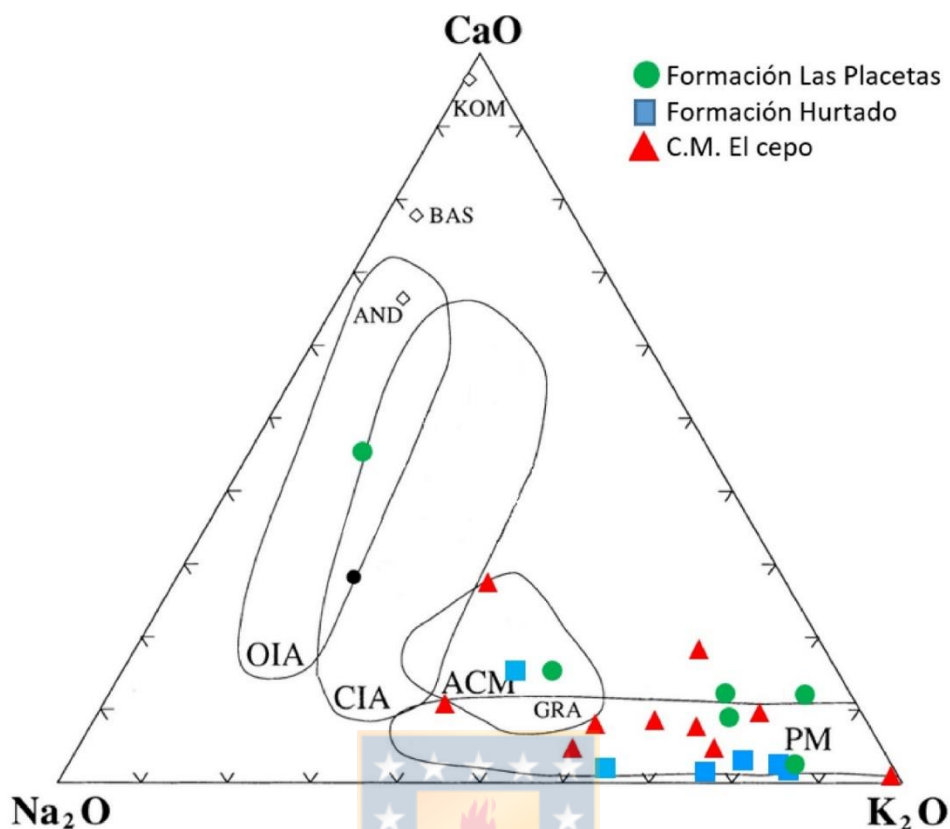


Figura 6.6: Diagrama ternario de Bhatia (1983) para clasificación de configuración tectónica según óxidos mayores. Los campos corresponden a: OIA (arcos de islas oceánicas), CIA (arcos de islas continentales), ACM (margen continental activo) y PM (margen pasivo). En tanto, ciertos tipos de roca volcánica también se encuentran representados: KOM (komatita), BAS (basalto) AND (andesita) y GRA (granito).

La tendencia de las muestras al contexto anteriormente descrito se hace más notoria al utilizar el gráfico de Roser y Korsch (1986) (Figura 6.7) donde casi el 96% (21 de 22) de las muestras presenta afinidad al campo de margen pasivo. La única muestra que no se ve representada en dicho campo, corresponde a una perteneciente a Fm. Las Placetas, la cual se ubica en la línea divisoria entre un margen continental activo y un arco volcánico

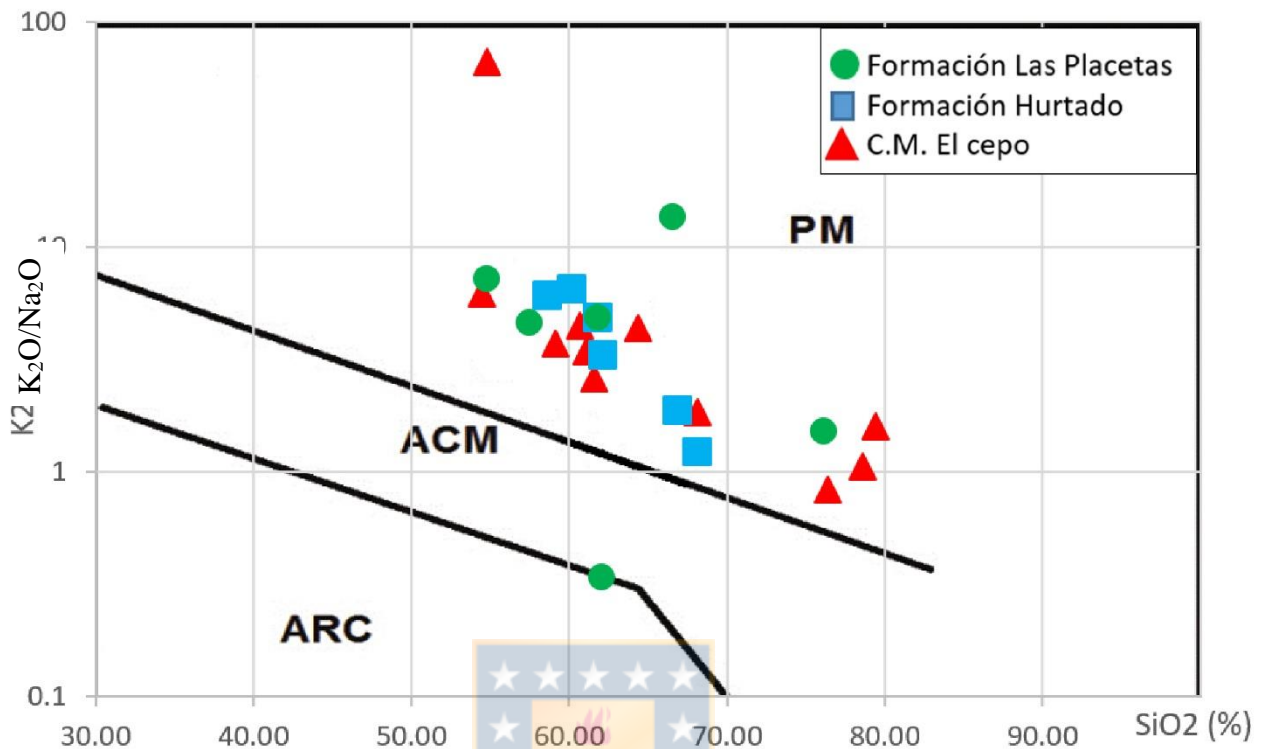


Figura 6.7: Diagrama de discriminación tectónica de Roser y Korsch (1986) Los campos corresponden a: ARC (arcos de islas), ACM (margen continental activo) y PM (margen pasivo).

Sobre la base de lo anterior, en particular lo relativo a los resultados expresados en los diagramas de Bhatia (1983) y Roser y Korsch (1986), el comportamiento de las muestras analizadas dentro de estos gráficos discriminadores coincide con lo expresado por otros autores sobre estas unidades en cuanto al régimen tectónico en el cual se generaron las cuencas donde fueron depositadas. Si bien se reconoce a un margen activo, con un régimen de subducción conducente a la colisión de Chileña durante el Devónico (Ramos, 1984, 1986; Astini 1996; Astini y otros 2009; Massone y Calderón, 2018; Willner y otros, 2011) se establecen ciertas diferencias latitudinales en cómo operó esta colisión entre Chileña y el margen occidental de Gondwana. Heredia y otros (2016) plantea, por ejemplo, una etapa de *rifting* previo, en la que hacia el sur (entre los actuales 33-38°S) se llegó a un punto donde se dividieron dos subplacas, llegando a generarse corteza oceánica entre estas subplacas, que posteriormente habrían colisionado observándose evidencia de lo anterior en parte de la sutura que generó esta colisión (Figura 6.8). Al norte de este límite (33°S), el autor plantea que esta etapa de *rifting* no logró generar una separación entre placas, mas solamente un adelgazamiento en la corteza continental sobre la cual a su vez se formó un océano somero,

contexto en el cual las unidades estudiadas se habrían depositado. Posteriormente, esta cuenta extensional solo habría sufrido una inversión, lo que marcaría el fin de la orogenia chánica en este sector.

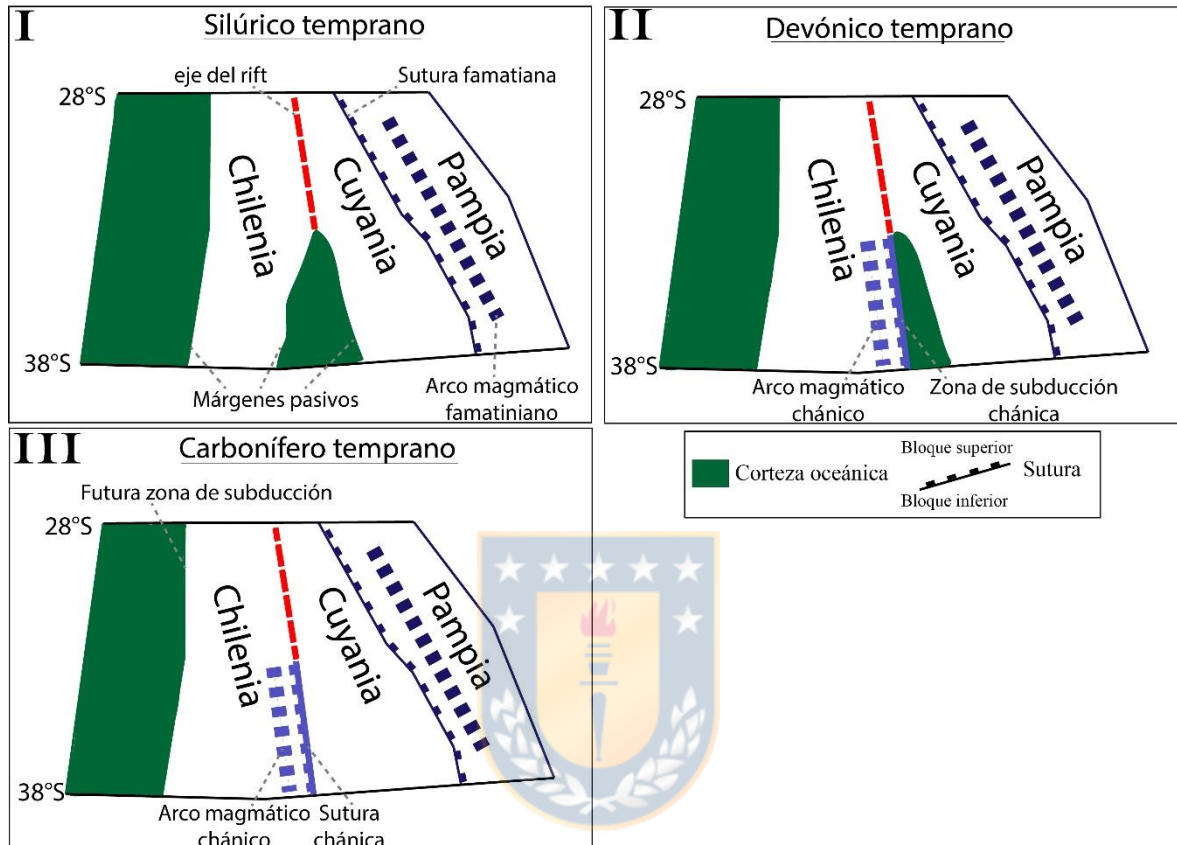


Figura 6.8: Modelo de evolución geodinámica para el sector de Cuyo/Precordillera, y su relación con Chilenia, entre el Silúrico temprano y el Carbonífero Temprano. Modificado de Heredia y otros, (2016)

Este contexto deposicional, que da cuenta de un ambiente marino somero con edades, en el caso de las unidades estudiadas, definidas como de máxima depositación entre el Devónico Superior – Carbonífero superior (Formación Las Placetas) según Ortiz y Merino (2015), para el Complejo Metamórfico El Cepo, se acotan al Ordovícico Inferior - Silúrico – Carbonífero superior según los mismos autores. Formación Hurtado en tanto, presenta edades de máxima depositación que van del Devónico al Carbonífero (Mpodosis y Cornejo, 1988). Otra característica es la no existencia de un arco volcánico coétareo, lo que también ya había sido descrito por otros autores. En particular, Charrier y otros (2007) mencionan a estas unidades como parte de los denominados “depósitos orientales de plataforma”; formaciones

depositadas en cuencas de antearco, durante el Devónico a Carbonífero inferior, en las primeras etapas de la orogenia gondwánica, al norte de los 33°S, con poco o nulo aporte volcánico. En una escala mucho más global, Capaldi y otros (2021) más recientemente dan cuenta de subducción a gran escala desde el Carbonífero superior, sin poder definir si estos procesos estaban ocurriendo o no previamente, sin descartar un contexto de margen pasivo para el periodo de depositación de estas unidades en el margen suroccidental de Gondwana. Misma conclusión con respecto al reinicio de la subducción durante el Pennsylvaniano ha sido esbozada por otros autores (Hervé, 2020; Oliveros, 2020), pero sigue siendo aún materia de discusión la configuración previa a dichos procesos.

Astini y Dávila (2005;2006) han propuesto un proceso de subducción horizontal o *flat slab* para este periodo; dicho proceso tendería a explicar el por qué no existe un arco volcánico coetáneo durante el Ordovícico Superior y Devónico Inferior, en el margen occidental de la actual Argentina.

Recientemente en la redefinición de estas unidades, Salazar y Coloma (2016) describen ondulitas de oleaje, laminación plana, presencia de nautiloideos e icnofósiles para dar cuenta de un ambiente subacuoso y poco profundo para la Formación Las Placetas. Misma conclusión fue esbozada por Ortiz y Merino (2015) para el complejo metamórfico El Cepo, donde a partir de la madurez textural, estratificaciones paralelas y presencia de fangolitas dan cuenta de un ambiente subacuático como contexto de depositación.

Finalmente, unidades paleozoicas de la zona más occidental de la zona de la Precordillera en Argentina presentan también esta afinidad a un contexto deposicional en un margen pasivo. Alonso y otros (2008) realiza un acabado estudio estructural de las unidades occidental, central y oriental de dicha zona, asignando una variación longitudinal en cuanto al ambiente sedimentario; de este a oeste, existiría una progresión desde unidades continentales a transicionales marinos, hasta llegar a depósitos típicos de zonas de mayor profundidad. Lo anterior, resulta de particular interés al reconocerse ciertas correlaciones entre algunas unidades de dicho lugar con las objeto de este estudio, las cuales serán analizadas en el subcapítulo siguiente.

6.4 Comparativas y agrupaciones de proveniencias

Una vez realizado el análisis y habiendo obtenido información valiosa tanto desde la química de la roca como de las edades de los circones detríticos, resulta pertinente generar comparativas tanto entre las unidades estudiadas y aquellas ubicadas en Argentina, de modo de encontrar patrones similares y poder enarbolar correlaciones o afinidades con éstas, ambos puntos estipulados dentro de los objetivos principales de este trabajo.

En primer lugar, a partir de los diagramas de distribución probabilísticos e histogramas, en conjunto con las edades *peak* presentados para las 8 muestras en este trabajo, se observa una tendencia resumible en 2 grupos o afinidades distintas en cuanto a edades; por un lado las muestras SCI-022 y RCM-151 (Fm. Las Placetas), PRV-133 (Fm. Hurtado) y PMO-047 en conjunto a RCM-085 (C.M. El Cepo) presentan una marcada “firma” asociable a la orogenia Greenvilliana-Sunsas (*ca* 1000 Ma. – 1300 Ma.), con un porcentaje notorio en el que circones de estas edades predominan con respecto a las distintas modas presentes, con hasta un 81% del total de circones analizados correspondientes a esta edad (PMO-074, C.M. El Cepo). En estas muestras, también se presenta un segundo grupo mayoritario circones, cuyas edades fluctúan entre el Cámbrico al Devónico Medio (*ca* 540 Ma. a 380 Ma), edades consideradas como máximas edades de depositación para algunas de estas unidades (Ortiz y Merino, 2015; Salazar y Coloma, 2016; Murillo et al., 2017; Velásquez et al., 2021).

En el otro extremo, se presenta un grupo donde estas relaciones se invierten; particularmente en las muestras GUM-14b, GUR-49 y RCM-073 (C.M. El Cepo) las cuales presentan entre las modas de estas muestras una manifiesta predominancia de circones cuyas edades van desde 428 a 537 Ma. (Cámbrico inferior a Silúrico superior). En particular, en la muestra GUM-14B, un 68% del total de granos analizados entregaron edades entre los ca. 537-428 Ma. y, en particular, 21 granos de circón entregaron edades ca. 466 Ma., conformando un *peak* con un 35% de los circones analizados.

Resulta interesante notar, en primer lugar, que en la distribución espacial de estas agrupaciones también se presenta una tendencia (Figura 6.9). Por un lado, las muestras del primer grupo (“firma” Greenvilliana-Sunsas mayoritaria) se ubican en las zonas más al norte y meridionales del área de estudio. En tanto, la segunda agrupación, de predominancia

Cámbrico-Silúrico/Devónico, se ubica en el área central, a una distancia de ~ 50 km del primer grupo. A partir de esto, se infiere una diferencia entre las zonas desde donde se aprovisionaron estas muestras lo que generó las distintas “firmas” correspondientes a las edades de circones, o bien, un aporte diferenciado de éstas a partir de características paleogeográficas que facilitaron el transporte desde zonas preferenciales, facilitando o restringiendo la movilización del sedimento a partir del cual se generaron estas unidades lo que generó la distribución de edades de circones. Lo anterior pudo haberse debido a alguna barrera topográfica que impidió una distribución más homogénea entre los circones de estas unidades, lo que se pudo complementar con la generación de depocentros aislados que recibieron aportes que representen la tendencia minoritaria, la cual también es posible de complementar según lo observado en el algoritmo K-S test (2010).

Estas diferencias, resultantes en subagrupaciones según la población respectiva de circones, son evidentes al utilizar el algoritmo *K-S test* (2010) tanto entre la totalidad de las muestras, como en comparativas entre la Formación Hurtado y el Complejo Metamórfico El Cepo. Dicho algoritmo arroja valores asociados al parámetro $-p$, donde los valores $-p$ menores a 0,05 resultan indicatriz de fuentes disimiles, a partir de la distribución probabilística en las edades de los circones detríticos. Al comparar la totalidad de las muestras es posible interpretar un origen o proveniencia común para la agrupación mayoritaria, que corresponde a aquella cuyas edades son asociables a la orogenia Greenvilliana-Sunsas.

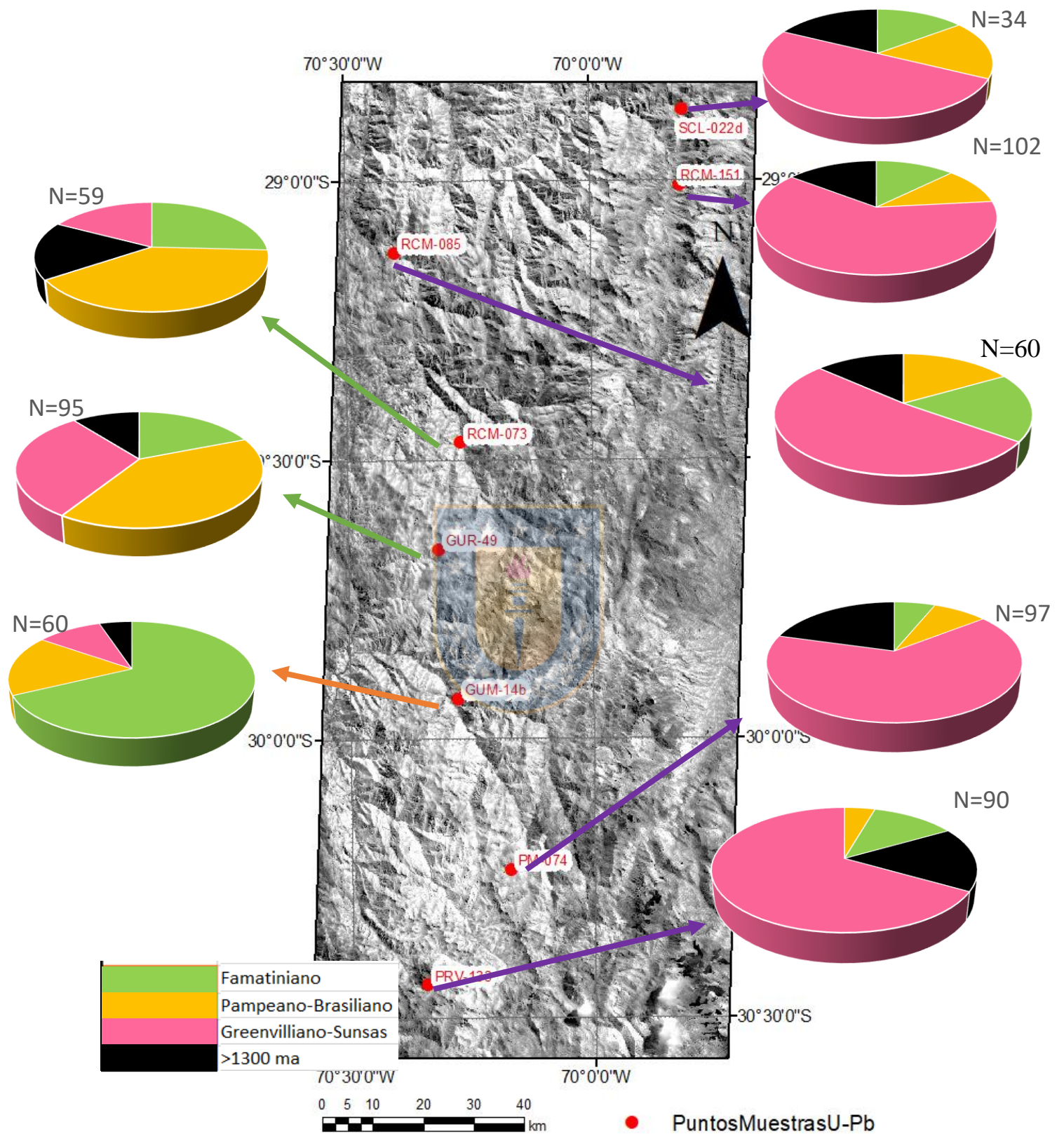


Figura 6.9: Mapa de localización de los puntos de muestreo para las unidades objeto de este estudio. Adicionalmente, se presentan gráficos circulares que representan la distribución del total de los circones, con 4 divisiones mayores denotadas con coloraciones distintas.

En el caso contrario, los valores $-p$ entre las tres muestras con mayor afinidad entre el Cámbrico inferior y Silúrico/Devónico dan cuenta de una marcada diferencia con respecto a las demás distribuciones probabilísticas. En particular, destaca la afinidad que dos de estas muestras reflejan entre sí (GUR-49 y RCM-073), lo que podría representar que estas muestras presentan una proveniencia común, lo cual sería reforzado por su proximidad geográfica. La muestra GUM-14B muestra un valor $-p$ igual a 0,00 con respecto a cualquiera de las otras muestras objeto de este estudio, lo que podría ser asociado directamente a una proveniencia u origen distinto a lo que el resto de las muestras presenta. Esto último, como ya fue mencionado, puede estar asociado a un depocentro aislado con respecto al resto de los afloramientos que son asignadas al Complejo Metamórfico El Cepo, hipótesis que fue esbozada por Murillo y otros (2013). Así mismo, los autores esbozan la posibilidad de que estos circones habrían sido depositados en una cuenca local desarrollado entre el Ordovícico Medio y Silúrico temprano en algún bloque exótico, posiblemente Chilenia.

Se observa, además, una clara consistencia entre las 3 unidades estudiadas, que las relaciona entre sí con un origen en común, según la distribución de las edades de los circones detríticos. En efecto, solo se reconocen algunas heterogeneidades únicamente dentro del Complejo Metamórfico El Cepo, reconociéndose 2 agrupaciones distintas.

Otra forma de complementar argumentativamente lo anteriormente expuesto, puede hallarse a la hora de reevaluar la geoquímica representativa de estas muestras, donde ocurre un hecho particular. En el caso del Complejo Metamórfico El Cepo, los puntos de muestreo presentan una distribución donde la mayor densidad de datos fueron recolectados en las proximidades de las 3 zonas desde donde se obtuvieron las poblaciones de circones con tendencia a una firma Cámbrico inferior – Silúrico/Devónico, con un total de 9 de las 11 muestras de geoquímica. Las restantes dos muestras se ubican en los extremos de la zona donde aflora esta unidad, encontrándose también próximas a los puntos desde donde se extrajeron las muestras de circones con afinidad Greenvilliana. De lo anterior, puede desprenderse que puede existir un sesgo estadístico al ser disímiles la concentración de los puntos de muestreo geoquímico en esta unidad, al estar estos muy próximos entre sí, por lo que resulta difícil definir si los valores corresponden a anomalías, al poder estar sobrerrepresentados, siendo favorecidos en el porcentaje del total que simboliza.

Aun así, analizando los valores de concentración de elementos subdivididos en tres grupos (elementos mayores, elementos trazas y tierras raras) para las 3 unidades, se observa una tendencia a presentar valores dentro de un rango y promedio similares, tanto entre las muestras de una misma unidad como entre unidades. Pese a lo anterior, se observan diferencias, por ejemplo, en la concentración de óxidos mayores entre muestras de una misma unidad, lo que se asocia probablemente a un control litológico en cuanto a tipo de roca o procesos metamórficos, mas no a una diferencia ligada al protolito. Del mismo modo, se presentan heterogeneidades en cuando a las concentraciones de ciertos elementos trazas entre las muestras. Sin embargo el promedio que presentan estos suele ser muy similar al definido para la UCC por McLennan y Taylor (1985)

Sumado a lo anterior, los gráficos discriminatorios de Bhatia (1986) y Roser y Korsch (1986), aplicados a las muestras del presente estudio, dan cuenta de asociaciones a campos comunes en casi la totalidad de las muestras. Así mismo, los patrones de tierras raras presentes expresan una similitud entre las distintas muestras y unidades, lo que ya fue discutido. Por lo anteriormente expuesto, no es posible encontrar diferencias desde un punto de vista geoquímico en cuanto a las fuentes probables de estas muestras, difiriendo con el análisis de circones detríticos.

Comparativas pueden ser realizadas también con otros trabajos que han tenido como objeto unidades ubicadas en la Cordillera de Los Andes a similar latitud. Inmediatamente al este de la zona de estudio, Spalleti y otros (2012) realizan un estudio de proveniencia utilizando la geoquímica de rocas de la Formación Cerro de Agua Negra (edad), la cuál ha sido correlacionada con la Formación Las Placetas, a partir de flora fósil presente (Nasi y otros, 1990; Salazar y Coloma, 2016). Dentro de las marcadas similitudes de dicho trabajo y lo recabado en este estudio, algunas semejanzas pueden ser observadas directamente a partir de los patrones de valores normalizados de óxidos mayores, elementos trazas y tierras raras. Individualmente, destacan valores similares en la concentración de ciertos elementos, como el caso del Zr (220 ppm vs 215 ppm) y Sr (95 ppm vs 88 ppm). Cabe mencionar que en el caso del Sr, en ambos análisis (Spalleti y otros, 2012 y este trabajo) se observa una tendencia empobrecida en dicho elemento.

Otra similitud se encuentra en los resultados obtenidos tanto de gráficos discriminatorios de composición del protolito como de configuración tectónica afín. En el primer caso, los autores grafican sus resultados usando la metodología de Floyd y Leveridge (1987) también interpretándose una fuente félsica con un grado de reciclaje como la más probable fuente para el protolito de la Formación Cerro de Agua Negra. Este resultado también es cotejado con los patrones de tierras raras, que como ya ha sido mencionado, pueden ser asociables también a este tipo de fuente de proveniencia a partir de ciertas características (enriquecimiento en LREE, anomalía marcada de Eu y tendencia plana de los HREE). Más aun, también son similares los resultados obtenidos a partir de los diagramas de configuración tectónica, en particular, los autores asocian una configuración tectónica de margen pasivo, según la metodología de Roser y Korsch (1986) para las areniscas estudiadas.

Lo anteriormente expuesto, también puede aportar a la relación que ya ha sido inferida entre la Formación Cerro de Agua Negra y las unidades paleozoicas metasedimentarias objeto de este estudio. Se ha establecido una correlación entre estas unidades, siguiendo criterios de distribución geográfica, contenido fosilífero y edad probable, apreciación que podría ser aumentada a partir de los nuevos datos expuestos en este trabajo también. Parte de la información previamente discutida, en particular la que muestra similitudes en los patrones de distribución de edades de circones detríticos, podría sustentar o complementar argumentativamente dicha correlación, lo que también aportaría de gran manera a la comprensión, interpretación y análisis de las unidades objeto de este estudio.

Otras aproximaciones comparativas derivados de las interpretaciones geoquímicas pueden ser obtenidas desde el trabajo realizado por Abre y otros (2012), quienes realizaron un acabado estudio de la proveniencia y configuración tectónica para 14 formaciones ubicadas en la zona de la Precordillera argentina, utilizando metodologías petrográficas y geoquímicas. Destacan, en primer lugar, la existencia de patrones similares tanto en las concentraciones de tierras raras, así como en el gráfico de proveniencia propuesto por McLennan (1993), entre las razones de Zr/Sc y Th/Sc que dan cuenta de una fuente reciclada y con una componente félsica, aun cuando los autores (Abre y otros, 2012) también dan cuenta de un aporte de una fuente distinta, a partir de las concentraciones de Cr, Y, V y Ni, estas últimas con un aporte significativamente menor.

Una de las conclusiones de Abre y otros (2012) es que a partir del estudio y comparación de unidades pertenecientes a cada una de las divisiones existentes en dicho sector, (a saber, precordillera oriental, central y occidental), los autores plantean que las unidades ubicadas más hacia el oeste de la Precordillera sufrieron procesos de meteorización mucho mayores a los otros dominios. Esto resulta de particular interés ya que da cuenta de un progresivo aumento en el reciclaje sedimentario y la meteorización a la que estuvieron sujetos los sedimentos que conformaron dichas unidades. Esto último, fue esgrimido a partir de valores $Th/U > 3,5$ en estas unidades, los que al ser comparados con los valores obtenidos por Spalleti y otros (2012) para la Formación Cerro Agua Negra ($Th/U \sim 3,8$) dan cuenta de un mayor grado de reciclaje y meteorización conforme se avanza hacia el oeste. Finalmente, es válida la comparativa de este mismo parámetro con respecto al ponderado de las 3 unidades objeto de este estudio, con un valor $Th/U \sim 7,68$, el cual podría dar cuenta por una parte de que comparativamente, el nivel de transporte, retrabajo y meteorización al que estuvo sujeto el protolito de las unidades objeto de este estudio fue mayor que la de las unidades estudiadas por Spalleti y otros (2012) y por Abre y otros (2012). Pero aún más relevantemente, y junto a la similitud en los diagramas de proveniencia ya descritos, podría indicar que las fuentes desde donde se surtieron las unidades del Paleozoico de la cordillera Frontal chilena podrían, por un lado, corresponderse con algunas de las descritas para las unidades argentinas y por otro lado, podría significar que podrían corresponder a estas mismas últimas unidades “canibalizadas”, erosionadas, transportadas y depositadas posteriormente más hacia el oeste.

Evidencias complementarias de unidades que geoquímicamente dan cuenta de un origen félsico, aunque con un menor grado de reciclaje, nuevamente son halladas en Argentina, esta vez descritas por Arnol y otros (2020) en las formaciones pertenecientes al Grupo Gualilán (Devónico), y ubicadas en la zona central de la precordillera a los $30^{\circ}30' S$. Nuevamente, los autores analizan través de las mismas metodologías anteriormente descritas (diagramas de discriminación de proveniencia y *proxies* geoquímicos) un origen probablemente félsico para la fuente del protolito, esto último asociado a una meteorización moderada y a un muy poco retrabajo. A modo de resumen, se presenta un gráfico con los resultados de los trabajos de Spalleti y otros (2012), Arnol y otros (2020) y este trabajo (Figura 6.10). Además, se presenta una tabla (Tabla 6.1) con algunas de las razones entre elementos, para este trabajo, en forma

global y abarcando la totalidad de las muestras analizadas geoquímicamente y trabajos anteriormente expuestos.

Tabla 6.1: Tabla comparativa resumen entre razones elementales de este trabajo y otros discutidos con anterioridad en este capítulo.

	Arnol y otros (2020)	Spalleti y otros (20129)	este trabajo
La/Th	2.79	2.96	3.06
Zr/Sc	11.02	16.21	31.33
Th/Sc	0.74	0.90	1.77
Th/U	4.38	3.82	7.68

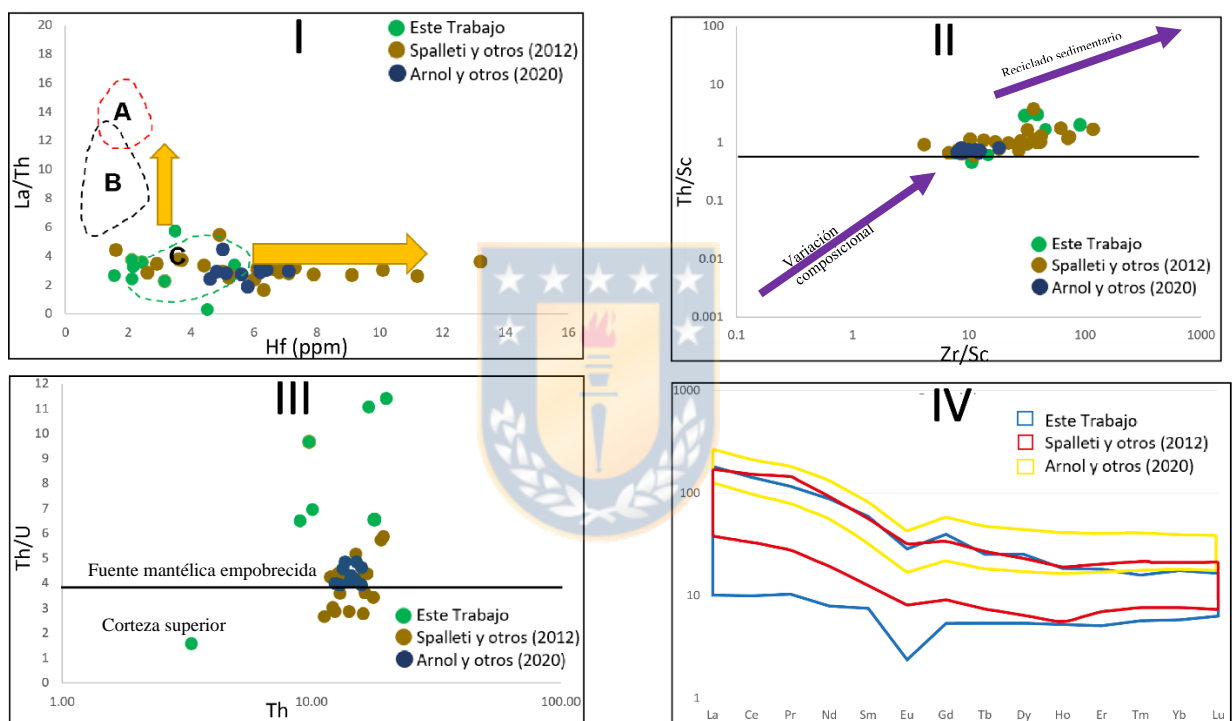


Figura 6.10: Gráficos comparativos, con los datos de Spalleti y otros (2012), Arnol y otros (2020) y este trabajo. **A** corresponde a una fuente toleítica de arco de isla oceánico, **B** está definido para fuentes de arcos andesíticos y **C** se asocia a una fuente arco ácido. **I)** Gráfico de discriminación de proveniencia de Floyd y Leveridge (1987). **II)** Diagrama de discriminación de proveniencia (Th/Sc vs Zr/Sc) de McLennan (1993). **III)** Diagrama de discriminación de proveniencia (Th/U) vs Th(ppm) de McLennan (1993) **IV)** Área de los distintos diagramas *spider* para tierras raras con los datos de Spalleti y otros (2012) en la Formación Cerro Agua Negra, Arnol y otros (2020) en las formaciones Talacasto y Punta Negra y para este trabajo.

Otra evidencia relevante que Arnol y otros (2020) presentan, es la variación existente entre los patrones de distribución de edades de circones detríticos entre las unidades presentes a este grupo. Para contextualizar, dicha unidad consta de dos formaciones; la Formación Talacasto (Devónico Inferior), que hacia el techo está en paraconformidad con la Formación Punta Negra (Devónico Inferior – Devónico Medio). Adicionalmente, en esta

última unidad se ha descrito la presencia de *Haplostigma sp.* lo que resulta de interés ya que también está descrita en la Formación Las Placetas (Salazar y Coloma, 2016).

Retomando lo relativo a los patrones de distribución de circones detríticos entre las unidades de este grupo, da cuenta de una diferencia entre estos, que resulta similar a la hallada en las unidades objeto de este estudio. En particular, la Formación Talacasto presenta patrones equitativamente distribuidos entre circones de afinidades Greenvilliana-Sunsas, Pampeana-Brasiliano y del arco Famatiniano. La formación sobreyacente (Fm. Punta Negra) presenta patrones similares a los descritos para el grupo mayoritario de distribución en este estudio: una marcada firma Greenvilliana-Sunsas que llega hasta el 50% del total de la población total. Arnol y otros (2020), plantean que para poder explicar esta diferencia en la distribución de circones, durante el Devónico Medio existió una alta tasa de exhumación en la zona de las Sierras Pampeanas Orientales, lo que pudo haberse sumado a una alta tasa de erosión de unidades mesoproterozoicas, lo que probablemente haya surtido a la Formación Punta Negra con sedimento contenedor de circones de estas edades, lo que generaría estos patrones diferenciados (Figura 6.11).

Así también, podría encontrarse similitud en lo expuesto por Spalleti y otros (2012) quienes definen a partir de análisis geoquímico y petrología los petrosomas a los cuales estarían ligados los sedimentos que posteriormente se transformaron en lo que hoy corresponde a la Formación Cerro Agua Negra (Carbonífero). Los autores, dan cuenta de 3 petrosomas distintos, interpretando uno al que asocian a lo que denominan “Protoprecordillera”; un relieve positivo, el cual habría estado cortado transversalmente por valles de orientación E-W, que habrían facilitado la llegada de sedimentos desde cuencas ubicadas más al oriente, que se denota por una componente mixta, pese a tener en común un origen ígneo félsico, como se aprecia en la figura 6.10. Lo anteriormente expuesto, daría cuenta también de una idea de lo que pudo haber sido la paleogeografía del área.

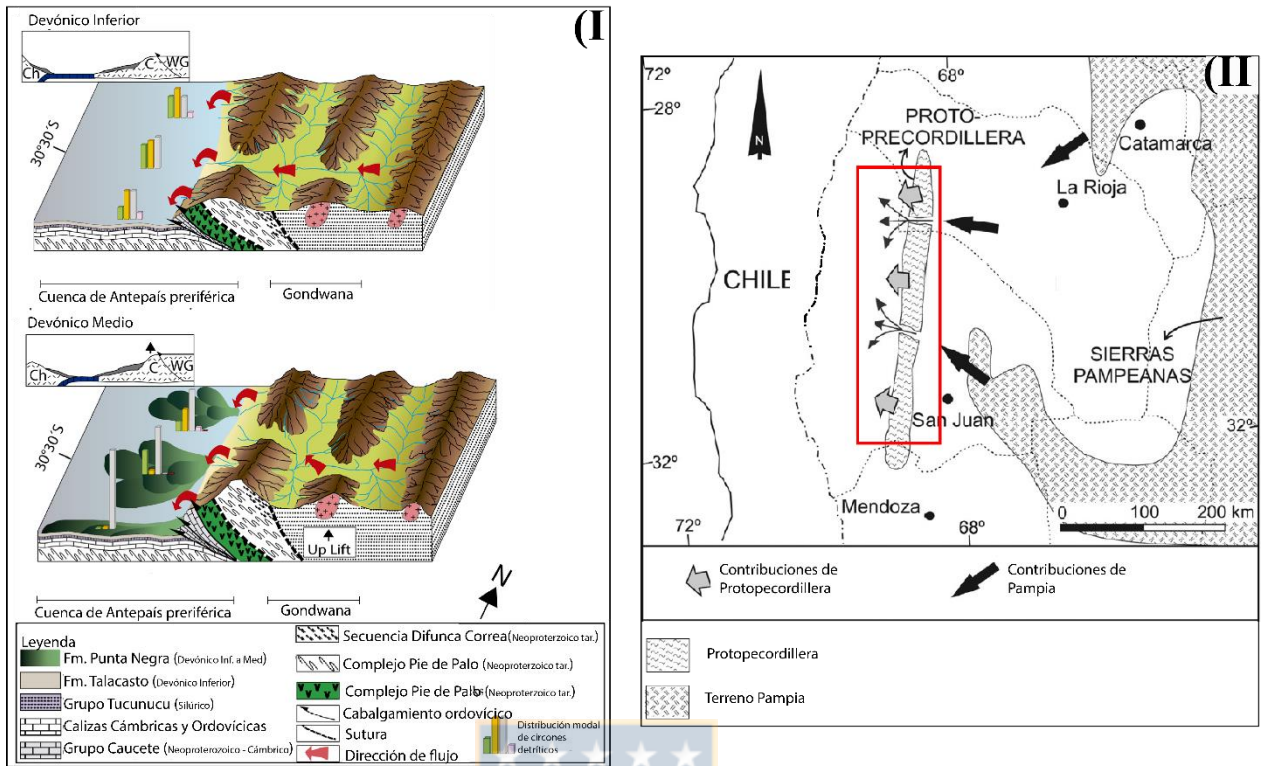


Figura 6.11: I) Bloque diagrama, modificado de Arnol y otros (2020), representativo de la distribución que los autores dieron a las fuentes que suplieron a la cuenca de antepaís periférica donde se habría desarrollado la sedimentación del protolito de la Formación Gualilán. Así mismo, se observa la variación en aportes, entre el Devónico Inferior y Devónico Medio. II) Reconstrucción paleogeográfica del Paleozoico inferior, modifica de Spalleti y otros (2012) que muestra los aportes principales de los sedimentos que posteriormente se convirtieron la Formación Cerro de Agua Negra. Los autores, plantean la existencia de valles transversales a un relieve positivo (Protopecordillera) que habría generado una mezcla de fuentes entre el protolito de dicha unidad. En rojo, se destaca una probable zona donde, posiblemente, habrían estado localizados estos valles, pudiendo variar su locación dentro de dicho rectángulo.

Otras comparativas entre estas dos tendencias mayoritarias con respecto a otras unidades estudiadas tanto en Chile como Argentina, con relación directa o inferida con las que son objeto de este estudio, derivan del trabajo de Rapela y otros (2015), quienes recopilaban edades U-Pb en circones detríticos de unidades metasedimentarias en la zona de las Sierras Pampeanas en Argentina, tanto orientales como occidentales, generando patrones de distribución.

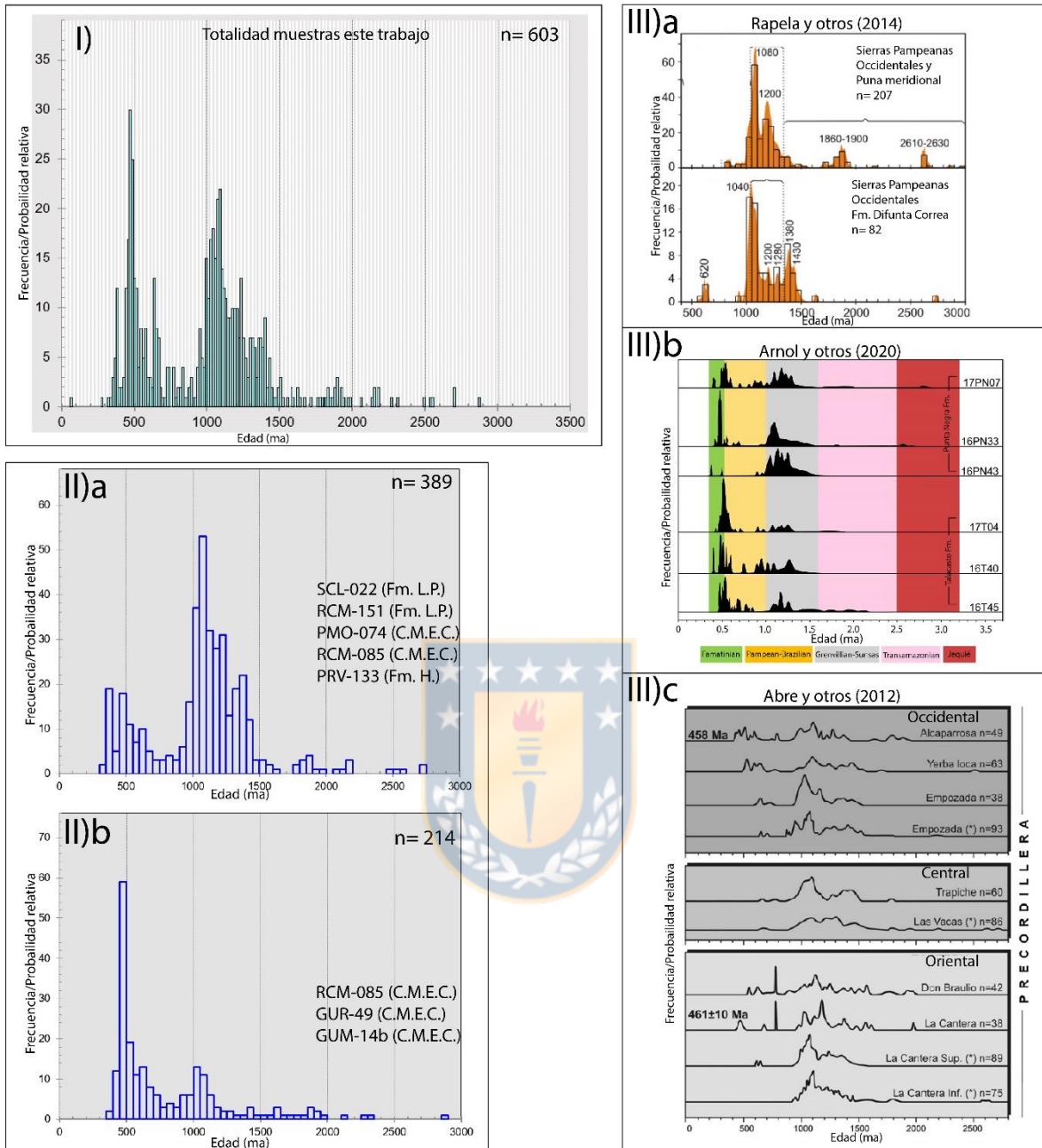


Figura 6.12: Patrones de distribución probabilística de edades de circones detríticos de este trabajo y otros trabajos. **I)** Patrón de distribución probabilístico para la totalidad de las muestras objeto de este estudio (fm_x, y, z). **IIa)** Diagrama de distribución probabilística para la agrupación con mayor concentración de edades en el Mesoproterozoico, correspondiente a 5 muestras de este estudio. **IIb)** Diagrama de distribución probabilística para la segunda agrupación con mayor concentración de edades entre el Cámbrico inferior y Silúrico superior, con 3 muestras representativas de este estudio. **IIIa)** Histograma probabilístico para: las unidades de las Sierras Pampeanas Occidentales y sur de la Puna (arriba), secuencia Difunta Correa (abajo) modificado de Rapela y otros (2015). **IIIb)** Patrones de distribución probabilística obtenido por Arnol y otros (2020) para las secuencia del Grupo Talacasto. **IIIc)** Diagrama de distribución de poblaciones de edades de Abre y otros (2012). Comprende las unidades estudiadas en la zona de Precordillera, Argentina por los autores, a su vez agrupable en 3 sub grupos según los dominios Occidental, Central y Oriental.

Al comparar al primer grupo presentado (tendencia en agrupación mayoritaria en torno a edades asociables a orogenia Greenvilliana-Sunsas), con unidades metasedimentarias pertenecientes a las Sierras Pampeanas Occidentales, como en particular a la secuencia Difunta Correa (Neoproterozoico), en la Sierra Pie de Palo, resulta marcada la similitud en el trazo del histograma en conjunto con la distribución probabilística de los circones (Figura 6.12), sobre todo considerando el gran número. Más aun, Rapela y otros (2015) reafirman el origen de esta agrupación marcada relativo a la presencia de basamento aflorante de Cuyania en las proximidades de estas unidades, para justificar la presencia y cantidad de dicha agrupación. Esta hipótesis, ha sido enarbolada por distintos autores; Ramos (2009), por ejemplo, reconoce esta “firma” en gran parte de los bloques que conforman la actual Sudamérica; para el autor, la presencia de éstos implica directamente que los bloques en cuestión estuvieron ensamblados durante la conformación de Rodinia.

Finalmente, es válida también la comparación en este ítem con el trabajo realizado por Abre y otros (2012) quienes estudiaron en forma acabada la distribución de circones detríticos en distintas unidades sedimentarias de la zona de Precordillera en Argentina. Dentro de los resultados más relevantes del estudio de las 14 unidades edades que conforman parte de la cobertura sedimentaria de dicho sector, está el hecho de que gran parte de la distribución de circones estudiados por los autores recae en el mismo *cluster* Mesoproterozoico descrito para las muestras objeto de este estudio. En efecto, los autores también dan cuenta de que, algunas de las unidades presentadas en la figura 6.4 (*i.e* Sierras de Umango, Maz y Pie de Palo) pudieron surtir y actuar como fuente del protolito que conformó posteriormente a las unidades que estudiaron. Además, los autores dan cuenta de un cambio en los patrones de distribución de circones conforme las unidades son más jóvenes, similar a lo descrito posteriormente por Arnol y otros (2020). Mencionan un paso desde una fuente pobremente metamórfica y madura, a otra donde rocas magmáticas y metamórficas, correspondientes al basamento del bloque Cuyania-Precordillera, quedaron expuestas y surtieron a las unidades más jóvenes.

7. Conclusiones

Existen semejanzas relevantes entre las tres unidades estudiadas; en primer lugar, se exhiben similitudes considerando la proveniencia de las muestras, como queda demostrado tanto por la distribución probabilística de edades de circones detríticos, como por semejanzas en los contenidos de elementos, lo anterior podría dar cuenta de un origen común. Estas similitudes podrían ser particularmente importantes considerando lo que ya se había propuesto en particular para la Formación Hurtado y el Complejo Metamórfico El Cepo, donde a partir de las características y contenidos litológicos, podría ser interpretado un protolito común para estas unidades, solo viéndose diferencias en el grado de metamorfismo al que estas se encontraron sujetas.

El origen común, previamente mencionado, estaría intrínsecamente ligado a las grandes orogénias presentes en el lado oriental de los Andes (orógenos Greenvilliano-Sunsas, Pampeano y Famatiniano), siendo posible generar nexos directos entre las litologías propias de estos procesos y las unidades estudiadas. Lo anterior, considerando por un lado la distribución modal por edades de los circones detríticos analizados, en conjunto con los resultados del análisis de la geoquímica de roca total de estas unidades.

Por otra parte, existen dos distribuciones de edades de circones detríticos distintas que se encuentran mucho más marcadas entre las muestras. Por un lado, 5 muestras de 3 formaciones distintas con una marcada firma Greenvilliana-Sunsas (1000-1300 Ma). Las restantes 3 presentan considerables similitudes entre sí, con una firma Paleozoica preponderante, siendo pertenecientes únicamente al Complejo Metamórfico El Cepo. Esto, podría dar cuenta de cambios en las condiciones paleogeográficas que repercutieron directamente en la forma en que el sedimento rellenó las cuencas que generaron a estas unidades.

El análisis de la geoquímica de roca total, aplicado a conocer el contexto geotectónico afín a la depositación de las secuencias objeto de estudio, también da cuenta de un entorno común para las unidades. Este, como fue definido por distintos diagramas de discriminación tectónica, está relacionado con un margen pasivo afín.

Con respecto a otras unidades (Formación Cerro de Agua Negra, Formación Punta Negra, Grupo Gualilán, entre otras), que podrían estar correlacionadas con estas unidades estudiadas, se considera que existen similitudes considerables tanto desde el punto geoquímico como geocronológico. Eso, sumado a otras evidencias paleontológicas podría dar cuenta también de una posible correlación entre estas unidades, principalmente argentinas y las que han sido objeto de análisis.

Finalmente, modelos paleogeográficos ya mencionados también sustentan la forma en la que se pudo ver suplida la demanda de circones en estas cuencas paleozoicas, también explicando la distribución y diferencias posibles de encontrar en estas.



8. Referencias

- Abre P.; Cingolani C.; Cairncross B.; Chemale F. 2012 Siliciclastic Ordovician to Silurian units of the Argentine Precordillera: Constraints on provenance and tectonic setting in the proto-Andean margin of Gondwana. *Gondwana Research* 19(1):275–290
- Aceñaloza, F., y Toselli, A. 1973. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. *2° Congreso Latinoamericano de Geología*. pp 755-764. Venezuela.
- Aceñaloza, F., Miller, H., y Toselli, A. 2002. Proterozoic-Early Paleozoic evolution in western South America - a discussion. *Tectonophysics*, vol354, 121-137
- Alonso, J.L.; Gallastegui, J.; García-Sansegundo, J.; Farias, P.; Rodríguez-Fernández, L.; Ramos, V. 2008. Extensional Tectonics and Gravitational collapse in an Ordovician passive margin: the Western Argentine Precordillera.. *Gondwana Research*. 13. 10.
- Álvarez Amado, J. 2015. Los Complejos Metamórficos Paleozoicos de la Cordillera de Vallenar: Implicancias en la Evolución Tectónica del Margen Occidental de Gondwana. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, Mención Geología. Universidad de Chile.
- Arnol, J.A., Uriz, N.J., Cingolani, C.A. 2020. Provenance analysis of Devonian peripheral foreland basins in SW Gondwana, case of the Gualilán Group, Precordillera Argentina. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 109, 2467–2494.
- Astini, R.A.; Benedetto, J.L.; Vaccari, N.E., 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: A geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin* 107, 253–273.
- Bahlburg, H. y Hervé, F., 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Geological Society of America Bulletin* 109, 869–884
- Baldo, E., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Dahlquist, J., Murra, J. and Fanning, C.M., 2005. Neoproterozoic A-type magmatism in the basement of the Precordillera terrane, Sierra de Pie de Palo, Argentina: Evidence of Rodinia rifting? In: *Gondwana 12: Geological and Biological heritage of Gondwana*, Abstracts (R.J. Pankhurst and G.D. Veiga, eds), p. 58. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina.
- Baldo, E.G., Rapela, C.W. Pankhurst, R.J., Galindo, C., Casquet, C., Verdecchia, S.O., Murra, J.A., 2014. Geocronología de las Sierras de Córdoba: revisión y comentarios. *Relatorio del XIX Congreso Geológico Argentino*, 845-868. Córdoba.
- Bellos, L.I., Castro, A., Díaz-Alvarado, J. y Toselli, A.J., 2015. Multi-pulse cotectic evolution and in-situ fractionation, of calc-alkaline tonalitic-granodioritic rocks, Velasco Cambro-ordovician batholith, Famatinian belt, Argentina. *Gondwana Research* 27: 258-280.
- Bhatia; M. 1983 Plate Tectonics and Geochemical composition of Sandstone. *The Journal of Geology*. 91. p 611 – 627
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Fuck, R.A., 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes* 22, 155–166.

- Boedo, F.L., Vujovich, G.I., Kay, S.M., Ariza, J.P. y Luján, S.P. 2013. The E-MORB like geochemical features of the early Paleozoic mafic-ultramafic belt of the Cuyania terrane, western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 48: 73-84
- Cawood, P., 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.
- Cardó, R.I.N.; Díaz, M.; Cegarra, N.; Heredia, R.; Rodríguez Fernández R. y Santamaría G., 2005. Hoja Geológica 3169-I, Rodeo. Provincia de San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 272, 47 p. Buenos Aires.
- Casquet, C, Pankhurst, RJ , Rapela, C, Galindo, C, Fanning, CM. , Chiaradia, M. , Baldo,E, González-Casado, J.M., Dahlquist, J.A , 2008. The Maz terrane: a Mesoproterozoic domain in the western Sierras Pampeanas (Argentina) equivalent to the Arequipa-Antofalla block of southern Peru? Implications for Western Gondwana. *Gondwana Research* 13. 163 – 175.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En *The Geology of Chile*. pp. 21-114. Geological Society Special Publication.
- Coloma F.; Ortiz M.; Creixell C.; Salazar E.; Merino R. 2015. Nuevos antecedentes geológicos de las rocas volcánicas e intrusivas del Triásico Inferior-Medio en la alta cordillera de Vallenar (28°30'-29°30' S). In Congreso Geológico Chileno, No. 14
- Coloma, F.; Valin, X.; Oliveros, V.; Vásquez, P.; Creixell, C.; Salazar, E.; Ducea, M. 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.
- Cordani, U.G., Fraga, L.M., Reis, N., Tassinari, C., Brito-Neves, B., 2010. On the origin and tectonic significance of the intra-plate events of Grenvillian-type age in South America: a discussion. *Journal of South American Earth Sciences*. 29. pp. 143-159
- Creixell, C.; Oliveros, V.; Vásquez, P.; Navarro, J.; Vallejos, D.; Valin, X.; Godoy, E.; Ducea, M.N. 2016. Geodynamics of Late Carboniferous Early Permian forearc in north Chile (28°30'-29°30' S). *Journal of the Geological Society* 173 (5).
- Cullers, R. 1995. The controls on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. *Chemical Geology* 123 (1995) 107-131
- Dalziel, I.W.D. 1991. Pacific margins of Laurentia and East-Antarctica- Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an eocambrian supercontinents. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 20. pp. 501-526
- Ducea, M.N., Otamendi, J.E., Bergantz, G., Stair, K.M., Valencia, V.A. y Gehrels, G.E. 2010. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U- Pb Zircon Geochronology of the Sierra Valle Fértil-la Huerta, Famatinian Arc. *Tectonics* 29: 1-30.

- Floyd P. A. ; Leveridge B. E. 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 144, 1987, pp. 531-542
- Frigerio, V. ; Cingolani, C. ; Chemale Junior, F. 2012. El Granito Potrerillos de la Precordillera de Jagüé, La Rioja: caracterización petrológica, geoquímica y geocronológica. *Serie correlación geológica*. 28. 107-138.
- Fuck, R. ; Neves, B.; Schobbenhaus, C. 2008. Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*. 160. 108-126. 10.1016/j.precamres.2007.04.018.
- Galindo, C., Pankhurst, R.,J., Casquet, C., Baldo, E., Rapela, C. W., Saavedra, J. 1996: Constraints on the age and genesis of the Sierra de Valle Fértil pegmatites (Western Sierras Pampeanas, Argentina). *Resúmenes XIII Congreso Geológico Argentino, Simposio Internacional Proto-Andean Margin of Gondwana (IGCP-345 y 376)*, Buenos Aires, 5: 333-334
- García, F.; Pérez, E. ; Ceballos, E. 1962. El Ordovícico de Aguada de la Perdiz, Puna de Atacama, Provincia de Antofagasta. *Revista Minerale*s. 12. 77 pp. 52-61. Santiago
- Gardeweg, M. y Ramírez, C.F. 1985. Hoja Río Zapaleri, 11 Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile*. 66, pp. 89
- Gehrels, G., 2014. Detrital zircon U-Pb geochronology applied to tectonics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 42 p 127 - 149
- González-Menéndez L., Gallastegui G., Cuesta A., Heredia N., Rubio-Ordóñez A. 2013 Petrogenesis of Early Paleozoic basalts and gabbros in the western Cuyania terrane: Constraints on the tectonic setting of the southwestern Gondwana margin (Sierra del Tigre, Andean Argentine Precordillera). *Gondwana Research* 24 (1): 359-376
- Haller, M. y Ramos, V. 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. *Noveno Congreso Geológico Argentino*. Bariloche. 2. pp. 66-83.
- Heredia N., Farias P., García-Sanseguendo J., Giambiagi L. 2012 The Basement of the Andean Frontal Cordillera in the Cordón del Plata (Mendoza, Argentina): Geodynamic Evolution. *Andean Geology* 39 (2). pp. 242-257
- Heredia, N., García-Sanseguendo, J., Gallastegui, G., Farias, P., Giacosa, R., Hogn, F., Tubia, J., Alonso, J., Busquets, P., Charrier, R., Clariana, P., Colombo, F., Cuesta, A., Gallastegui, J., Giambiagi, L., González-Menéndez, L., Limarino, C., Martín-González, F., Pedreira, D., Cardo R. 2018. Pre-Andean phases of construction of the Southern Andes basement in Neoproterozoic-Paleozoic times. En *The Evolution of the Argentinean-Chilean Andes* pp. 111-131.
- Heredia N., García-Sanseguendo J., Gallastegui G., Farias P., Giacosa R., Alonso J.L., Busquets P., Charrier R., Clariana P., Colombo F., Cuesta A., Gallastegui J., Giambiagi L., González-Menéndez L., Limarino C.O., Martín-González F., Pedreira D., Quintana L., Rodríguez-

- Fernández L.R., Rubio-Ordóñez A., Seggiaro R., Serra-Varela S., Spalletti L., Cardó R., Ramos V.A. 2016. *Evolución Geodinámica de los Andes de Argentina, Chile y la Península Antártica durante el Neoproterozoico superior y el Paleozoico*. Trabajos de Geología 35.
- Herron, H. 1988. Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Logdata. *Journal of Sedimentary Research*. 58, 5. p 820 – 829
- Hervé, F.; Calderón, M.; Fanning, C.; Pankhurst, R.; Navarro, J.. 2020. U–Pb SHRIMP detrital zircon dating of metamorphic rocks in north–central Chile (28°–33°S): Evidence for Carboniferous and Triassic metamorphism in a subduction setting. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Hoffman, P. 1991. Did the Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-Out?. *Science*. 252. pp. 1409-1412.
- Ingersoll, R.; Bullard, T.; Ford, R.; Grimm, J. Y Pickle, J. 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*. 54, 1. p 103 - 116.
- Jordan, T.; Isacks, B.; Allmendinger, R.; Brewer, J.; Ramos, V.A.; Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca Plate. *Geological Society of America Bulletin*. 94, 3. pp. 341-361.
- Kay, S.M., Orrell, S., Abbruzzi, J.M., 1996. Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and a Laurentian origin for the Precordillera terrane in Argentina. *Journal of Geology*. 104. pp. 637-648.
- Kley, J.; Monaldi, C.; Salfity, J. 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland; causes and consequences. *Tectonophysics*. 301. pp. 75 -94.
- Kröner, A. and Cordani, U., 2003. African and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics*. 375. pp. 325-352.
- Li, Z.X., Li, X.H., Kinny, P.D., Wang, J., Zhang, S., Zhou, H. 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Precambrian Research*. 122. pp. 85–109.
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Risarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*. 160. pp. 179-210.
- Lira, R., Millone, H., Kirschbaum, A., y Moreno, R. 1997. Calc-alkaline arc granitoid activity in the Sierra Norte-Ambargasta Ranges, central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. 10. pp 157-177.
- 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*. 3.

Martin, M.; Clavero, J.; Mpodozis, C. 1999. Late Paleozoic to Early Jurassic tectonic development of the high Andean Principal Cordillera, El Indio Region, Chile (29-30°S). *Journal of South American Earth Sciences* 12 (1): 33-49.

Martínez, F.; Peña, M.; Arriagada, C. 2015. Geología del área Iglesia Colorada-Cerro del Potro y Cerro Mondaquita, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 179 y 180, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Massonne, H.J., Calderón, M. 2008. P-T evolution of metapelites from the Guarguaraz Complex, Argentina: evidence for Devonian crustal thickening close to the western Gondwana margin. *Andean Geology*. 35. pp. 215–231.

McLennan, S. M. ; Hemming, S.; McDaniel, D. K. ; Hanson G.N. 1993 Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. Geological Society of America. Special Paper 284

Morata, D., B. Castro de Machuca, G. Arancibia, S. Pontoriero, and C. M. Fanning 2010, Peraluminous Grenvillian TTG in the Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, Argentina: Petrology, geochronology, geochemistry and petrogenetic implications, *Precambrian Res.*,

Moscoso, R.; Mpodozis, C. 1988, Estilos estructurales en el norte chico de Chile (28-31°S), regiones de Atacama y Coquimbo. *Revista Geológica de Chile*. 15 (2). pp. 151-166.

Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources* (Erickson, G.E.; Cañas, M.T.; Reinemund, J.; editors). Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Sciences Series*. 11. pp. 59-90.

Mpodozis, C. y Kay, S. M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin; evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S): *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 999-1014.

Mulcahy, S. R., S. M. Roeske, W. C. McClelland, J. R. Ellis, F. Jourdan, P. R. Renne, J. D. Vervoort, and G. I. Vujovich 2014, Multiple migmatite events and cooling from granulite facies metamorphism within the Famatina arc margin of northwest Argentina, *Tectonics*, 33, 1 – 25.

Murillo, I., Velásquez, R., Creixell, C. 2017. Geología de las áreas Guanta-Los Cuartitos y Paso de Vacas Heladas, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica Nos. 192-193: 96 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Nasi, C.; Mpodozis, C.; Cornejo, P.; Moscoso, R.; Makshev, V. 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico Superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*. 25-26. pp. 77-111.

- Nasi, C.; Moscoso, R.; MaksaeV, V. 1990. Hoja Guanta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 67: 141 p., 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- Naipauer, M., Vujovich, G., Cingolani, C., McClelland, W., 2010. Detrital zircon analysis from the Neoproterozoic-Cambrian sedimentary cover (Cuyania terrane), Sierra de Pie de Palo, Argentina: evidence of a rift and passive margin system? *Journal of South American Earth Sciences* 29, 306–326.
- Niemeyer, H. 1989, El complejo igneo-sedimentario del Cordon de Lila, Region de Antofagasta: significado tectónico. *Revista Geológica de Chile* 16 (2): 163-181.
- Oliveros, V.; Moreno-Yaeger, P.; Flores, L. 2020. Pre-Pliocene Andean Magmatism in Chile. *Geoscience Canada*. 47. 65-82. 10.
- Ortiz L., M; Merino R.N. 2016. Geología de las áreas Río Chollay-Matancilla y Cajón del Encierro, regiones de Atacama y Coquimbo, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 175-176: 230 p.
- Pankhurst, R., Millar, I., Hervé, F. 1996. A Permo-Carboniferous U-Pb age for part of the Guanta unit of the Elqui-Limarí Batholith at Río del Tránsito, Northern Chile: *Revista Geológica de Chile* 23: 35-42.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. 91. pp.151–168.
- Pettijohn, F. J.; Potter, P. E. ; Siever, R. 1972. Sand and sandstone: New York, Springer-Verlag 689
- Ramos, V. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America – a collisional history. *Episodes* 11. pp. 168-174.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J., y Palma, M. 1984. Chilenia un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9° *Congreso Geológico Argentino*. pp. 84-106.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S., Cortés, J., Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*. 5. pp. 855-880.
- Ramos, V., 2009. Anatomy and global context of the Andes: main geologic features and the Andean orogenic cycle. En: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W. (Eds.), Backbone of the Americas, Shallow Subduction, Plateau Uplift and Terrane Collision. *Geological Society of America*. 204. pp. 31-66.
- Ramos, V., 2010. The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Science*. 29. Pp. 77-91.
- Ramos, V., Vujovich, G., Martino, R., y Otamendi, J. 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*. 50. pp. 243-255.

Rapela C.W., Pankhurst RJ, Bonalumi AA 1991 Edad y geoquímica del pórfido granítico de Oncán, Sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas. VI. Congreso Geológico de Chile, Viña del Mar, Actas:16–22

Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C., Fanning, C., 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. Geological Society, London. Special Publications.142. pp. 181-217.

Rapela, C., Pankhurst, R., Baldo, E., Casquet, C., Galindo, C., Fanning, C., Saavedra, J. 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: New U-Pb SHRIMP ages in the central-east Valle Fértil and the Velasco batholith. *III South American Symposium on Isotope Geology*, pp. 616-619.

Rapela, C., Pankhurst, R., Casquet, C., Fanning, C., Baldo, E., González Casado, J., Galindo, C., Dahlquist, J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*. 83. pp. 49-82.

R

apela C. W., Verdecchia S.O., Casquet C., Pankhurst R.J., Baldo E., Galindo C., Murra J., Dahlquist J., Fanning C.M. 2016. Identifying Laurentian and SW Gondwana sources in the Neoproterozoic to Early Paleozoic metasedimentary rocks of the Sierras Pampeanas: paleogeographic and tectonic implications, *Gondwana Research*. 32. pp 193-212.

Reutter, K., 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29 südlicher Breite. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 146 (2), p 153 - 178.

Ribba, L., 1985. Geología regional del cuadrángulo El Tránsito, región de Atacama, Chile. Tesis de grado. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Ribba, L., Mpodozis, C., Hervé, F., Nasi, C., Moscoso, R., 1988. El basamento del Valle del Tránsito, Cordillera de Vallenar: eventos magmáticos y metamórficos y su relación con la evolución de los andes chileno-argentinos. *Revista Geológica de Chile*. 15. pp. 126- 149

Roser, B.P. ; Korsch, R.J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *The Journal Of Geology*.94. p 635 – 650

Rubilar, A. 2015. Estudio de muestras paleontológicas obtenidas durante el desarrollo de la Carta Río Chollay-Matancilla y Cajón del Encierro, sureste de Vallenar, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Paleontológico (Inédito) 2015-01:23.

Sadowski, G.R., Bettencourt, J.S. 1996 Mesoproterozoic tectonic correlations between east Laurentia and the western border of the Amazon craton. *Precambrian Research*. 76. pp. 213-227.

Salazar, E., Coloma, F., Creixell, C. 2013. Geología del área El Tránsito-Lagunillas, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 149, 1 mapa escala 1:100.000.

Salazar, E.; Coloma, F. 2016. Geología del área Cerros de Cantaritos-Laguna Chica, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 181: 171 p., 1 mapa escala 1:100.000.

- Sharman, G.R Y Malkowski, M.A. 2020. Needles in a haystack: Detrital zircon UePb ages and the máximum depositional age of modern global sediment. *Earth-Science Reviews*. 203
- Spalletti, L.; Limarino, C.; Colombo Piñol, F.; 2012 Petrology and geochemistry of Carboniferous siliciclastics from the Argentine Frontal Cordillera: A test of methods for interpreting provenance and tectonic setting; Pergamon-Elsevier Science Ltd; *Journal of South American Earth Sciences*; 36; 7-2012; 32-54
- Tassara, A.; Yáñez, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista geológica de Chile*. 30(2). pp. 159-186.
- Thomas, W.A., Astini, R.A., 1996. The Argentine Precordillera: A traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science*. 273. pp. 752-757.
- Torsvik, T.H.; Cocks, L.R.M. 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research* 24, 999-1030
- Trindade, R., Dagrellafilho, M., Epof, I., Brito Neves, B., 2006. Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*. 244. pp. 361–377.
- Velásquez, R.; Merino, R.; Murillo, I.; Ortiz, M.; Alvarez, J, 2015. Naturaleza del Complejo Metamórfico El Cepo, Cordillera Frontal 2°9–30°S, Chile: petrología y geocronología. Actas, XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena.
- Verdecchia, S.; Murra, J.; Baldo, E.; Casquet, C.; Pascua, I.; Saavedra, J. 2014. Geoquímica de las rocas metasedimentarias del Cámbrico medio al Ordovícico temprano de la Sierra de Los Llanos (Sierras Pampeanas, Argentina): Fuente de sedimentos, correlación y ambiente geotectónico. *Andean geology*. 41. 380-400.
- Verma, S.P ; Armstrong-Altrin, J.S. 2013. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chem Geol* 355. p 117 – 13
- Verma, S.P.; Díaz-González, L.M.; Armstrong-Altrin, J. 2015. Application of a new computer program for tectonic discrimination of Cambrian to Holocene clastic sediments. *Earth Science Informatics*. 9. p 1 - 15
- Vujovich, G., Kay, S. 1998. A Laurentian? Grenville-age oceanic arc/back-arc terrane in the Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, Argentina. *Geological Society of America. Special Publications*. 42. pp. 159-179.
- Vujovich, G.I., Van Staal, C.R. Davis, W., 2004. Age constraints and the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Res.*, 7, 1041–1056.
- Wetherill, G.W. 1956. Discordant uranium-lead ages. *Transactions, American Geophysical Union*. 37,3. p 320–26

Willner, A.P., Gerdes, A., Massonne H.J., Schmidt, A., Sudo, M., Thomson, S.N., Vujovich, G., 2011. The geodynamics of collision of a microplate (Chilenia) in Devonian times deduced by the pressure-temperature-time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz Complex, W-Argentina). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162: 303-327.



