



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

GEOLOGÍA DEL BASAMENTO DE LA REGIÓN DE LOS LAGOS, CHILE; EVIDENCIAS DE MAGMATISMO CALCO-ALCALINO Y APORTES SEDIMENTARIOS DEVÓNICOS

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

PAULO ANDRÉS QUEZADA POZO

PROFESOR GUÍA:

FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

MAURICIO CALDERÓN NETTE

FRANCISCO FUENTES IZA

Estudio financiado por el Proyecto FONDECYT 1130227

SANTIAGO DE CHILE

2015

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL

TITULO DE: Geólogo.

POR: Paulo Andrés Quezada Pozo

FECHA: Marzo del 2015.

PROFESOR GUÍA: Francisco Hervé A.

GEOLOGÍA DEL BASAMENTO DE LA REGIÓN DE LOS LAGOS, CHILE; EVIDENCIAS DE MAGMATISMO CALCO-ALCALINO Y APORTES SEDIMENTARIOS DEVÓNICOS

En el presente trabajo se precisa la petrografía, geoquímica y geocronología de un cinturón discontinuo de rocas metamórficas y plutónicas del Paleozoico Superior, y se discute la relación de este con el Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM) y Complejo Metamórfico Trafún (CMT) . Las rocas estudiadas se agruparon en dos unidades: Complejo de Basamento Llanquihue (CBL) e Intrusivos Devónicos de Chiloé Continental (IDCC). La unidad CBL corresponde a un prisma de acreción y se ubica en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa, entre los 40°30'S y 41°30'S, extendiéndose hacia el Este bajo los depósitos sedimentarios de la Cuenca Osorno Llanquihue. Esta unidad se compone por esquistos psammopelíticos, esquistos máficos con afinidad N-MORB (estos obtenidos del fondo de sondajes perforados por ENAP) y riolitas alcalinas de c.397 Ma de edad. La unidad IDCC se ubica en Chiloé Continental y se compone de: la Microdiorita de Pichicolo de c.386 Ma , la Tonalita Milonítica de Lago Rio Blanco de c.400 Ma y la Metagabrodiorita de Lago Rio Blanco.

El grado metamórfico del CBL aumenta de sur a norte desde facies Esquistos Verdes hasta facies Epidota-Anfíbola. La deformación del CBL se caracteriza por un régimen de cizalla sinistral y por presentar recristalización del cuarzo y feldespatos producto de milonitización. Dataciones U-Pb SHRIMP en circones detríticos en dos esquistos del CBL indican que estos presentan un importante aporte de circones ígneos de edad Devónica, siendo la edad máxima posible de sedimentación de estos en torno a los 386 Ma. En base a sus características geoquímicas, edad y posición morfoestructural, se propone que la Riolita Alcalina de Zarao sería un diferenciado magmático originado en un ambiente oceánico y que el metamorfismo del CBL durante el Devónico Superior podría estar relacionado con la acreción de este contra el margen Oeste de Gondwana.

La unidad IDCC presenta un metamorfismo en facies Esquistos Verdes y signos de milonitización. La geoquímica de estos cuerpos muestra anomalías negativas de Nb-Ta y un patrón de REE de pendiente negativa con empobrecimiento relativo de MREE. Esto sugiere que estos magmas se originaron en una zona de supra-subducción producto de la fusión parcial de una fuente mantélica rica en piroxeno.

Dado que la signatura isotópica de los circones detríticos Devónicos en esquistos del CMBM es cortical, que los clastos graníticos de edad pre-Carbonífero del metaconglomerado del CMT son geoquímicamente diferentes a los del IDCC, (teniendo estos últimos afinidades mantélicas), se propone que la proveniencia del protolito sedimentario del CBL sería desde el Este (Argentina), de la erosión de cuerpos equivalentes a la Tonalita San Martín, los cuales si presentan una marcada signatura cortical.

A mi hija y familia..

AGRADECIMIENTOS

Al Proyecto FONDECYT 1130227 por financiar este trabajo.

A Pacho Hervé, por brindarme la grandiosa oportunidad de compartir esta experiencia de trabajo con él, por su apoyo incondicional y pacienzosa ayuda.

A Caldera, por su ayuda desinteresada, amistad, consejos de vida y apoyo incondicional, muchas gracias por todo.

A Pancho Fuentes, por su buena vibra, apoyo y enriquecedoras conversaciones

A Julio Barroso, Roberto Valles y Juan Barroso del Laboratorio del Departamento de Geología, por su buena onda y disposición para conmigo cada vez que requerí su ayuda, muchas gracias.

A la Universidad Andres Bello y a Daniela Pla, por permitirme utilizar indumentaria de los Laboratorios de la Carrera de Geología y especialmente a esta última por su siempre buena disposición y ayuda.

A Lisandro Rojas y Jorge Arriagada de ENAP, por permitir y facilitar el acceso a los testigos estudiados.

A Sara Elgueta, por su ayuda al momento de recolectar los testigos de sondajes.

A Jorge Correa y Camila Marambio, por su amistad y el permitirme acceder a muestras recolectadas para sus respectivos trabajos de memoria.

A Pía y Agustina, por su amor incondicional, paciencia y alegría cotidiana. Gracias por ser el pilar en el cual puedo construir y desarrollar mi/nuestra vida.

A mis múltiples familias. A mi Padre por su apoyo, cariño y fe en mi, a su esposa (tía Paty) porque sin su instrucción no habría alcanzado las metas profesionales logradas hasta ahora, a mi Madre y su esposo (tío Mario) por su cariño e incondicional apoyo en el momentos más crucial de mi vida adulta (nunca lo olvidaré), a mis tres hermanos, por su cariño, fraternidad y apoyo incondicional.

A mis amigos siderales y amigos del alma, que la vida nos separe lo justo y necesario. Les doy las gracias por darme la oportunidad de conocerlos y compartir entre ustedes. Son gente maravillosa, espero que la vida resople a través de nosotros sin que apague la llama que nos llevó a unirnos. Los atesoraré conmigo por el resto de mis días.

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO	1
1.2 OBJETIVOS	2
1.2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	2
1.3 METODOLOGÍA DE TRABAJO	3
1.3.1 METODOLOGÍA PARA OBJETIVO ESPECÍFICO I	3
1.3.2 METODOLOGÍA PARA OBJETIVO ESPECÍFICO II	3
1.3.3 METODOLOGÍA PARA OBJETIVO ESPECÍFICO III	3
1.3.4 METODOLOGÍA PARA OBJETIVO ESPECÍFICO IV	4
1.4 LIMITACIONES DEL ESTUDIO	4
1.5 FISIOGRAFÍA	4
1.5.1 DOMINIO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA	5
1.5.2 DOMINIO DEL VALLE LONGITUDINAL	5
1.5.3 DOMINIO DE LA CORDILLERA PRINCIPAL	6
2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	7
2.1 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS LOCALES	7
2.1.1 ROCAS METAMÓRFICAS	7
2.1.2 ROCAS ESTRATIFICADAS	16
2.1.3 ROCAS ÍGNEAS	16
2.2 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS REGIONALES	17
2.2.1 CINTURONES PAREADOS DEL CENTRO-SUR DE CHILE (PALEOZOICO SUPERIOR)	18
2.2.2 BASAMENTO METAMÓRFICO EN ARGENTINA	20
2.2.3 PLUTONISMO DEVÓNICO EN ARGENTINA	21
2.3 CONTEXTO GEODINÁMICO PARA EL MARGEN DURANTE EL DEVÓNICO-CARBONIFERO	22
3. RESULTADOS	24
3.1 GENERALIDADES	24
3.2 PETROGRAFÍA	27
3.2.1 PETROGRAFÍA DEL COMPLEJO DE BASAMENTO LLANQUIHUE (CBL)	27

3.2.2 PETROGRAFÍA DE INTRUSIVOS DEVÓNICOS DE CHILOÉ CONTINENTAL (IDCC).....	34
3.2.3 PETROGRAFÍA DE CLASTOS DE ISLA HUAPI.....	36
3.3 GEOQUÍMICA.....	37
3.3.1 GEOQUÍMICA DEL COMPLEJO DE BASAMENTO LLANQUIHUE	38
3.3.2 GEOQUÍMICA DE LOS INTRUSIVOS DEVÓNICOS DE CHILOÉ CONTINENTAL	44
3.3.3 CLASTOS DE ISLA HUAPI	47
3.4 GEOCRONOLOGÍA U-Pb SHRIMP EN CIRCONES DETRÍTICOS	50
3.4.1 DIAGRAMAS DE FRECUENCIA DE EDADES Y DIAGRAMAS TERA WASSERBURG	50
3.4.2 DISTRIBUCIÓN DE EDADES ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS	52
4. DISCUSIÓN.....	55
4.1 POSIBLE AMBIENTE DE FORMACIÓN DEL MAGMATISMO DEVÓNICO	55
4.1.1 RIOLITA ALCALINA DE ZARAO	55
4.1.2 INTRUSIVOS DEVÓNICOS DE CHILOÉ CONTINENTAL	58
4.2 LITOLOGÍA, PROVENIENCIA SEDIMENTARIA, EDAD Y METAMORFISMO DEL COMPLEJO DE BASAMENTO LLANQUIHUE	59
4.2.1 LITOLOGÍA DEL COMPLEJO DE BASAMENTO LLANQUIHUE	59
4.2.2 PROVENIENCIA SEDIMENTARIA DEL COMPLEJO DE BASAMENTO LLANQUIHUE	60
4.2.3 EDAD DEL COMPLEJO DE BASAMENTO LLANQUIHUE	63
4.2.4 METAMORFISMO DEL COMPLEJO DE BASAMENTO LLANQUIHUE	63
4.3 PALEOGEOGRAFÍA PROPUESTA PARA LA ZONA DE ESTUDIO DURANTE EL DEVÓNICO y MISSISSIPPIANO INFERIOR	64
5. CONCLUSIONES	66
6 BIBLIOGRAFÍA.....	67
7. ANEXOS	72
7.1 ANEXO A.....	73
7.2 ANEXO B.....	77

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Figura 1: Dominios morfológicos de la Región de los Lagos. Modificado de Google Earth.	6
Figura 2: Gráficos de edad vs probabilidad de circones detríticos de metareniscas del Complejo Metamórfico Trafún. Modificado de Hervé et al., 2013 & Correa 2014.	8
Figura 3: Mapa con edades radiométricas del CMBM.	11
Figura 4: Diagrama de edad vs probabilidad de circones detríticos del CMBM. Modificado de Hervé et al., 2013.	13
Ilustración 5: Mapa geológico de Chiloé Continental. Modificado de Duhart (2008).	14
Figura 6: Isocronas de Ar/Ar. Modificado desde McDonough et al., publicación inédita.	15
Figura 7: Histograma de edades del Batolito Pensilvaniano en Chile. Modificado de Deckart et al., 2014	17
Figura 8: Histogramas de edad vs probabilidad de circones detríticos de la Serie Occidental. Modificado de Hervé et al., 2013.	19
Figura 9: Histogramas de edad vs probabilidad de circones detríticos de la Serie Oriental. Modificado de Hervé et al., 2013.	20
Figura 10: Histograma de edad vs probabilidad de circones detríticos del Complejo Guarguaráz. Modificado de Willner et al., 2005.	21
Figura 11: Diagrama resumen de caminos P-T en la zona de estudio y en el basamento metamórfico argentino. En negro meta-exhalitas de los Pabilos. En Morado y rojo Bloques exóticos de Los Pabilos. En verde esquistos verdes in-situ de Los Pabilos. En gris, Complejo Colohuincul. En amarillo, Complejo Guarguaraz. Limite de facies de Spear (1993).	22
Figura 12: Modelo geodinámico propuesto para el Silúrico-Devónico. Modificado de Ramos & Naipauer (2014).	23
Figura 13: Mapa con ubicación de las muestras. En azul, profundidad de las muestras. Mapa modificado de Hervé et al., 2013.	24
Figura 14: Fotografías de a) Muestra TE1-T4 y b) Muestra LM2	27
Figura 15: Microfotografía de la muestra LM2. LPA y objetivos 5x. Demarcado en blanco pseudomorfo de mica blanca - albita y clorita.	28
Figura 16: Microfotografía de la muestra TE1-T4. LPA y objetivos 20x Titanitas crecen asociadas a micas blancas, los feldespatos se presentan como agregados microcristalinos y parches de calcita se sobre imponen a la esquistosidad.	29
Figura 17: Fotografía LPA y a escala de corte de las muestras a) LM1 , b) C1-T18 . Ancho de la lamina delgada : 2.5 cm	30
Figura 18: Microfotografías de la muestra HU1-T8; a) LPA y objetivo de 5x. Fantasma de granate rotado con cizalla sinistral y formación sintectónica de peces de mica. b) LPNA con aumento de 5x. Relicto de granate asociado	30
Figura 19: Fotografías muestra HU2-T5. a) LPNA, fotografía a escala de corte. b) LPA, objetivos 2x	31

Figura 20: Muestra CM3-3-11. LPA y objetivos con aumento de 4x. Porfiroclastos con estructura "core-mantle". a) actinolita despues de hornblenda. b) porfiroclasto de plagioclasa.	32
Figura 21: Microfotografías con LPA y objetivo 4x. a) Muestra FO14108. b) CM2-04-08.....	32
Figura 22: Grado metamórfico del CBL. Limite de facies metamórficas de (Spear1993).....	33
Figura 23: Microfotografía muestra PICH-01-12, objetivo 4x. a) LPA. b) LPNA.....	34
Figura 24: Microfotografía muestra FO1413, objetivos 4x. a) LPA. b) LPNA. Biotita primaria.	35
Figura 25: Microfotografía de muestra FO1374, objetivo 4x. a) LAP. Microporfiroclasto de plagioclasa. b) LANP. Cristales de actinolita definiendo esquistosidad principal de la roca.....	35
Figura 26: a) fotografía a escala corte y LPA de las muestras FO13-20 (izquierda) y FO13-17C (derecha). b) Microfotografía LPA y objetivo 4x.	36
Figura 27: a) Fotografía a escala corte y LPA. b) Microfotografía a LPA y objetivo de 4x.	37
Figura 28: Diagrama de clasificación de Pearce (1996).	38
Figura 29: Diagrama de tierras raras normalizadas al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).	39
Figura 30: Diagrama Spider multi-elemento normalizado al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).....	39
Figura 31:Diagrama de discriminación tectónica para granitoides de Pearce et al., (1984).	40
Figura 32: Izquierda : Diagrama de clasificación de Winchester & Floyd (1977) . Derecha : Diagrama de clasificación de Hastie (2007). B: Basaltos.....	41
Figura 33: Diagrama de tierras raras normalizadas al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).	42
Figura 34: Diagrama Spider multi-elemento normalizado al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).....	42
Figura 35: Diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980). Los campos graficados son de muestras estudiadas por Hufmann (1996). En gris oscuro pillow lavas metamorfizada., Gris intermedio metabasitas toleíticas. En gris claro metabasitas alcalinas. En triángulos abiertos muestras estudiadas.	43
Figura 36: Diagrama de discriminación para basaltoides de (Pearce 2008). Se grafican las rocas estudiadas por Hufmann (1996).....	43
Figura 37: Diagrama de clasificación de Hastie (2007). BA/A: basalto andesita/andesita. D/R*: dacita/riolita/latitas/traquitas. Simbología en Figura 38.....	44
Figura 38: Diagrama de tierras raras normalizadas al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).	45
Figura 39: Diagrama Spider multi-elemento normalizado al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).....	45
Figura 40: Diagrama de discriminación tectónica para granitoides de Pearce et al., (1984).	46
Figura 41:Diagrama de discriminación tectónica para basaltoides de Wood (1980). Simbología en Figura 38.	46
Figura 42: Diagrama de clasificación de Winchester & Floyd (1977).....	47
Figura 43: Diagrama de tierras raras normalizadas al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).	48
Figura 44: Diagrama Spider multi-elemento normalizado al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).....	49
Figura 45: Diagrama de discriminación tectónica para granitoides de Pearce et al., (1984)	49
Figura 46: de probabilidad de edades U-Pb SHRIMP de la muestra LM1.	50
Figura 47:Diagrama Tera Wasserburg para muestra LM1.	51
Figura 48: Diagrama de probabilidad de edades U-Pb SHRIMP de la muestra LM2.	51

Figura 49:Diagrama Tera Wasserburg para muestra LM2.	52
Figura 50: Gráfico de Th/U vs Edad (Ma). La línea horizontal que corta el eje "Y" en Th/U=0.7 separa el campo de circones de claro origen ígneo de aquellos de origen ígneo o metamórfico (Hoskin & Schaltegger 2003).....	53
Figura 51: Gráfico Th/U vs Edad. circones de claro origen magmático se ubican en el campo sobre la línea horizontal (Hoskin & Schaltegger 2003). En verde circones de metarenisca de Isla Huapi (Correa 2014). Encerrados en un círculo azul posibles granos metamórficos.	54
Figura 52: Diagrama Spider multi-elemento normalizado al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995)	56
Figura 53: Diagrama de discriminación tectónica para granitoides de Pearce et al. (1982)	56
Figura 54: Diagrama de tierras raras normalizadas al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995)	57
Figura 55: En negro modelos de fusión parcial, en blanco modelos de cristalización fraccionada. Modificado de Davidson et al., (2013).	59
Figura 56: Histograma de edades vs probabilidad de circones detríticos de Esquistos de Esquel. Modificado de Herve et al., 2005.	61
Figura 57: Histograma de edades vs probabilidad de circones detríticos del Complejo Metamórfico Andino Oriental. Modificado de Augustsson et al., 2006.	61
Figura 58: Diagramas de isótopos de Hf y O. Encerrado en un rectángulo las edades Devónicas. Modificado de Hervé et al., 2013.	62
Figura 59: Diagrama esquemático (no a escala) del modelo evolutivo propuesto para la zona de estudio. Modificado de Martínez et al., 2011.	65

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo se centra en el estudio petrográfico , geoquímico y geocronológico de las unidades más antiguas pertenecientes al basamento ígneo y metamórfico de la Región de los Lagos, dichas unidades se ubican aproximadamente entre los 40° S y 43°S. Las rocas estudiadas se disponen de forma disgregada y más bien discontinua en los dominios de; la Cordillera de la Costa, bajo la cobertura sedimentaria del Valle Longitudinal y en el flanco occidental de la Cordillera Principal de dicha región.

1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO

En la Región de los Lagos se han reconocido unidades del basamento ígneo y metamórfico que afloran tanto en el dominio de la Cordillera de la Costa, Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM), como en la vertiente occidental de los Andes Principales, Complejo Metamórfico Trafún (CMT) a los 40°S y el Complejo Metamórfico de los Andes Principales (CMAP) a los 43°S (Duhart et al., 2001, Campos et al., 1998 y Hervé et al., 2003). Dichos complejos se han asociado tradicionalmente a haberse formado durante el Paleozoico tardío, sin embargo estudios recientes han demostrado que estos poseen una historia compleja, ya que dentro de estos existen componentes de edad Devónica, poco común en el basamento chileno (Duhart, 2008 y Correa, 2014), componentes Pérmicos (Hervé et al., 2013) y hasta componentes del Cretácico Superior (Hervé et al., 2015. En prensa). Para los periodos anteriormente señalados, del que se tiene menor conocimiento es el referido al Devónico, esto último debido al escaso registro geológico reportado, sumado a las complejidades que presenta el estudio de rocas tan antiguas en una zona que ha sido un margen convergente de forma casi continua desde el Paleozoico tardío. Es por esto que la comprensión desde la petrografía, geoquímica y geocronología de las unidades Devónicas reconocidas al sur de la Falla de Lanahue, permitirá tener una visión más completa y acabada de la paleogeografía y procesos geológicos ocurridos durante el Devónico para este segmento del margen Gondwánico, pudiendo así entender cuál sería la relación de estos con la acreción del terreno de Chilenia al norte de los 39°S (Ramos 1984).

Para lograr lo anteriormente expuesto, este trabajo se centrará en el estudio de unidades ígneas y metamórficas de conocida edad Devónica tales como la Traquita Zarao, microdiorita de Pichicolo y el ortogneiss de Chaitén (Duhart et al., 2001 y Duhart, 2008). En el estudio de algunos clastos graníticos y metamórficos de una unidad metaconglomerádica interpretada como la base del Complejo Metamórfico Trafún, (Thiele et al., 1976). Este complejo metamórfico tiene una edad máxima posible de sedimentación del Carbonífero inferior (Correa, 2014), por lo que dichos clastos

provenirían de fuentes pre-Carboníferas, siendo al menos uno de los clastos graníticos estudiados de conocida edad Devónica (Martin et al., 1999 ,Correa, 2014). Por último, se estudiarán rocas metamórficas tanto de protolito básico como sedimentario colectadas del fondo de sondajes diamantinos perforados por la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP) en el Dominio del Valle Longitudinal. Se ha propuesto que estas constituyen un bloque de basamento no expuesto el cual ha sido referido como Complejo de Basamento Llanquihue por McDonough et al., en una publicación inédita (tal como es citado por Duhart et al., 2001). Es en dicha publicación inédita en donde mediante isócronas de Ar-Ar se obtuvo una edad de 371.4 ± 3.5 Ma en mica blanca de un esquistos pelítico y una edad de 359.3 ± 4.4 Ma en hornblenda de un granito no deformado que se encontraba intruyendo el basamento metamórfico, asignando por ende una edad de metamorfismo Devónica para dicho bloque de basamento.

1.2 OBJETIVOS

El objetivo de este estudio es el poder determinar el contexto geodinámico de formación del magmatismo Devónico reportado en la Región de los Lagos , la proveniencia sedimentaria y edad máxima de sedimentación del protolito de esquistos psammopelíticos del Complejo de Basamento Llanquihue , sus condiciones de metamorfismo y las relaciones de este bloque de basamento con las unidades de basamento metamórfico expuestas en superficie, Complejo Metamórfico Trafún y Complejo Metamórfico Bahía Mansa.

1.2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- I. Mediante análisis petrográfico y geoquímico de elementos mayores, menores y trazas de los cuerpos ígneos Devónicos, determinar el ambiente tectónico de formación y aspectos relevantes de su petrógenesis.
- II. Determinar relaciones petrográficas y geoquímicas de metabasitas pertenecientes al Complejo Metamórfico Bahía Mansa, Complejo de Basamento Llanquihue y un clasto de metabasita del metaconglomerado perteneciente al Complejo Metamórfico Trafún.
- III. Estimar el grado metamórfico de esquistos del Complejo de Basamento Llanquihue.
- IV. Determinar proveniencia sedimentaria y edad máxima de sedimentación del protolito de esquistos psammopelíticos pertenecientes al Complejo de Basamento Llanquihue.

1.3 METODOLOGÍA DE TRABAJO

La metodología empleada se describirá de acuerdo a los objetivos específicos anteriormente planteados.

1.3.1 METODOLOGÍA PARA OBJETIVO ESPECÍFICO I

- I. Descripción petrográfica de secciones delgadas confeccionadas en el Laboratorio de Corte del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.
- II. Chancado y pulverizado de muestras realizado en los laboratorios de la Carrera de Geología de la Universidad Andrés Bello.
- III. Análisis geoquímico ICP-OES de elementos mayores y ICP-MS de elementos trazas en el laboratorio Actlabs, Canadá.
- IV. Procesamiento de datos geoquímicos utilizando el software GCDKit 3.00. Se confeccionaron diagramas de Spider de Tierras Raras, multi-elementos y diagramas de discriminación tectónica

1.3.2 METODOLOGÍA PARA OBJETIVO ESPECÍFICO II

- I. Descripción petrográfica de secciones delgadas confeccionadas en el Laboratorio de Corte del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.
- II. Chancado y pulverizado de muestras realizado en los laboratorios de la Carrera de Geología de la Universidad Andrés Bello.
- III. Análisis geoquímico ICP-OES de elementos mayores y ICP-MS de elementos trazas en el laboratorio Actlabs, Canadá.
- IV. Procesamiento de datos geoquímicos utilizando el software GCDKit 3.00. Se confeccionaron diagramas de Spider de Tierras Raras, multi-elementos y diagramas de discriminación tectónica.

1.3.3 METODOLOGÍA PARA OBJETIVO ESPECÍFICO III

- I. Descripción petrográfica de secciones delgadas confeccionadas en el Laboratorio de Corte del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

1.3.4 METODOLOGÍA PARA OBJETIVO ESPECÍFICO IV

- I. Separación de circones en el laboratorio de Chancado y separación de minerales del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.
- II. Dataciones U-Pb SHRIMP en 70 circones detríticos de esquistos psammpelíticos pertenecientes al Complejo de Basamento Llanquihue. Dichas dataciones serán realizadas por C.M Fanning en los laboratorios la Escuela de Investigación de Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional de Australia.

1.4 LIMITACIONES DEL ESTUDIO

La principal limitación del presente trabajo guarda relación con lo escaso que es el registro geológico de rocas Devónicas en territorio chileno. Respecto a esto, las rocas ígneas analizadas al estar dispuestas de forma espacialmente disgregada y con afloramientos volumétricamente reducidos, la extrapolación de los resultados relativos a su petrogénesis a un segmento relativamente mayor del margen Gondwánico debe ser tomada con cautela, ya que se puede incurrir en sobredimensionar espacialmente de la extensión de dicha franja magmática y los procesos tectónicos que le dieron origen .

Dado que una parte importante del trabajo está centrado en rocas metamórficas que corresponden a testigos de sondajes, no se podrá obtener de estos información relativa a la orientación real de las estructuras que estas presenten, siendo el manteo el único dato posible de obtener de dichas estructuras, ya que los prospectos fueron perforados con un ángulo de c. 90° respecto de la horizontal. Aparte de esto, la extensión de dicha franja de basamento metamórfico será más bien especulativa, dado que no se dispone de más información que los puntos en que los sondajes fueron perforados.

1.5 FISIOGRAFÍA

La zona que comprende este estudio se ubica entre los 40°S y 43°S (ver Figura 1), en lo que respecta a la zona sur de la Región de los Ríos y la zona norte de la Región de los Lagos, Chile. A estas latitudes los rasgos morfológicos principales son, de Oeste a Este; la Cordillera de la Costa, el Valle Longitudinal y la Cordillera Principal (ver Figura 1).

1.5.1 DOMINIO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA

Se ubica en la parte más occidental de la zona de estudio, delimitando hacia el W con la plataforma continental y hacia el E con el Valle Longitudinal. Consiste en un cordón montañoso de orientación NNE formado por algunas cumbres aserradas y mesetas. Presenta una altura menor que la Cordillera Principal y está compuesto principalmente por rocas metamórficas del Paleozoico.

La altura promedio del dominio es de unos 550 m.s.n.m. Siendo esta mayor al norte de la localidad de Bahía Mansa, ubicada en la desembocadura del río Contaco, en donde puede alcanzar hasta los 1042 m.s.n.m. Mientras que al sur de este las alturas máximas están en orden de los 800 m.s.n.m. , con solo unas pocas sobre los 900 m.s.n.m. Al sur del río Llico , 41°S , la Cordillera de Zarao no sobrepasa los 500 m.s.n.m., la cual va en descenso gradual hasta desaparecer en la desembocadura del río Maullín, volviendo a aparecer en el margen nor-occidental de la Isla Grande de Chiloé, en la península de Lacui, donde no sobrepasa los 300 m.s.n.m.

La Cordillera de la Costa es cortada por valles fluviales de orientación preferente, aunque variable, E-W. Estos finalmente desembocan en el Océano Pacífico. Dentro de los principales se encuentran río Bueno y río Maullín, cuyos causes son alimentados por diversos afluentes en el Valle Longitudinal. Las incisiones más profundas generan escarpes de alto ángulo y todas presentan un morfología en forma de V.

1.5.2 DOMINIO DEL VALLE LONGITUDINAL

Se ubica entre los dominios de la Cordillera de Costa y Cordillera Principal. Consiste en una zona amplia, deprimida y rellena por rocas sedimentarias y volcánicas terciarias, estas últimas en menor proporción. Dichas rocas terciarias se encuentran cortadas y cubiertas por depósitos glaciares, glaciafluviales, fluviales y piroclásticos de edad Cuaternaria.

El rasgo morfológico predominante de este segmento está dado por lomas suaves y planicies cortadas por los valles de los principales causes de aguas de la región. Desde un poco más al norte de los 40°S , el Valle Longitudinal se distingue claramente, adquiriendo su mayor longitud este-oeste desde Osorno al sur, la cual alcanza unos 80 km aproximadamente. Al norte de la latitud anteriormente nombrada, el Valle Longitudinal desaparece, dada la prolongación hacia el E de la Cordillera de la Costa.

En el extremo norte del segmento, la Depresión Intermedia puede alcanzar los 200 m.s.n.m. , altitud que va descendiendo a medida que aumenta la latitud hasta el Canal del Chacao . Por otra parte en su extremo oriental se localizan los principales lagos de origen glacial, algunos de los cuales presentan formas elongadas en la dirección este-oeste.

1.5.3 DOMINIO DE LA CORDILLERA PRINCIPAL

La Cordillera Principal está constituida por una amplia gama de unidades geológicas entre las cuales se encuentran rocas graníticas del Carbonífero, Jurásico, Cretácico y del Cenozoico; además de rocas volcánicas y sedimentarias del Triásico, Jurásico-Cretácico y del Cenozoico, junto a rocas volcánicas del Cuaternario. Mantiene una altura promedio de unos 2000 m.s.n.m., con excepción de los macizos correspondientes a estratovolcanes, calderas volcánicas y centros efusivos Cuaternarios, ubicados en los contrafuertes occidentales de la Cordillera Principal, los cuales alcanzan hasta 2500 m.s.n.m.

Ubicado unos 60 km al E del Lago Llanquihue se irgue el volcán Tronador, con sus 3491 m.s.n.m., es el macizo más sobresaliente para este segmento de la Cordillera Principal. Sobre la ladera E de dicho volcán se dispone la divisoria de aguas y el límite internacional Chileno-Argentino. En territorio argentino, la Cordillera Principal presenta incisiones profundas de orientación preferencial NW, siendo la más importante de estas el Lago Nahuel Huapi.



Figura 1: Dominios morfológicos de la Región de los Lagos. Modificado de Google Earth.

2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

En este apartado se precisan los datos bibliográficos referidos a las unidades Paleozoicas ubicadas tanto en la zona de estudio, como a escala regional.

2.1 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS LOCALES

2.1.1 ROCAS METAMÓRFICAS

2.1.1.1 COMPLEJO METAMÓRFICO TRAFÚN (CARBONÍFERO)

Ubicado entre los lagos Riñihue y Ranco , 40° S aproximadamente, se dispone como una pequeña franja limitada hacia el W por depósitos Cuaternarios y hacia el E por el Batolito Futrono-Riñihue. La mayor parte de esta formación aflora al NW de Futrono, en la península de Trafún, y a lo largo del valle del río Trafún., mientras que escasos afloramientos se exponen en la península Pisada del Diablo, en la ribera sur del lago Ranco y en Isla Huapi, ubicada en el centro de este último.

Originalmente descrita como Estratos de Trafún por Illies (1960) , Gonzalez-Bonorino (1970) la incluyó en la denominada "Zona I" de la Serie de Curepto, pocos años más tarde Aguirre y colaboradores (1972) la describieron como parte de la Serie Oriental del basamento metamórfico del centro-sur de Chile. La denominación de "Complejo Metamórfico Trafún" fue acuñada por Campos et al., (1998) por tratarse de rocas metasedimentarias poco deformadas, sin base ni techo conocidas y naturaleza e intensidad de metamorfismo particular.

El Complejo Metamórfico Trafún, en las zonas donde las características del protolito sedimentario no han sido borradas, preserva la estratificación (S₀) y consiste en intercalaciones rítmicas de areniscas de grano fino y medio con estratificación cruzada , limolitas, fangolitas y localmente un cuerpo conglomerádico. Es en Isla Huapi donde las intercalaciones rítmicas de pelitas y areniscas masivas gradan a este conglomerado grueso compuesto de clastos angulosos de esquistos y pizarras y clastos redondeados de gneisses, granitoides, lavas ácidas y metabasitas, estas últimas de hasta un metro de diámetro. Las estructuras sedimentarias, naturaleza rítmica de la secuencia y los conglomerados macizos con clastos angulosos expuestos en Isla Huapi, sugieren una depositación por flujos en masa en un abanico subacuático. (Thiele et al., 1976, Martin et al., 1999, y Correa 2014).

El cambio progresivo de las asociaciones de minerales metamórficos varía de W a E, hacia el contacto con el Batolito Futrono-Riñihue desde 1) clorita, 2) clorita + biotita, 3) biotita, 4) andalusita + cordierita, 5) cordierita + sillimanita ± andalusita. La aparente cercanía textural que se observa en algunas zonas para la asociación mineralógica 5) cordierita + sillimanita ± andalusita, indicaría un grado metamórfico máximo en la cercanía de los 2.8 kbar y 550°C, lo que sugiere un metamorfismo de bajo P/T (Martin et al., 1999 y referencias citadas en el trabajo).

El CMT registra dos eventos de deformación cinemáticamente diferentes, el más antiguo D1 con vergencia SE y el más joven D2 con vergencia NE, siendo S1 localmente sub-paralelo a S₀ en las cercanías del lago Ranco . Estudios petrográficos indican que el desarrollo del evento D1 está asociado a la intrusión del Batolito Futrono-Riñihue, mientras que variaciones texturales entre los núcleos y bordes de los porfidoblastos de mayor grado metamórfico (cordierita, andalusita y sillimanita) indican un crecimiento inicial bajo un régimen sin deformación y un posterior crecimiento bajo un metamorfismo dinamo-termal (Martin et al., 1999).

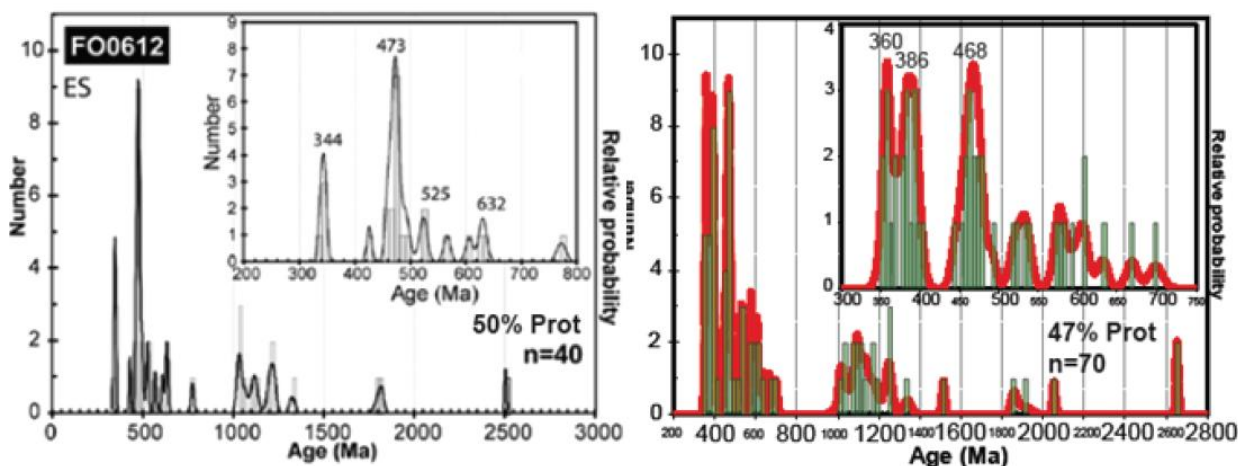


Figura 2: Gráficos de edad vs probabilidad de circones detríticos de metareniscas del Complejo Metamórfico Trafún. Modificado de Hervé et al., 2013 & Correa 2014.

Dataciones U-Pb convencional en granos de circones han arrojado edades de <383 Ma para un clasto granítico en el conglomerado de isla Huapi y 403 Ma para una metaarenisca próxima al lago Panguipulli (Martin et al., 1999). Trabajos recientes han reportado nuevas edades U-Pb SHRIMP, según las cuales los clastos graníticos del metaconglomerado de isla Huapi tendría una edad de 373.2 ± 2.5 Ma (Correa 2014) , mientras que los peaks de sedimentación más jóvenes medidos en circones detríticos de una metaarenisca de Isla Huapi y de Playa Chauquén (ubicada en la ribera del lago Panguipulli) asignarían una edad máxima posible de sedimentación del Carbonífero inferior (ver Figura 2) para el complejo (Hervé et al., 2013 y Correa 2014).

2.1.1.2 COMPLEJO METAMORFICO BAHÍA MANSA (PÉRMICO)

El CMBM se incluye dentro de la denominada Serie Occidental del Basamento Metamórfico (Aguirre et al., 1972; Hervé, 1988), la cual a su vez es equivalente a la Zona III de la serie de Curepto (Gonzalez-Bonorino, 1970), mientras que la denominación utilizada en este trabajo para referirse a este conjunto heterogéneo de rocas metamórficas fue asignada por Duhart et al., (1998).

El complejo Metamórfico de Bahía Mansa (CMBM) se dispone de forma continua en el Dominio de la Cordillera de la Costa (ver imagen xx) entre los 39° y 42°S. Y Presenta una fase pervasiva de metamorfismo principal D2 en facies esquistos verdes el cual oblitera las características de protolito y la fabrica del evento D1 (Duhart et al., 2001).

En base a su distribución espacial, características litológicas y estructurales Duhart et al., (1998), hace la separación local , entre los 41°30' S y los 42°30' S, del CMBM en tres unidades: Metamorfitas de Río Llico, Metabasitas de Estaquilla y Metapelitas de Lacui.

2.1.1.2.1 UNIDADES DEL CMBM

2.1.1.2.1.1 METAMORFIRAS DE RÍO LLICO

Unidad compuesta por rocas metamórficas de bajo grado con protolito pelíticos y en menor cantidad máfico. Ocupa un área de unos 600 km² y se encuentra constituida principalmente por esquistos de cuarzo-mica blanca, los cuales intercalan en su porción NE franjas de esquistos verdes de orientación NW-SE. La unidad presenta una fuerte foliación de carácter penetrativo.

Las metapelitas presentan asociaciones minerales en facies esquistos verdes, siendo estas principalmente cuarzo-mica blanca-albita y cuarzo-clorita-albita, mientras que titanita, turmalina y opacos son los minerales accesorios más comunes. Las rocas de esta unidad registran una foliación principal S₂ la cual es afectada por un clivaje de crenulación S₃, además de una foliación relictiva S₁, la cual se preserva como micropliegues intrafoliales y como foliación interna en cristales de albita. Abundante material grafitico ocurre como cúmulos, frecuentemente asociado a las bandas de clorita y como inclusión en poikiloblastos de albita. Localmente se presenta biotita sobreimpuesta a la foliación.

Las metabasitas correspondientes a esta unidad son rocas verde claro a oscuro, de grano fino a medio y con una foliación medianamente desarrollada. Consisten en un agregado nematoblástico a granonematoblástico de anfíbola (actinolita y hornblenda), epidota, clorita y en mucha menor proporción cuarzo y albita. La mineralogía accesoría corresponde a titanita e hidróxidos de hierro

2.1.1.2.1.2 METABASITAS DE ESTAQUILLA

Cubriendo un área de unos 150 km², los afloramientos de esta unidad de mejor exposición se presentan en los acantilados costeros entre Punta Estaquilla por el sur, hasta la desembocadura del río Llico por el norte. La base de esta unidad no se encuentra expuesta e infrayace a unidades estratificadas del Mioceno. Hacia su límite oriental se encuentra en contacto por falla con los depósitos de la Cuenca Osorno-Llanquihue.

Consiste en una unidad de poca variabilidad litológica, compuesta por rocas metamórficas de bajo grado y protolito máfico. También se incluyen dentro de esta unidad escasos y pequeños afloramientos de metagabrodioritas y un cuerpo traquítico concordante con la foliación principal y de bordes foliados (referido en el presente trabajo como Riolita Alcalina de Zarao).

De acuerdo a sus características a escala de afloramiento, se separa en esquistos verdes y rocas verdes, siendo los primeros de una fábrica planar y los segundos de una fábrica masiva. Ambos se disponen con una orientación preferencial NW-SE. Mineralógicamente los esquistos verdes corresponden a arreglos nematoblásticos de actinolita prismática a acicular con epidota, clorita y en menor cantidad cuarzo y albita. Algunos granos de hornblenda corresponderían a relictos de la mineralogía primaria. Por otra parte las rocas verdes corresponden a agregados granoblásticos y en ocasiones porfidoblásticos de epidota, actinolita, clorita y titanita, con una menor proporción de cuarzo y albita.

Los cuerpos metagabrodioríticos presentan una textura granular con hornblenda actinolizada y plagioclasas saussuritizadas con formación de (clino?)zoicita, titanita, clorita y cuarzo. Algunos individuos muestran una notable deformación representada por el fracturamiento y doblamiento de cristales de actinolita.

2.1.1.2.1.3 METAPELITAS DE LACUI

Aflora principalmente en el margen occidental de la península de Lacui, cubriendo un área aproximada de 30 km². La base de la unidad no se encuentra expuesta, mientras que esta se encuentra cubierta por depósitos Cenozoicos. No se observa el contacto con la unidad de Metabasitas de Estaquilla (ME), situada inmediatamente al norte, sin embargo, este es coincidente con zonas de rocas miloníticas.

Las Metapelitas de Lacui conforman una unidad litológica relativamente monótona y de bajo grado metamórfico constituida por intercalaciones de micaesquistos y cuarcitas afectadas por deformación y plegamiento. A escala de afloramiento presentan el desarrollo de clivaje de crenulación (S₃) que afecta a la foliación principal (S₂).

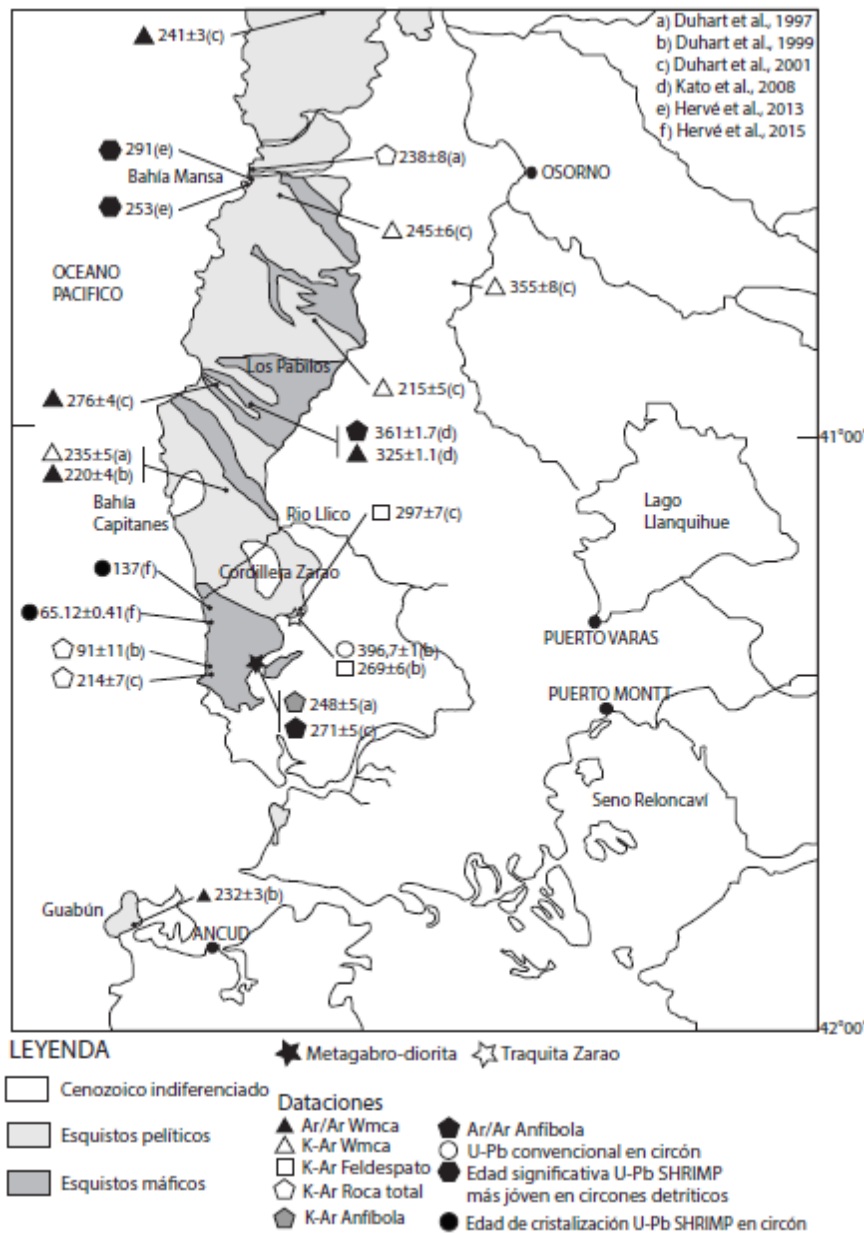


Figura 3: Mapa con edades radiométricas del CMBM.

Los esquistos pertenecientes a esta unidad presentan mineralogías dominadas por las asociaciones cuarzo-mica blanca, cuarzo-mica blanca-clorita y cuarzo-clorita con una mineralogía accesoria de titanita, turmalina, circón y minerales opacos. El cuarzo se presenta como agregados poligonales dispuestos en bandas granoblásticas, mientras que la mica blanca se dispone en bandas lepidoblásticas bien definidas. Clorita reemplazando granos de mica blanca se interpretan como producto de un metamorfismo retrogrado. Micropliegues simétricos a isoclinales son comunes.

Intercalaciones delgadas de espesor menor a 50 cm de cuarcitas de cuarzo granoblástico, y muy bajas cantidades de mica blanca se presentan dentro de paquetes de metapelitas. Por otra parte, alternancias regulares de milonitas grano muy fino y color gris oscuro han sido incorporadas dentro de las ML. Esto último debido a la presencia de una mineralogía semejante a las metareniscas de ML, lo que supone un protolito y metamorfismo semejante.

Sobre impuestos a la fabrica milonítica se presentan cristales de biotita, granate y epidota, además de microvetillas de cuarzo-epidota, y en menor cantidad calcita, los cuales se interpretan como asociados a un eventos hidrotermal posterior al metamorfismo.

2.1.1.2.1.4 BLOQUES EXÓTICOS DE LOS PABILOS

En el área de Los Pabilos (ver Figura 3), más de un 60% de los esquistos *in situ* corresponden a esquistos máficos con las asociaciones albita + epidota + actinolita + clorita + esfeno ± cuarzo ± óxidos de Fe ± estipnomelano ± mica blanca. El resto de los cuerpos corresponden a esquistos micaceos, cuya asociación mineralógica está dada por el arreglo cuarzo + albita + mica blanca + material carbonoso ± clorita ± epidota baja en Fe ± óxidos de Fe. Como intercalaciones se presentan cuerpos menos abundantes de metacherts y escasos cuerpos serpentiniticos (Kato & Godoy 1995).

Es en esta área donde se han identificado Bloques exóticos de esquistos azules, retro-eclogitas, retro-anfibolitas y serpentinitas (los cuales exceden los 50 cm de diámetro), además de sedimentos (posiblemente Cenozoicos) los cuales contienen fragmentos derivados de estos bloques. Estos bloques se disponen sobre un cuerpo de serpentinita "*in situ* idéntico al de los cuerpos serpentiniticos con los cuales están asociados los bloques de esquistos azules y eclogita-anfibolita. La ocurrencia aislada y escasa de los cuerpos de serpentinita y su asociación espacial con los bloques de esquistos azules y anfibolita sugiere que estos se encontraban originalmente asociados con la serpentinita que los subyace, ya sea como una inclusión tectónica o marginales a esta (Kato et al., 2008 y Kato & Godoy 1995).

2.1.1.2.2 GEOCRONOLOGÍA DEL CMBM

Dataciones en los sistemas radiométricos Rb-Sr, K-Ar y Ar/Ar han sido aportados por Munizaga et al., (1988); Kato y Godoy (1995); Kato et al., (1997); Duhart et al., (1997); Duhart (1999) y Söllner et al., (2000). Particularmente, las edades K-Ar y Ar/Ar en micas blancas de esquistos pelíticos en facies de esquistos verdes arrojan valores que varían entre los 280 Ma y 220, siendo las Pérmicas las más comunes. Dataciones K-Ar en anfibolita y roca total, Ar/Ar y K-Ar en mica blanca de esquistos máficos pertenecientes al complejo arrojan edades en el rango anteriormente nombrado siendo una edad Ar/Ar en mica blanca de $323. \pm 2$ Ma la más antigua registrada en la zona.

Una datación U-Pb convencional en circones de la Traquita Zarao, la cual intruye a la unidad de las Metabasitas de Estaquilla, arroja una edad 396.7 ± 1.3 Ma. Dicha edad se interpreto como la edad de cristalización del cuerpo magmático, mientras que una edad K-Ar en sanidina de 269 ± 6 Ma se interpreta como producto del reajuste parcial del sistema ante el evento metamórfico en facies esquistos verdes del Pérmico-Triásico (Duhart et al., 1997 y 2001).

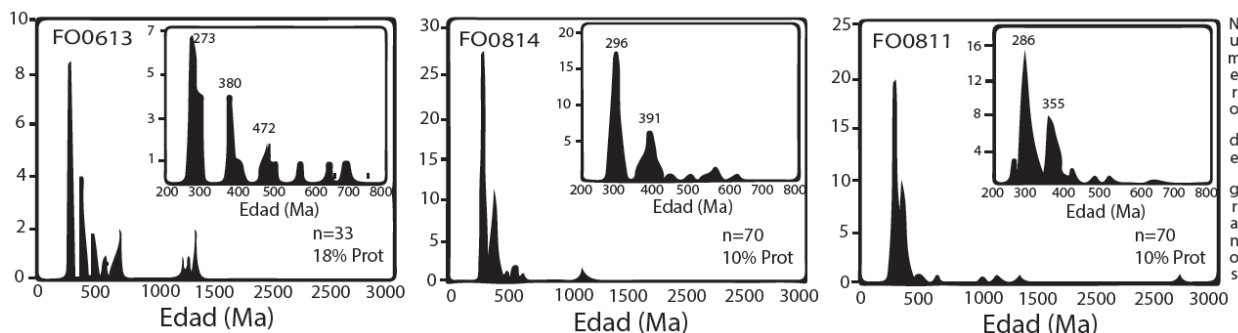


Figura 4: Diagrama de edad vs probabilidad de circones detríticos del CMBM. Modificado de Hervé et al., 2013.

Dataciones U-Pb SHRIMP en circones detríticos del complejo han arrojados picos máximos de sedimentación de 291 y 253 Ma (Hervé et al., 2013), corroborando que al menos un segmento del CMBM se habría acrecionado al margen durante el evento de metamorfismo D_2 en el Pérmico-Triásico (ver Figura 4). La porción restante del complejo que sirvió de roca caja para la intrusión de la Traquita Zarao tendría una edad mínima tan antigua como Devónico Inferior. Esta porción del CMBM habría sido afectada por el evento de metamorfismo pervasivo en facies esquistos verdes hacia fines del Paleozoico e inicios de Triásico (Duhart et al., 2001).

Dataciones radiométricas utilizando el sistema Ar/Ar en hornblenda relicta en esquistos azules pertenecientes a los Bloques Exóticos de Los Pabilos arrojaron una edad de 361 ± 1.7 Ma, dicha edad fue interpretada como una edad mínima para el evento de alto P/T, mientras que una edad de 325 ± 1.1 Ma en micas blancas que reemplazan parcialmente a hornblenda, y que están en equilibrio con cristales de glaucofano, son interpretadas como registro del evento de metamorfismo retrogrado desde facies eclogita-anfibolita a esquistos azules (Kato et al., 2008).

2.1.1.3 COMPLEJOS METAMÓRFICOS DE CHILOÉ CONTINENTAL

Se ha identificado, principalmente hacia la ribera Oeste de Chiloé Continental, un cinturón de rocas metamórficas el cual está compuesto mayoritariamente por metapelitas y metabasitas con afinidades N-MORB (ver Figura 5). Estas asociaciones litológicas se han agrupados bajo los nombres de Complejo Epimetamórfico Llancahué y Complejo Acrecionario (Cembrano 1990 & Sanhueza 1996).

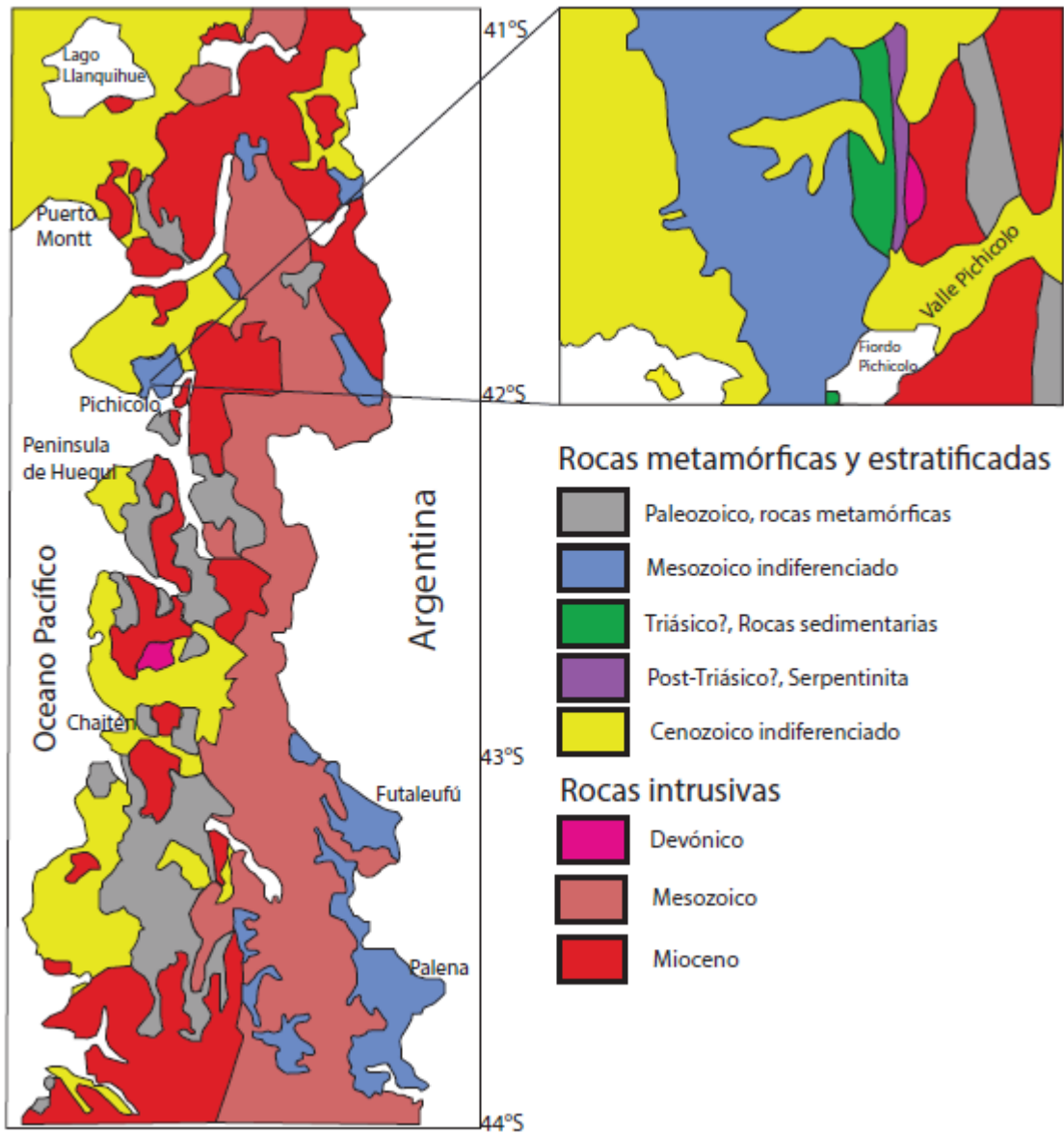


Ilustración 5: Mapa geológico de Chiloé Continental. Modificado de Duhart (2008).

En Buil, ubicado en la Península de Huequi, Fortey et al., (1992), reporta la presencia de rodados de pizarras las cuales se interpretan como pertenecientes al complejo acrecionario costero. Dichas pizarras contienen restos de "*clamoniid trilobite*", un "*phacopoid trilobite*" indeterminado y un coral "*zaphentid*", los cuales son de edad Devónico Inferior a Medio . La ocurrencia de trilobites de aguas someras con afinidades de "*Malvinokaffic*" similares a las encontradas en Argentina, Bolivia, Islas Malvinas y Sudáfrica, sugiere que toda esta área hacia el Devónico pudo corresponder a una plataforma somera.

Más al Sur, Hervé (1988) propuso el nombre Complejo Metamórfico de la Cordillera Principal, para un grupo de rocas metamórficas de alto grado, las cuales mineralógicamente se caracterizan por presentar estauroilita, andalusita y sillimanita. Estas rocas de alto grado se encuentran en xenolitos del Batolito Norpatagónico o próximas a los contactos con este.

2.1.1.4 COMPLEJO DE BASAMENTO LLANQUIHUE (DEVÓNICO)

Basados en una edad Ar/Ar de 371.4 ± 3.5 Ma en mica blanca de esquistos psammopelíticos obtenidos del fondo de pozos perforados en la Cuenca Osorno Llanquihue y en una edad Ar/Ar de 359.3 ± 4.4 Ma obtenida en hornblenda de un granito no deformado (ver Figura 6) que corta a los esquistos anteriormente nombrados, McDonough y colaboradores (publicación inédita) proponen que bajo los sedimentos de la Cuenca Osorno Llanquihue existe de un bloque de basamento diferente y más antiguo que el bloque de basamento que aflora justo al Oeste, Complejo Metamórfico Bahía Mansa .

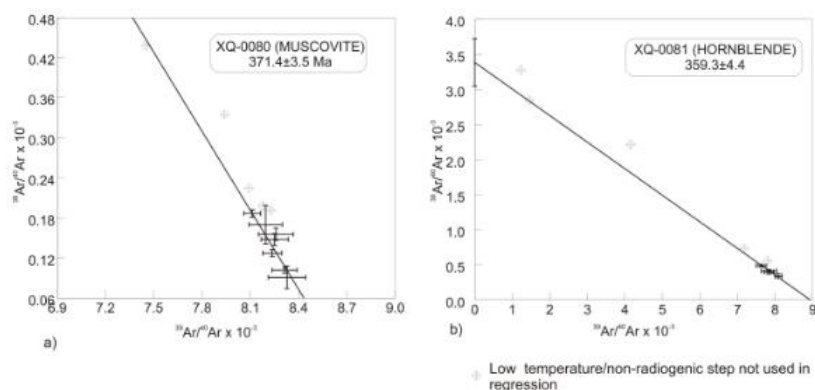


Figura 6: Isocronas de Ar/Ar. Modificado desde McDonough et al., publicación inédita.

De las edades obtenidas los autores sugieren que el metamorfismo de este bloque de basamento habría ocurrido durante el Devónico, siendo la edad de cristalización del granito de hornblenda la edad mínima de este.

2.1.2 ROCAS ESTRATIFICADAS

2.1.2.1 DEPOSITOS DE LA CUENCA OSORNO LLANQUIHUE (OLIGOCENO SUPERIOR? - MIOCENO)

Se disponen justo al E del dominio de la Cordillera de la Costa, entre los 40° S y 41°30' S. Su porción inferior está constituida por los Estratos de Chequemó, unidad que sobreyace en discordancia de erosión a rocas metamórficas pertenecientes al CMBM. Dicha unidad consiste en sedimentitas depositadas en un ambiente continental-parálico durante el Oligoceno Superior a Mioceno Inferior.

Sobre yaciendo e interdigitada con contacto transicional y/o contacto erosivo a los Estratos de Chequemó o directamente depositada en discordancia de erosión sobre el basamento de la Cordillera de la Costa, se depositó durante el Mioceno Inferior a Medio la Formación Santo Domingo, Dicha formación consiste en depósitos marinos, entre los cuales se diferencian una sub-unidad basal de conglomerados y areniscas con intercalaciones de menores de fangolita, una sub unidad intermedia con alternancias de areniscas finas, limolitas y arcillolitas cuarzo-líticas ricas en mica y una sub-unidad superior con areniscas y fangolitas epiclásticas alternando con fangolitas tobaceas y tobas de ceniza muy fina.

2.1.3 ROCAS ÍGNEAS

2.1.3.1 INTRUSIVOS DEVÓNICOS

Escasos afloramientos de rocas intrusivas foliadas de edad Devónica han sido reconocidos en territorio chileno entre los 42 y 43° S (ver Figura 5). Representantes de este son la metatonalita de Chaitén de c. 400 Ma y la microdiorita de Pichicolo de c. 386 Ma, las cuales por ende corresponden a las rocas más antiguas reconocidas en este segmento (Duhart, 2008). De acuerdo a estudios isotópicos, la génesis de la metatonalita de Chaitén está relacionada a la fusión de una fuente mantélica en una zona de supra subducción (Duhart, 2008).

La roca encajante más probable de estos cuerpos serían; el Complejo Epimetamórfico Llancahué (Cembrano, 1990) , el Complejo Acrecionario Costero (Sanhueza, 1996) y/o el Complejo Metamórfico de los Andes Principales (Hervé et al., 1988).

2.1.3.2 BATOLITO FUTRONO-RIÑIHUE (PENSILVANIANO)

Ubicado desde el norte del lago Riñihue hasta el sur del lago Ranco, corresponde a una franja de orientación preferente N-S compuesta por granitos, granodioritas y tonalitas, de biotita y hornblenda, leucogranitos de grano medio a grueso, y pórfidos riodacíticos (Rodríguez et al., 1998).

Estudios geoquímicos efectuados determinan una señal calcoalcalina metaluminosa de alto K₂O, indicando un origen asociado a procesos de subducción.

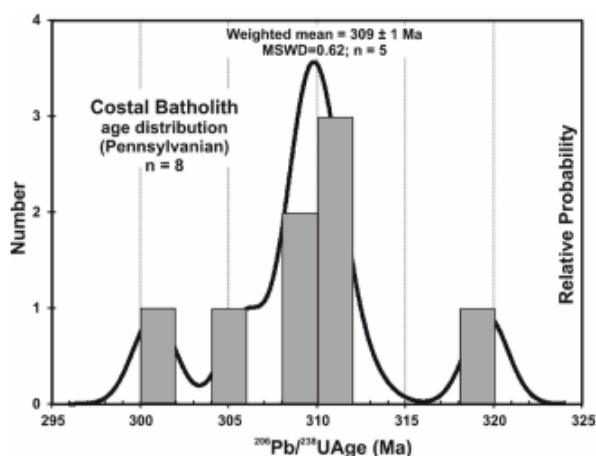


Figura 7: Histograma de edades del Batolito Pensilvaniano en Chile. Modificado de Deckart et al., 2014

Dataciones K-Ar en biotita de cuerpos intrusivos cercanos a las localidades de Lago Riñihue y Lago Ranco, han arrojado edades en el rango 282 ± 4 Ma y 309 ± 8 Ma (Munizaga et al., 1984, Munizaga et al., 1988). Una reciente edad U-Pb SHRIMP en circón de 305.9 ± 2.4 Ma (Deckart et al., 2014) reafirma una edad Carbonífero tardío para la unidad. La cual por ende pertenecería al Batolito Costero Pensilvaniano de amplia distribución en el margen chileno entre los 33° S y los 38° S, en donde presenta una disposición preferente N-S. Al sur de estas latitudes, el batolito adquiere un disposición NW, presentándose sus afloramientos más australes en territorio argentino.

2.2 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS REGIONALES

2.2.1 CINTURONES PAREADOS DEL CENTRO-SUR DE CHILE (PALEOZOICO SUPERIOR)

Entre las latitudes de 34°S y 42° S, se dispone una franja continua de rocas metamórficas paralela al margen, las cuales están bordeados hacia el E por el Batolito Costero del Paleozoico tardío. Dicho arreglo litológico y estructural es el que constituye, para estas latitudes, el dominio morfo-estructural de la Cordillera de la Costa.

Trabajos tempranos distinguieron tres cinturones metamórficos o *series* -Curepto , Nirivilo y Pichilemu- las cuales difieren en grado metamórfico y dirección de aumento de este (Gonzalez-Bonorino 1970 y 1971, y Gonzalez-Bonorino & Aguirre 1970). Posteriormente Godoy (1970) y Aguirre et al., (1972), modificaron esta subdivisión en Serie Occidental y Serie Oriental, las cuales han sido interpretadas en el sentido de los cinturones metamórficos pareados de Miyashiro (1961).

2.2.1.1 SERIE OCCIDENTAL (34°-36° S)

Compuesta por metagrauvackas con intercalaciones de matabasitas (algunas con estructuras relictas de tipo pillow), meta-exhalitas y serpentinitas, representa una mezcla de material siliciclástico de origen continental con lonjas de corteza oceánica desmembrada.

La edad del protolito está acotada por edades U-Pb SHRIMP en circones detríticos de esquistos pertenecientes a esta unidad. Dichas dataciones indican que la unidad tiene una edad máxima posible de sedimentación de entre 330 Ma y 345 Ma, siendo solo una de las edades reportadas considerablemente más joven con 307 Ma (Hervé et al, 2013).

En sectores aledaños a Pichilemu, Willner (2005) determinó un peak metamórfico de 350 ± 50 °C y 7-11 kbar, el cual es seguido por una recristalización estática con una pérdida de presión de unos 3-4 kbar. Dataciones K-Ar en glaucofano de esquistos máficos pertenecientes a esta unidad, asignan una edad de 329 ± 22 Ma para el evento de alto P/T (Hervé et al., 1974), mientras que el evento retrogrado sería Carbonífero a Pérmico más tardío (Willner et al., 2005). Edades de enfriamiento en trazas de fisión en circones y apatitos del Jurásico y Cretácico tardío respectivamente cierran la historia termal de esta unidad.

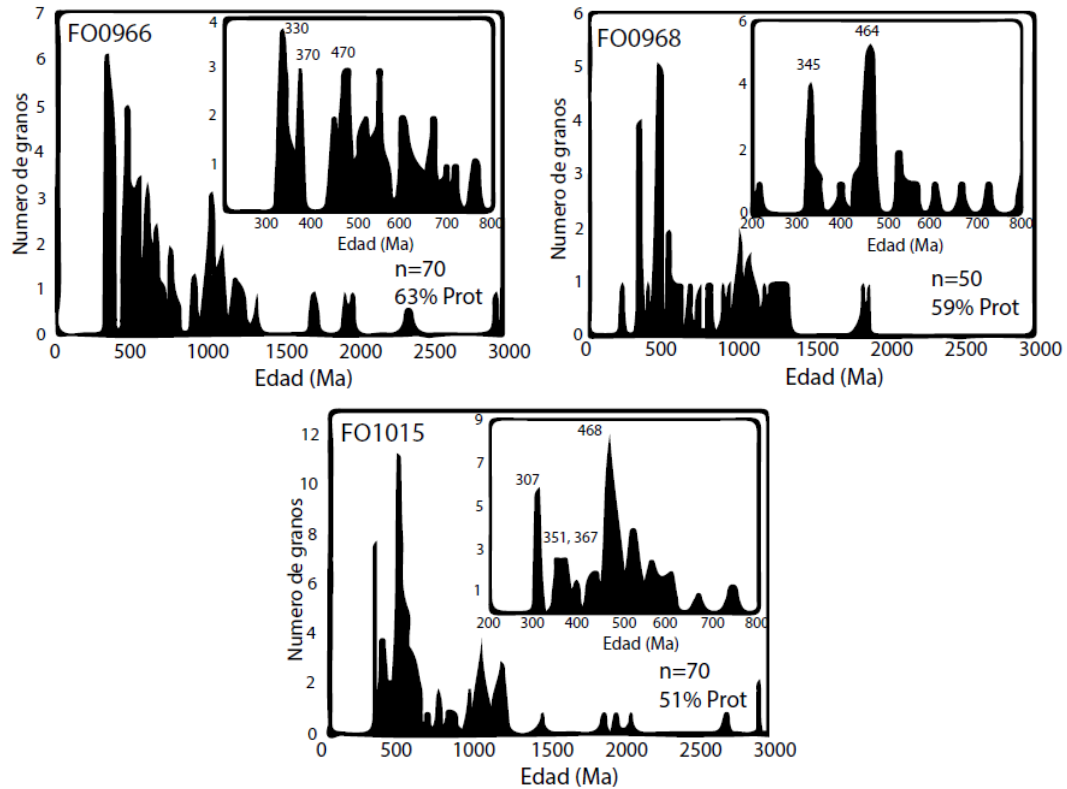


Figura 8: Histogramas de edad vs probabilidad de circones detríticos de la Serie Occidental. Modificado de Hervé et al., 2013.

2.2.1.2 SERIE ORIENTAL

Compuesta principalmente por metagrauvackas de origen turbidítico, Hervé (1988), las cuales presentan un estilo de deformación dominado por apretados pliegue de tipo chevrón interpretados por Glodny et al., (2005) como producto de una acreción frontal de los sedimentos acumulados en el margen continental.

Se interpreta como el componente de baja P y alta T en los cinturones metamórficos pareados de la zona centro-sur de Chile, en el sentido de Miyashiro (1961). Dicho cinturón oriental está afectado por un evento de metamorfismo post-cinemático producto de la intrusión del Batolito Carbonífero, cual tiene una edad promedio U-Pb SHRIMP en circones de c. 309 Ma, siendo 320 Ma la edad más antigua registrada en Chile (Deckart et al., 2014), la cual representaría una edad máxima para el metamorfismo post-cinemático. En concordancia con esto, edades K-Ar en roca total y Ar/Ar en mica blanca entre los 301 Ma y 278 Ma han sido reportadas por Hervé et al., (1984) y Willner et al., (2005). Por otra parte la edad máxima de sedimentación del protolito es c. 345 Ma, esto evidenciado por la edad U-Pb SHRIMP en circones detríticos de esquistos pelíticos pertenecientes a esta unidad (Hervé et al., 2013).

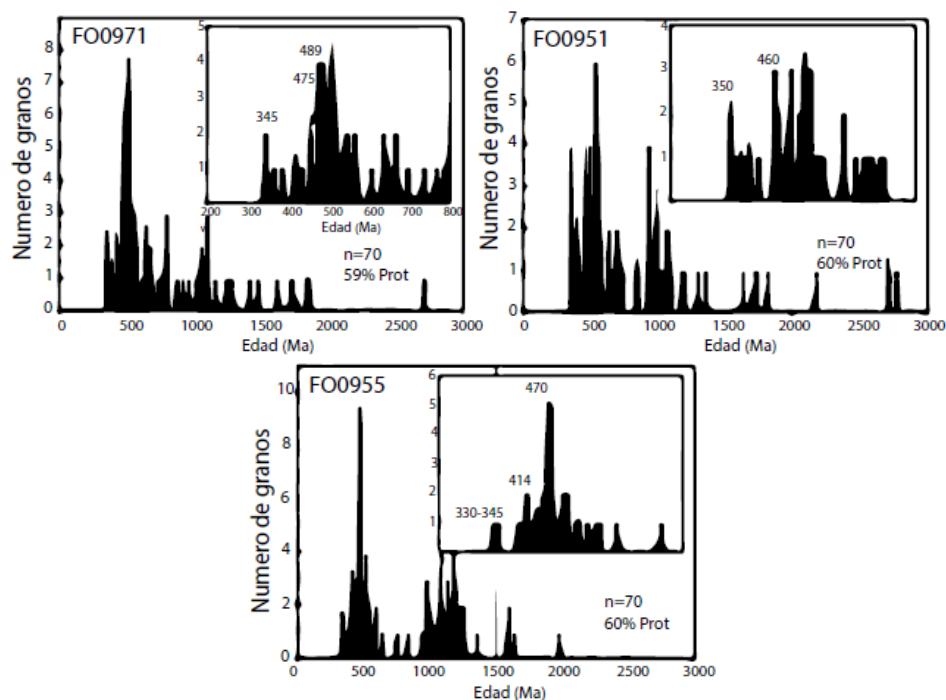


Figura 9: Histogramas de edad vs probabilidad de circones detríticos de la Serie Oriental. Modificado de Hervé et al., 2013.

2.2.2 BASAMENTO METAMÓRFICO EN ARGENTINA

En el Complejo de Colohuincul, al sur de Bariloche (41°S), Martínez et al., (2011), determinó en metapelitas condiciones de metamorfismo de alto P/T . Dicho metamorfismo alcanza los 18 kbar y 440° C para luego pasar por un descenso de presión y aumento de temperatura hasta los 5 kbar y 610° C, esto último deducido de paragneisses migmatíticos. Dataciones U-Th-Pb en monacita arrojaron edades de 391.7 ± 4 Ma y 350.4 ± 5.8 Ma para ambos eventos respectivamente.

Más al norte, al SW de Mendoza, se encuentra el Complejo Guarguaraz. Este está compuesto por metasammopelitas en las cuales se encuentran "incrustados" lentes de serpentinita con sus respectivas rocas encajantes (Massone & Calderón 2008 y referencias citadas ahí) . El protolito sedimentario del complejo presenta un prominente pico de edades U-Pb LA-ICP-MS en circones detríticos de 1092 Ma (ver Figura 10) y la ausencia de circones Fanerozoicos, siendo los más jóvenes del Neoproterozoico tardío (Willner et al., 2005).

Las condiciones de metamorfismo, evidenciadas a través de la confección de pseudosecciones, indica un camino metamórfico con un giro horario, siendo 14 kbar y 470°C el punto de mayor P/T, para luego pasar por una liberación de presión y un aumento de temperatura hasta los 5 kbar y 560°C (Massone & Calderón, 2008).

Isocronas Lu-Hf en granates de metabasitas y metapelitas del complejo arrojaron una edad de 390 ± 2 Ma, la cual se asocia al evento de alto P/T, mientras que una edad plateau Ar-Ar en micas blancas de 353 ± 1 Ma se asocia al evento de medio P/T. El camino de exhumación posterior se registra en trazas de fisión en circones, los cuales arrojaron una edad de entre 284-295 Ma para el enfriamiento del complejo bajo los 280°C (Willner et al., 2010).

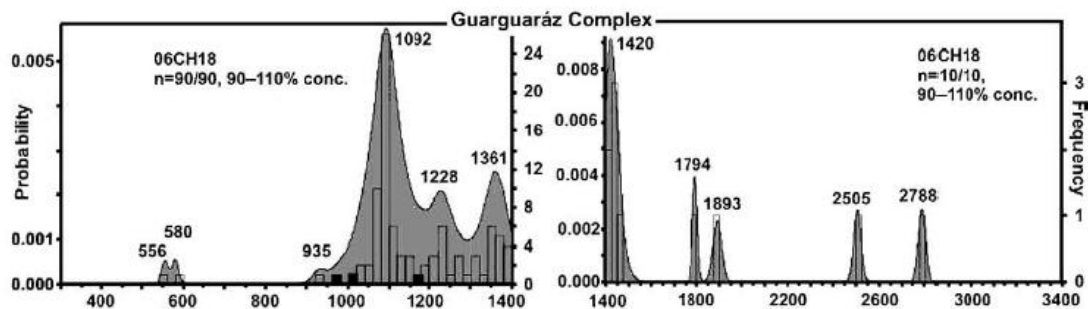


Figura 10: Histograma de edad vs probabilidad de circones detríticos del Complejo Guarguaráz. Modificado de Willner et al., 2005.

2.2.3 PLUTONISMO DEVÓNICO EN ARGENTINA

En territorio argentino, Pankhurst et al., (2006) ha reportado edades U-Pb SHRIMP en circones de 401 ± 3 Ma y 394 ± 2.5 Ma para la metatonalita San Martín y de 395 ± 4 Ma para un granito no deformado en el Lago Lolog, ubicado unos 10 kms al norte de San Martín (40° S). Más al sur, entre los 42 y 43°S , se han reportado edades de 371 ± 2 Ma para un granito próximo a la localidad de Gastre y 394 ± 4 Ma en el granito de Colán Conhué (Pankhurst et al., 2006). La petrogénesis de este magmatismo es poco conocida, siendo un ϵNd de -4 y una edad modelo Sm-Nd de 1400 Ma en la tonalita San Martín y granito del Lago Lolog, los únicos datos geoquímicos publicados. En la zona E del Macizo el Deseado, próximo a la Filita de Dos Hermanos, se encuentra la tonalita de hornblenda ligeramente foliada de El Laurel. A dicho cuerpo se le asigna una edad U-Pb SHRIMP en circón de 395 ± 4 Ma (Pankhurst et al., 2003).

Más al norte, en Sierras Pampeanas Orientales, el magmatismo Devónico está representado por el cuerpo batolítico de Achala (de >2500 km²). Este cuerpo presenta edades U-Pb-SHRIMP de entre 376 Ma y 366 Ma, ϵNd de entre -1 y -4 y valores de ϵHf en circones de entre -3.7 y -6.9 (Dahlquist et al., 2012). Cuerpos intrusivos del Devónico Inferior a Medio son los cuerpos de; el Granito de Escalerilla, Granito de Renca y el Complejo Ígneo de Achiras, ubicados al norte de Córdoba. Estos arrojaron edades U-Pb SHRIMP de entre 403 ± 6 y 382 ± 6 Ma (Stuart-Smith et al., 1999). Estudios geoquímicos revelan que este magmatismo en Sierras Pampeanas es prominentemente de tipo A (Sims et al., 1998). Más al sur, en el Bloque de San Rafael, la tonalita Rodeo de

la Bodalesa, la cual intruye a la Fm. Rio Seco de los Castaños, ha arrojado una edad U-Pb de 401 ± 3 Ma (Cingolani et al., 2003).

2.3 CONTEXTO GEODINÁMICO PARA EL MARGEN DURANTE EL DEVÓNICO-CARBONIFERO

La idea de que el margen Gondawánico, para el segmento que comprende el área de estudio, haya sido un margen pasivo durante el Devónico (Bahlburg et al., 2009 y referencias ahí citadas) está bajo cuestionamiento a la luz de los nuevos datos.

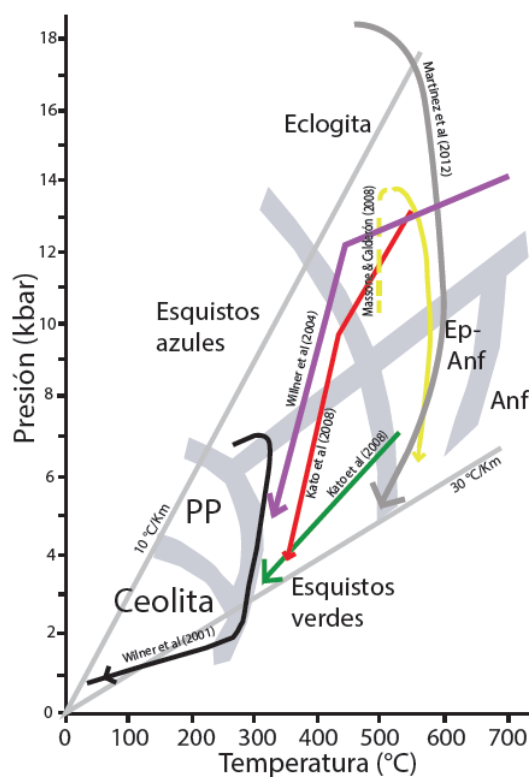


Figura 11: Diagrama resumen de caminos P-T en la zona de estudio y en el basamento metamórfico argentino. En negro metaexhalitas de los Pabilos. En Morado y rojo Bloques exóticos de Los Pabilos. En verde esquistos verdes in-situ de Los Pabilos. En gris, Complejo Colohuincul. En amarillo, Complejo Guargaraz. Limite de facies de Spear (1993).

Algunos autores proponen que la extensión sur de la microplaca Chilenia habría alcanzado los 41°S , por lo que en el contexto de un ambiente colisional se habría gestado un evento metamórfico de alto P/T al rededor de los 392 Ma (ver Figura 11), este estaría registrado en el basamento metamórfico del Macizo Norpatagónico (Martínez et al., 2012), esto último ya había sido sugerido pocos años atrás por Kato et al., (2008). En

dicha publicación los autores asignan una edad mínima de c. 360 Ma para el evento de alto P/T que generó el metamorfismo de los Bloques Exóticos de Los Pabilos (ver Figura 11), evento que relacionaron con el inicio de la subducción posterior a la acreción de Chileña.

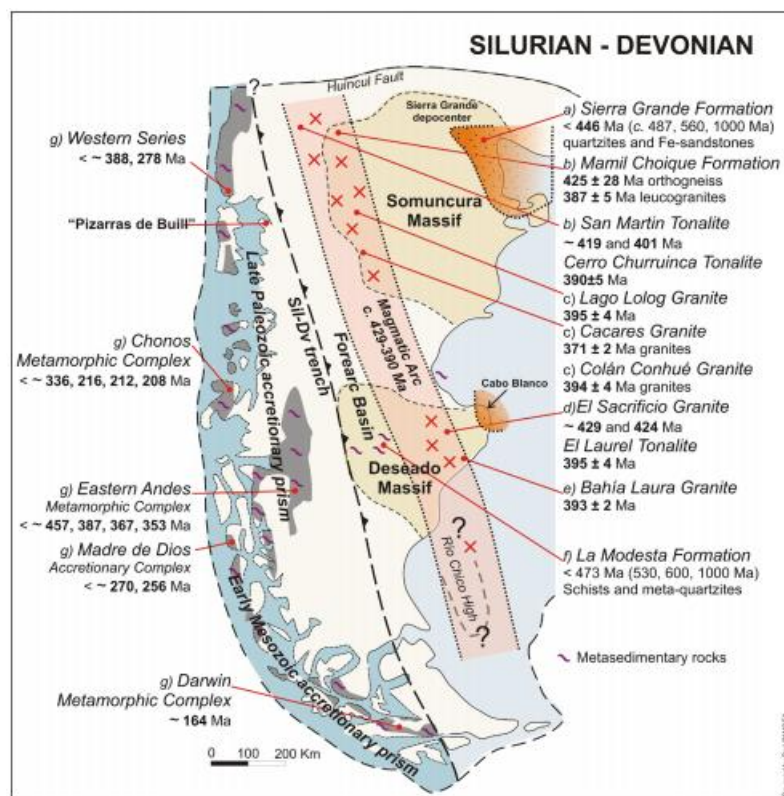


Figura 12: Modelo geodinámico propuesto para el Silúrico-Devónico. Modificado de Ramos & Naipauer (2014).

Por otra parte, en base a nuevas edades de cristalización en cuerpos plutónicos y significativos aportes de circones Devónicos en el protolito de algunos esquistos y metareniscas pertenecientes al cinturón metamórfico pareado de Chile; algunos autores sostienen la existencia de un arco magmático (ver Figura 12) durante el Devónico. En dicha faja magmática se habrían generado productos de composición intermedia a ácida tanto en Chile como en Argentina (Hervé et al., 2013 y Ramos & Naipauer 2014), si bien la extensión de dicho arco es más bien acotada y limitada al margen W del Macizo Norpatagónico para los primeros, Ramos & Naipauer (2014) sugieren que la extensión de este continua hacia el sur emplazándose también sobre el Macizo del Deséado.

3. RESULTADOS

3.1 GENERALIDADES

Las rocas estudiadas en el presente trabajo fueron colectadas por memoristas e investigadores asociados al proyecto FONDECYT patrocinador. En este estudio, estas fueron agrupadas en función de aspectos espaciales, litológicos, geoquímicos y geocronológicos en las unidades: Complejo de Basamento Llanquihue (CBL) e Intrusivos Devónicos de Chiloe Continental (IDCC).

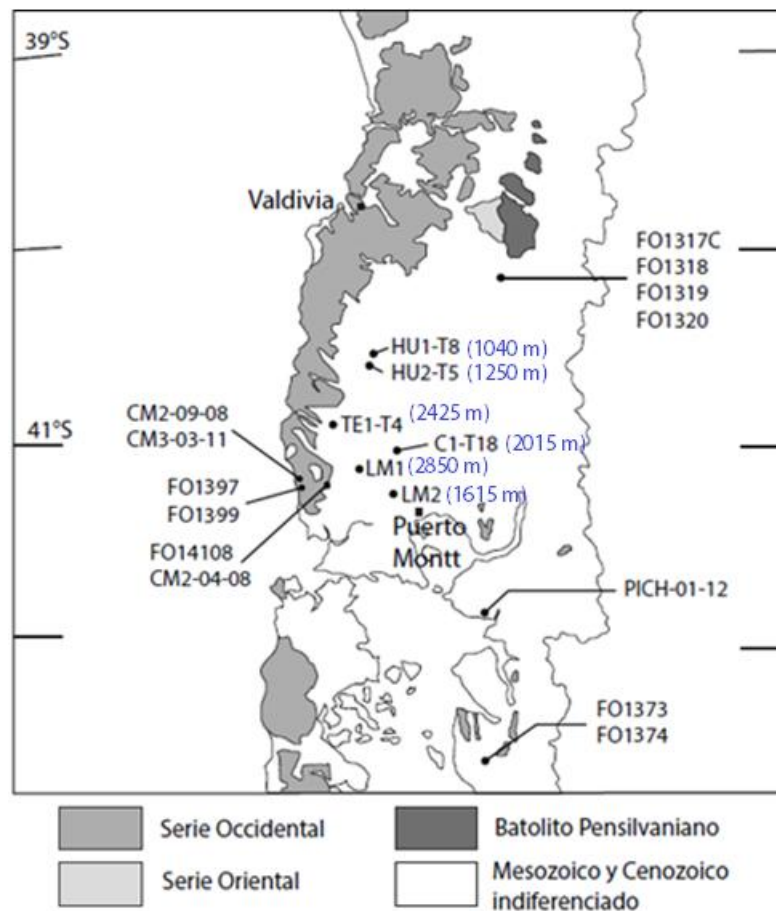


Figura 13: Mapa con ubicación de las muestras. En azul, profundidad de las muestras. Mapa modificado de Hervé et al., 2013.

Dentro del Complejo de Basamento Llanquihue (CBL) se incluyen las muestras de rocas metasedimentarias y esquistos máficos obtenidos del fondo de los pozos perforados por la ENAP en la Cuenca Osorno-Llanquihue (ver Figura 13), dichas muestras se encuentran entre 1040 y 2850 metros bajo la superficie. Además se incluyen en esta unidad las muestras de la Traquita de Zarao, a la cual se hará referencia en este trabajo bajo la denominación de Riolita Alcalina de Zarao.

Tabla 1: Tabla resumen de muestras de unidad Complejo de Basamento Llanquihue.

COMPLEJO DE BASAMENTO LLANQUIHUE (CBL)				
Código	Litología	Mineralogía metamórfica	Latitud (S)	Longitud (W)
HU1-T8	Metapsammopelita	Grt - MB - Czo - Alb	40°35'35.42"	73°14'38.04"
HU2-T5	Esquisto máfico	Act/Trem - Clzo - Alb	40°37'38.42"	73°16'40.95"
TE1-T4	Metapsammopelita	MB - Czo - Tit - Ep	41°04'27.07"	73°32'17.26"
C1-T18	Metapsammopelita	Czo - MB	41°10'43.61"	73°18'43.14"
LM1	Metapsammopelita	Czo - MB	41°23'52.53"	73°02'50.33"
LM2	Metapsammopelita	MB - Clo - Alb - Czo - Ep	41°21'25.54"	73°16'28.68"
FO14108	Riolita	-	41° 17'32.08"	73°38'12.3"
CM2-04-08	Riolita	-	41°17'51.09"	73°38'26.5"

Dentro de la unidad de Intrusivos Devónicos de Chiloé Continental (IDCC), se incluyen las muestras correspondientes a la microdiorita de Pichicolo , a la tonalita milonítica de Lago Rio Blanco y la metagabrodiorita de Lago Rio Blanco.

Tabla 2: Tabla resumen de muestras de unidad Intrusivos Devónicos de Chiloé Continental.

INTRUSIVOS DEVÓNICOS DE CHILOÉ CONTINENTAL (IDCC)				
Código	Litología	Mineralogía metamórfica	Latitud (S)	Longitud (W)
PICH-01-12	Microdiorita	-	41°59'07.36"	72°33'49.01"
FO1473	Tonalita milonítica	Ep - Act/Trem - Clo	42°44.921'	72°36.098'
FO1474	Microgabrodiorita	Ep - Act/Trem - Clo	42°44.921'	72°36.098'

Las muestras de esquistos máficos pertenecientes a la unidad Metabasitas de Estaquilla son estudiados con el fin de comparar su metamorfismo y geoquímica con la metabasita HU2-T5 obtenida del fondo del pozo Huilma 2 (ver Figura 13).

Tabla 3:Tabla resumen de muestras de unidad Metabasitas de Estaquilla.

METABASITAS DE ESTAQUILLA				
Código	Litología	Mineralogía metamórfica	Latitud (S)	Longitud (W)
CM2-09-08	Esquisto máfico	Act/Trem - Ep - Clzo	41°23'13.25"	73°42'51.5'
CM3-03-11	Esquisto máfico	Act/Trem - Alb - Ep	41°20'21.85"	73°50'04.22"
FO1397	Esquisto máfico	Act/Trem - Clzo - Ep - Czo	41°17.467'	73°50.627'
FO1399	Esquisto máfico	Ep - Act/Trem - Clzo	41°19.335'	73°50.026'

Los clastos graníticos y el clasto de tremolitita pertenecientes a la unidad metaconglomerádica del Complejo Metamórfico Trafún, la cual aflora en Isla Huapi (ver Figura 13), son estudiados para compararlos geoquímicamente con los productos ígneos de la unidad IDCC y la Riolita Alcalina de Zarao. De esta forma se busca determinar si es que estos últimos aportaron material clástico a la cuenca en que se depositó el protolito del CMT.

Tabla 4:Tabla resumen de Clastos de Isla Huapi.

CLASTOS DE ISLA HUAPI				
Código	Litología	Mineralogía metamórfica	Latitud (S)	Longitud (W)
FO1317C	Granito foliado	Czo - MB	40°14'20.19"	72°22'53.42"
FO1318	Granito foliado	Czo - MB	40°14'20.19"	72°22'53.42"
FO1319	Tremolitita	Trem - Ep - Clo	40°14'20.19"	72°22'53.42"
FO1320	Granito microfanerítico	Czo - MB	40°14'20.19"	72°22'53.42"

3.2 PETROGRAFÍA

En el presente apartado se presentan los resultados del estudio de secciones delgadas bajo el microscopio de luz transmitida.

3.2.1 PETROGRAFÍA DEL COMPLEJO DE BASAMENTO LLANQUIHUE (CBL)

3.2.1.1 PETROGRAFÍA DE ESQUISTOS PSAMMOPELÍTICOS DEL CBL

Las rocas meta-sedimentarias estudiadas corresponden a esquistos psammopelíticos con cantidades variables de SiO₂, aunque caracterizados por presentar vetillas de cuarzo de hasta un cm. Presentan asociaciones mineralógicas variables de cuarzo-mica blanca ± albita ± clorita, destacando en ellos la ausencia de mineralogía de media a alta temperatura, siendo solo una de las muestras estudiadas, (muestra HU1-T8, ver Figura 13) la cual presenta granate entre el arreglo metamórfico paragenético.

Las muestras LM2 y TE1-T4 (ver Figura 13) corresponden a esquistos lepidoblásticos de color gris a verdoso con bandas sinuosas de cuarzo de grosor variable entre pocos milímetros hasta 1 cm (ver Figura 14). Dichas bandas se disponen con un ángulo de entre 75° y 85° de inclinación respecto del eje del sondaje, siendo la deformación más penetrativa en la muestra TE1-T4. Macroscópicamente solo la muestra TE1-T4 presenta signos de alteración, esto evidenciado por pequeños parches de óxidos de hierro dispuestos en los bordes de las bandas de cuarzo.

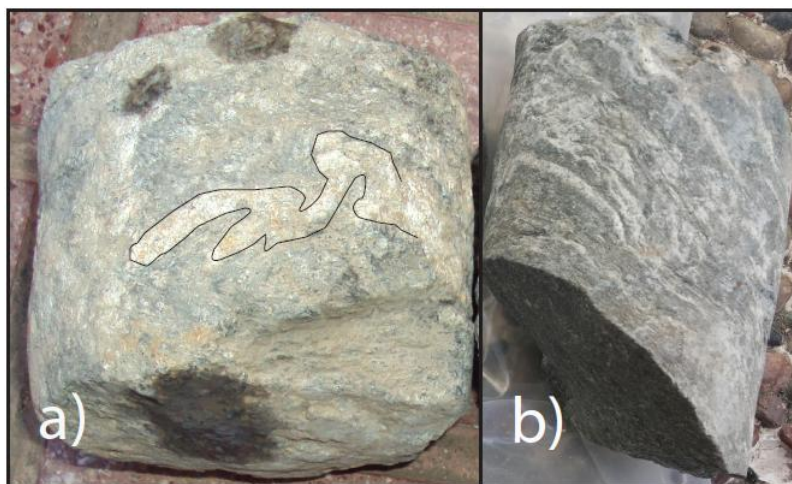


Figura 14: Fotografías de a) Muestra TE1-T4 y b) Muestra LM2

Microscópicamente la muestra LM2 corresponde a un esquistos de cuarzo - albita - clorita azul berlín - mica blanca - epidota con turmalina - titanita - circón como minerales accesorios más comunes . El único sulfuro presente son unos pocos cristales de pirita ($<< 1\%$ modal). El tamaño de los blastos de albita varía entre 0.2 y 0.3 mm, algunos de los cuales presentan una textura poikiloblástica con pequeñas inclusiones de epidota, además de muy comúnmente presentar inclusiones de material carbonoso. Entre las bandas de cuarzo poligonal y los blastos de albita se disponen micas blancas y cloritas, ambas preservadas con alto grado de integridad. Sus tamaños son variables pero cercanos a los 0.5 mm. La epidota que no se encuentra como inclusiones en albita, se presenta como cristales fracturados, los cuales a menudo crecen asociados a esta última, el tamaño de los cristales de epidota es por debajo de los 0.1 mm.

La esquistosidad principal (S_{n+1}) en la cual se generó el arreglo mineralógico principal, se encuentra deformada por estructuras cuasi-ortogonales a esta (S_{n+2}), las cuales generan un plegamiento abierto de (S_{n+1}) . Pseudomorfos constituidos por el arreglo mineralógico de albita , mica blanca y en menor cantidad clorita se observan entre las vetillas de cuarzo (ver Figura 15). El tamaño del pseudomorfo es de 0.4 mm de diámetro y forma sub-circular.

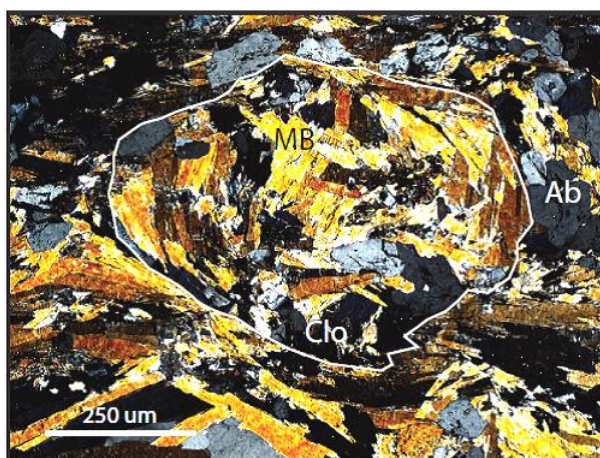


Figura 15: Microfotografía de la muestra LM2. LPA y objetivos 5x. Demarcado en blanco pseudomorfo de mica blanca - albita y clorita.

Para la muestra TE1-T4, la asociación mineralógica principal corresponde a cuarzo - mica blanca - titanita - albita - epidota con minerales accesorios de turmalina - apatito - circón. En promedio las bandas de cuarzo son más anchas que las exhibidas por LM2, presentando algunas de ellas cuarzo con textura poligonal , mientras que en la mayoría de estas , el arreglo poligonal se encuentra recrystalizado con textura de bulging (BLG) . Los blastos de albita se encuentran completamente recrystalizados presentando una textura de "grain boundary migration" (GBM), por lo que se conservan como un agregado microcristalino (ver Figura 16).

La esquistocidad principal S_1 está definida por la disposición de las micas blancas, las cuales se orientan paralelas a las bandas de cuarzo de escala macroscópica. Dicha esquistosidad está truncada por estructuras ortogonales correspondientes a S_2 , estas a la vez generan en las micas blancas estructuras de clivaje de crenulación y peces de mica. La morfología de los peces de mica son indicativos de una deformación plástica con una cizalla de tipo sinestral.

Algunas micas blancas se preservan con buena integridad, aunque con un incipiente remplazo a clorita. Mientras que la mayoría de las micas de grano fino se encuentran muy alteradas.

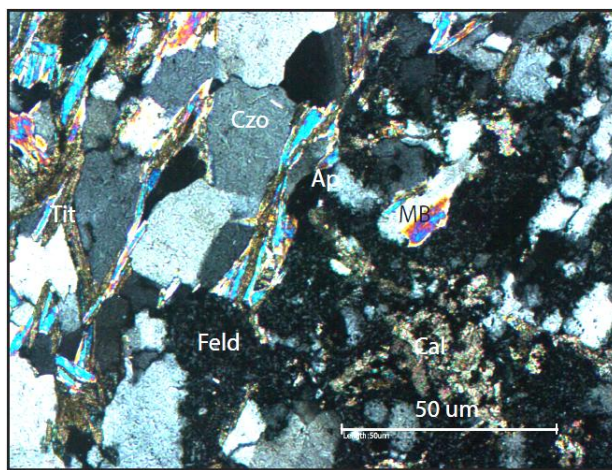


Figura 16: Microfotografía de la muestra TE1-T4. LPA y objetivos 20x Titanitas crecen asociadas a micas blancas, los feldespatos se presentan como agregados microcristalinos y parches de calcita se sobre imponen a la esquistosidad.

Los cristales de titanita son alargados y de tamaño grano medio (ver Figura 16), estos se disponen orientados paralelos a las micas blancas. Pequeñas vetillas de calcita de hasta unos pocos milímetros de ancho se presentan deformadas y con algunos cúmulos de minerales opacos (ver Figura 16).

Las muestras LM1, C1-T18 y HU1-T8 (ver Figura 13) corresponden a esquistos grises de grano fino, los cuales presentan bandas de cuarzo distinguibles macroscópicamente. Estas bandas son de hasta 5 mm para las muestra C1-T18 y LM1 (ver Figura 17), mientras que para HU1-T8 estas no superan los 2 mm. Las bandas de cuarzo definen la esquistosidad principal para dichas rocas, teniendo esta una disposición subvertical para LM1, para pasar a un ángulo de 45° respecto del eje del sondaje para la muestra C1-T18 y de 75° respecto del eje del sondaje para HU1-T8.

Microscópicamente las muestras LM1 y C1-T18 presenta la misma mineralogía (ver Figura 17), estando está dominada por el arreglo cuarzo - mica blanca, y su mineralogía accesoria consiste en titanita - epidota - circón - turmalina - calcita - albita. El cuarzo presenta texturas de GBM y relacionados a estos se disponen agregados de calcita relleno de espacios entre los cristales y algunos blastos de albita. La mica blanca se

dispone en bandas lepidoblasticas de grano fino, y presenta algunos granos alterados a clorita. La titanita, epidota y turmalina son de grano fino y se disponen en el dominio de las bandas de mica blanca.

La esquistosidad principal S_1 para la muestra C1-T18 está definida por la disposición de las bandas de cuarzo-mica blanca, las cuales presentan un ángulo de 45° respecto del eje del sondaje, mientras que las estructuras de la S_2 tienen un ángulo de 35° respecto del eje del sondaje (ver Figura 17). Por otra parte para la muestra LM1 solo es distinguible un S_1 el cual se dispone paralelo al eje del sondaje (ver Figura 17).

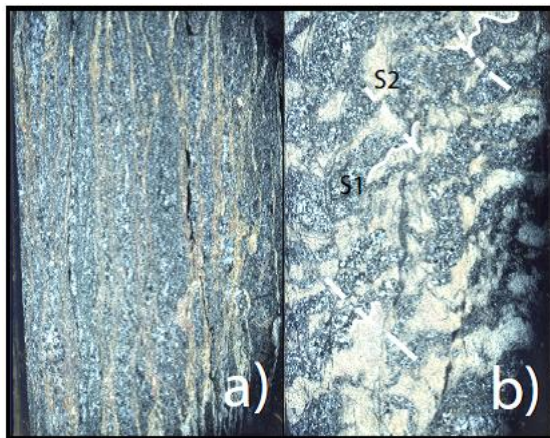


Figura 17: Fotografía LPA y a escala de corte de las muestras a) LM1 , b) C1-T18 . Ancho de la lamina delgada : 2.5 cm

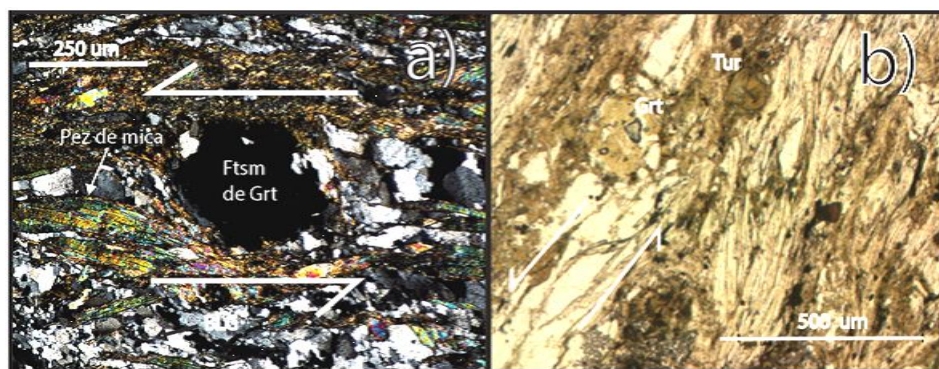


Figura 18: Microfotografías de la muestra HU1-T8; a) LPA y objetivo de 5x. Fantasma de granate rotado con cizalla sinistral y formación sintectónica de peces de mica. b) LPNA con aumento de 5x. Relicto de granate asociado

La muestra HU1-T8 (perteneciente al pozo que se ubica más al norte, ver Figura 13) corresponde a un esquistosidad grano-lepidoblástico de mica blanca y granate (ver Figura 18). El cuarzo se dispone en finas bandas y presenta textura de SGR. Asociado a estas bandas se disponen peces de mica blanca de hasta 0.5 mm los cuales indican un cizalle sinistral. La roca presenta una alteración penetrativa la cual reemplaza las micas blancas por

clorita - esmectica y altera totalmente los blastos de granate, preservándose solo algunos fragmentos alterados de estos últimos (ver Figura 18).

3.2.1.2 PETROGRAFÍA DE ESQUISTOS MÁFICOS DEL CBL

Constituida por la muestra HU2-T5, obtenida del pozo Huilma 2 (ver Figura 13) . Corresponde a esquistos nematoblástico de actinolita y clinozoicita (ver Figura 19). Destaca la presencia de pseudomorfo porfírico de 0.5 cm de elongación compuesto por un agregado de clinozoicitas, este se orienta con un ángulo de 45° respecto de la esquistosidad definida por las anfíbolos. En muy baja cantidad se encuentran blastos de albita entre los prismas de actinolita. Filosilicato desoconocido de color pardo a LANP , está intercrecido entre los cristales de anfíbola. La roca está afectada por vetilleo de clinozoicita y en menor cantidad oxidos de hierro.

El grado metamórfico de las roca es en facies Esquistos Verdes, dado el arreglo mineralógico de actinolita y clinozoicita.

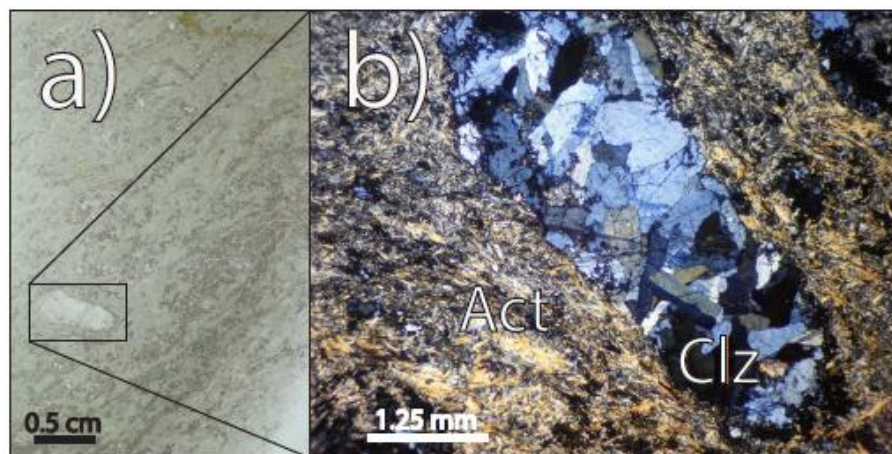


Figura 19: Fotografías muestra HU2-T5. a) LPNA, fotografía a escala de corte. b) LPA, objetivos 2x .

3.2.1.2.1 RELACIONES PETROGRÁFICAS CON LAS METABASITAS DE ESTAQUILLA

Las Metabasitas de Estaquillas (ver Tabla 3 e Figura 13) corresponden a esquistos verdes cuya asociación principal de minerales metamórficos está compuesta por actinolita - epidota - clinozoicita - clorita. Ambas unidades preservan rasgos porfíricos del protolito y un metamorfismo bajo condiciones similares en facies Esquistos Verdes (ver Figura 20).

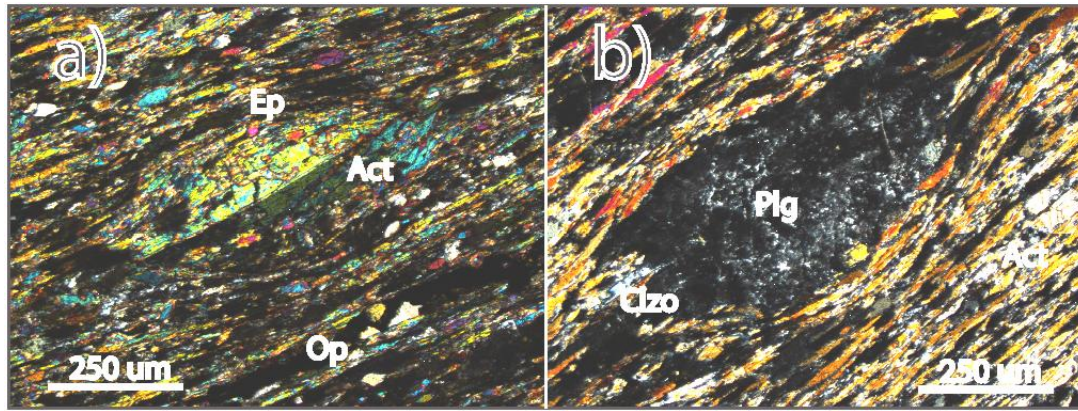


Figura 20: Muestra CM3-3-11. LPA y objetivos con aumento de 4x. Porfiroclastos con estructura "core-mantle". a) actinolita despues de hornblenda. b) porfiroclasto de plagioclasa.

3.2.1.3 PETROGRAFÍA DEL RIOLITA ALCALINA DE ZARAO

Leucogranito porfírico a microporfírico con algunos microlitos traquíticos de plagioclasa . La masa fundamental se compone de un arreglo de feldespato, cuarzo y opacos de grano muy fino (ver Figura 21).

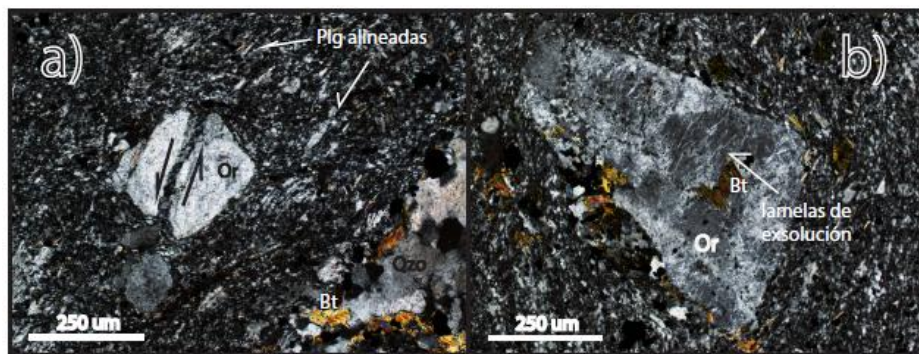


Figura 21: Microfotografías con LPA y objetivo 4x. a) Muestra FO14108. b) CM2-04-08.

Los micro fenocristales son de ortoclasa de tamaño variable entre 0.3 a 2 mm, algunos de estos cristales presentan lamelas de exsolución y se encuentran dislocados y recrystalizados sobre superficies de cizalle casi rectas de movimiento sinestral. En los cristales de feldespato en que no se observa deformación, la masa fundamental los envuelve indicando cristalización estática. Vetillas sinuosas y continuas de cuarzo poligonal, biotita y minerales opacos cortan la roca.

2.4.1.4 TIPO Y GRADO DEL METAMORFISMO DEL CBL

El metamorfismo del Complejo de Basamento Llanquihue se generó en condiciones dinamo-termales. El grado de este metamorfismo varía latitudinalmente aumentando hacia el Norte, desde facies Esquistos Verdes, representado por una estrella gris oscura en la Figura 22 (muestras LM1, LM2, C1-T18, TE1-T4 y HU2-T5), hasta facies Epidota - Anfibolita en la zona Norte, representado por estrella gris en la Figura 23 (muestra HU1-T8).

Dado que la Riolita Alcalina de Zarao no presenta minerales metamórficos, es posible que debido a sus características reológicas, el metamorfismo haya sido poco penetrativo en este cuerpo .

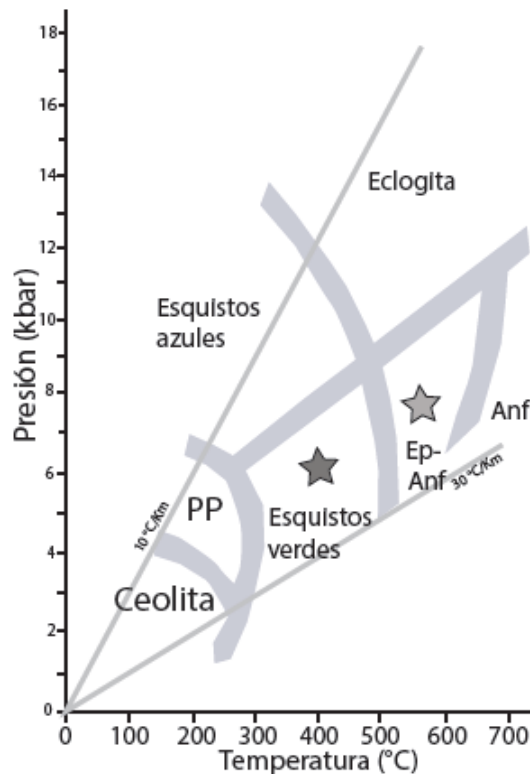


Figura 22: Grado metamórfico del CBL. Limite de facies metamórficas de (Spear1993).

3.2.2 PETROGRAFÍA DE INTRUSIVOS DEVÓNICOS DE CHILOÉ CONTINENTAL (IDCC)

3.2.2.1 MICRODIORITA DE PICHICOLO

Roca microporfírica afectada por una penetrativa alteración hidrotermal. El tamaño de grano de los microfenocristales de hornblenda varía entre los 0.5 y 1 mm, mientras que la plagioclasa y el cuarzo tienen tamaños menores, entre los 0.8 y 0.2 mm.

Algunos cristales de hornblenda están maclados, mientras que los feldespatos están casi completamente sericitizados, siendo escasos en estos los cristales que preservan el maclado polisintético. Los granos de cuarzo se disponen en los intersticios y no presentan signos de alteración (ver Figura 23).

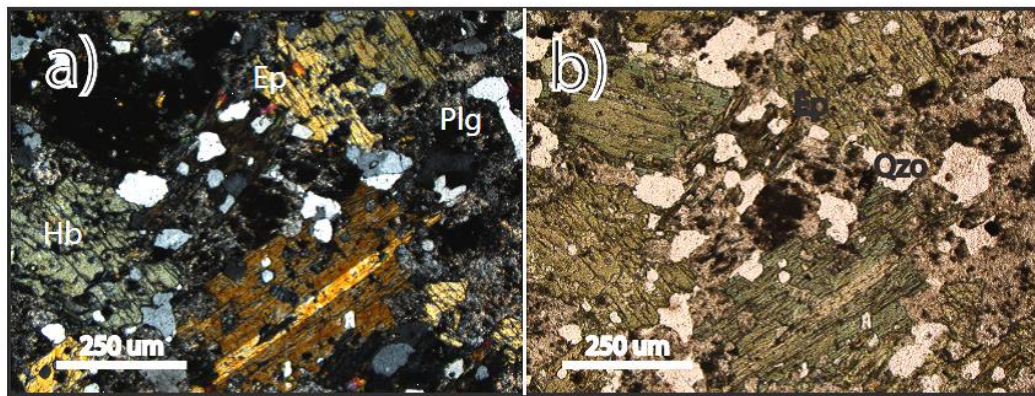


Figura 23: Microfotografía muestra PICH-01-12, objetivo 4x. a) LPA. b) LPNA

La alteración hidrotermal está asociada a venillas semi-rectas y discontinuas de epidota. Los cristales de hornblenda se encuentran parcialmente reemplazados por agregados de epidota, y en menor cantidad cloritizados. Venillas continuas de arcillas cortan la roca y se asocian a la sericitización de los feldespatos, dichas venillas están cortadas por venillas tardías de opacos.

3.2.2.2 TONALITA MILONÍTICA DE LAGO RIO BLANCO

Cuerpo de aspecto gneissico cuyo protolito corresponde a una tonalita de biotita. Los porfiroclastos de biotita son de grano fino y se disponen como agregados de hasta 0.5 mm. Porfiroclastos de plagioclasa de hasta 2 mm son los de mejor estructuralidad, con algunos cristales con macla de carlsbad y otros con macla polisintética, esta última a veces deformada. El cuarzo se dispone preferentemente en bandas policristalinas con textura de BLG.

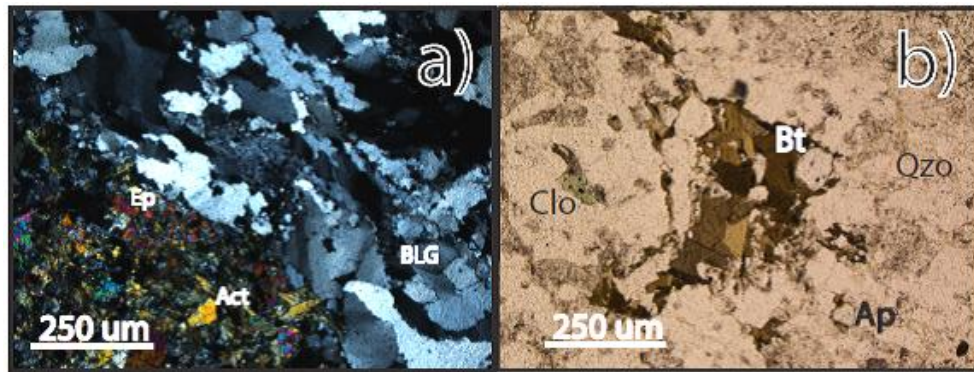


Figura 24: Microfotografía muestra FO1413, objetivos 4x. a) LPA. b) LPNA. Biotita primaria.

La mineralogía metamórfica se caracteriza por ser de tamaño <0.2 mm y se dispone como reemplazos más bien selectivo de la mineralogía primaria, esta se compone de epidota reemplazando plagioclasa y en finas vetillas rectas y continuas, actinolita decusada de grano medio y clorita reemplazando biotita (ver Figura 24).

3.2.2.3 METAGABRODIORITA DE LAGO RIO BLANCO

Corresponde a un esquistó nematoblástico de actinolita, el cual presenta escasos granos de biotita asociada a la esquistosidad principal. Algunos cristales de plagioclasa magmática se preservan, estos son de <0.5 mm y presentan maclado polisintético no deformado. Bandas de cuarzo de escala milimétrica presentan un incipiente BLG, mientras que las actinolitas asociadas al dominio de las bandas de cuarzo suele disponerse sin una orientación preferencial (ver Figura 25).

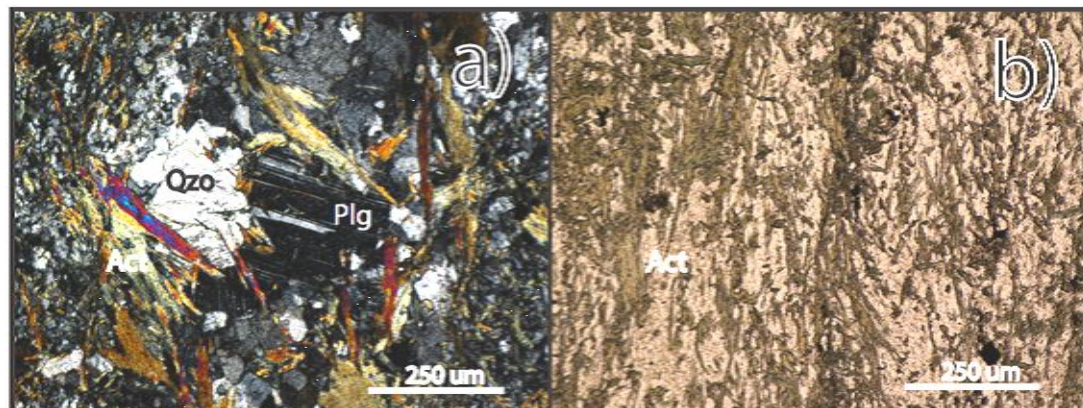


Figura 25: Microfotografía de muestra FO1374, objetivo 4x. a) LAP. Microporfiroclasto de plagioclasa. b) LANP. Cristales de actinolita definiendo esquistosidad principal de la roca.

3.2.3 PETROGRAFÍA DE CLASTOS DE ISLA HUAPI

3.2.3.1 CLASTOS GRANÍTICOS

Corresponden a granitos microporfíricos a faneríticos de dos feldespatos en los cuales no se identificó ningún indicio de minerales máficos primarios. Los feldespatos se presentan altamente alterados y corresponden a cristales de plagioclasa y feldespato potásico. Estos feldespatos presentan macla polisintética, macla de carlsbad (ver Ilustración 26 b) y en menor cantidad algunos cristales zonados.

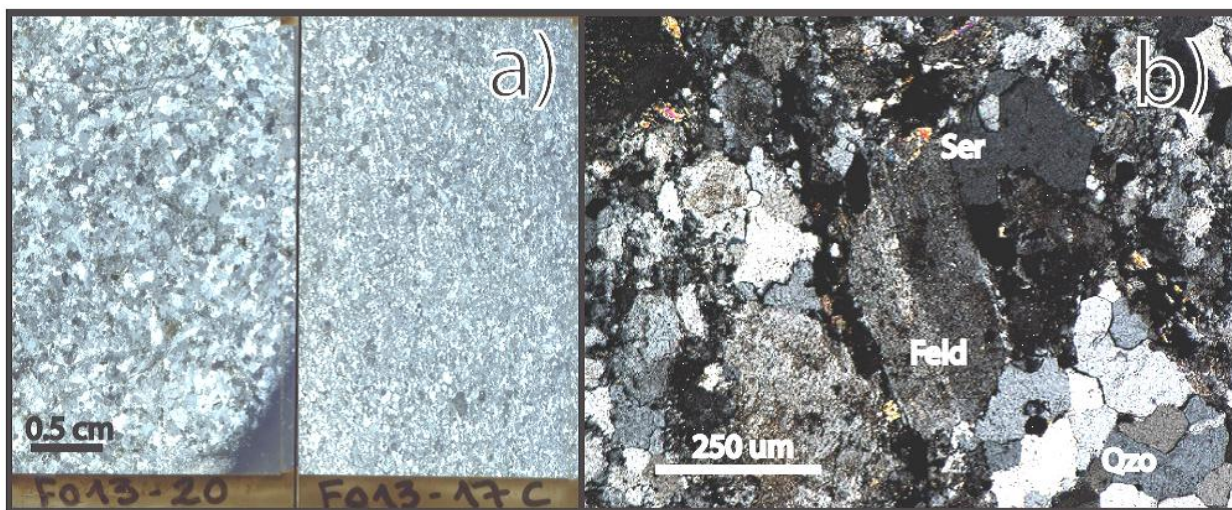


Figura 26: a) fotografía a escala corte y LPA de las muestras FO13-20 (izquierda) y FO13-17C (derecha). b) Microfotografía LPA y objetivo 4x.

Cuarzo poligonal en mosaico se dispone en los intersticios de los feldespatos. Estos granos, en las muestras FO1317C y FO1318, conforman bandas con una dirección preferencial, mientras que en la muestra FO1320 la fábrica de la roca es isótropa (ver Figura 26 a) .

Las rocas se encuentran altamente alteradas con parches de sericita en los feldespatos potásicos, algunas epidotas secundarias asociadas a las plagioclasas y muy escasas cloritas en las cuales no se distingue algún signo del mineral máfico primario al cual están alterando.

3.2.3.2 CLASTOS DE TREMOLITITA

Corresponden a clastos de color verde y 0.5 m de diámetro promedio. Mineralógicamente se compone casi completamente de anfíbol verde de hábito prismático y decusado. El tamaño de las anfíbolas es variable llegando a medir 7 mm las más grandes.

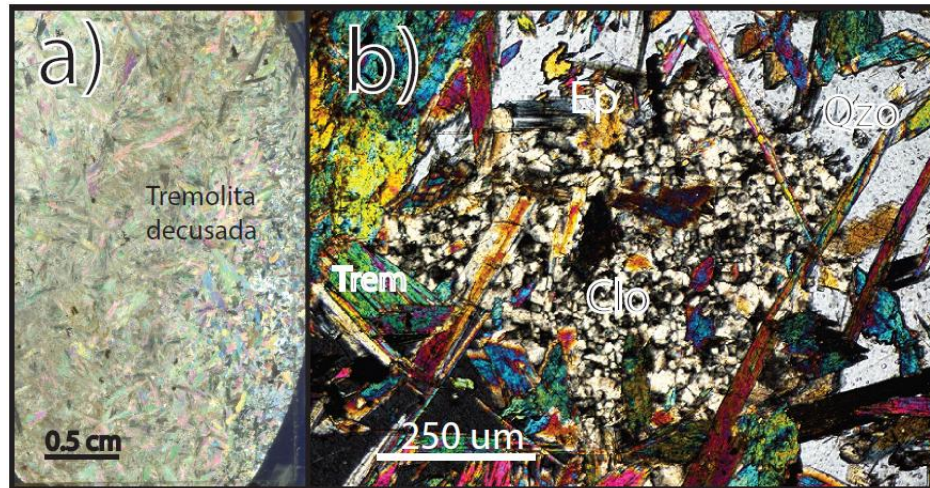


Figura 27: a) Fotografía a escala corte y LPA. b) Microfotografía a LPA y objetivo de 4x.

Microscópicamente las anfíbulas presentan hábito acicular, pleocroísmo muy débil, colores de interferencia de entre 2° y 3° orden y una extinción casi paralela. Rellenando espacios, se presenta un oiko cristal de cuarzo en el cual se encuentran algunas inclusiones de clorita con colores de interferencia de 1° orden, leve pleocroísmo y extinción en abanico, además de escasos cristales de epidota de grano fino.

La presencia de mineralogía metamórfica sumado a una fábrica isótropa de la roca, sugieren que el metamorfismo de esta fue en condiciones diastatéricas.

3.3 GEOQUÍMICA

En esta sección se presenta la caracterización geoquímica a partir de los resultados de los análisis químicos de elementos mayores, menores y trazas del Complejo de Basamento Llanquihue: Riolita Alcalina de Zarao y esquistos máficos, Intrusivos Devónicos de Chiloé Continental, Metabasitas de Estaquilla y de los clastos de Isla Huapi.

Se confeccionaron diagramas de clasificación en base a elementos de baja movilidad, Winchester & Floyd (1977), Wood (1980), Pearce (1996), Hastie (2007) y Pearce (2008). Diagramas Spider de Tierras Raras y multi-elementos y diagramas de discriminación tectónica con el fin de determinar el protolito de las metabasitas estudiadas y el ambiente tectónico de formación tanto de estas últimas como de las rocas ígneas y meta-ígneas Devónicas.

3.3.1 GEOQUÍMICA DEL COMPLEJO DE BASAMENTO LLANQUIHUE

3.3.1.1 RIOLITA ALCALINA DE ZARAO

Su geoquímica de elementos mayores se caracteriza por un contenido de 67.7-69.2 wt% de SiO₂, bajos contenidos de FeO (< 5 % wt) y MgO y CaO, estos últimos con < 1 % wt. Las concentraciones de álcalis total es cercana al 10 % wt, con un contenido de K₂O y Na₂O en el orden de los 4 wt % y 5 wt % respectivamente. Se encuentra muy enriquecida en elementos trazas, con un contenido total de tierras raras mayor a los 600 ppm y Zr > 821 ppm.

3.3.1.1.1 DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN

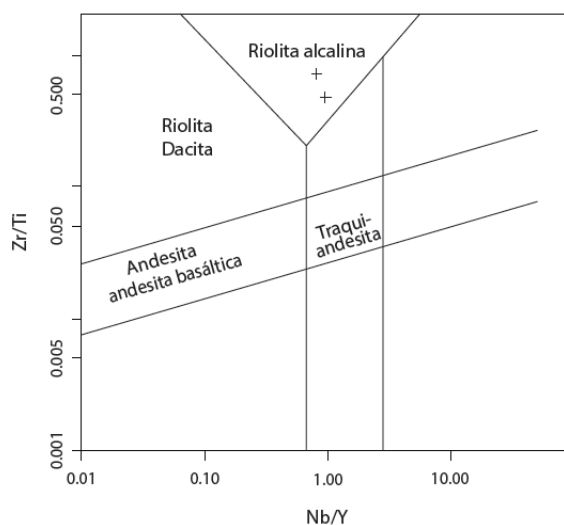


Figura 28: Diagrama de clasificación de Pearce (1996).

En base a los diagramas de clasificación basados en elementos inmóviles, el cuerpo de Zarao correspondería al equivalente intrusivo de una riolita alcalina.

3.3.1.1.2 DIAGRAMA DE TIERRAS RARAS

El contenido de REE de la Traquita Zarao es elevado, siendo este para las LREE hasta cientos de veces mayor al del Manto Primitivo. Presenta un patrón de tierras raras con una pendiente relativamente alta para las LREE, una anomalía negativa de Eu y un patrón más bien plano para las MREE y HREE. La muestra FO14108 es la que se encuentra más enriquecida en REE y presenta una pequeña pero marcada anomalía negativa de Ce. Las razones LaN/YbN son de 8.96 y 10.16.

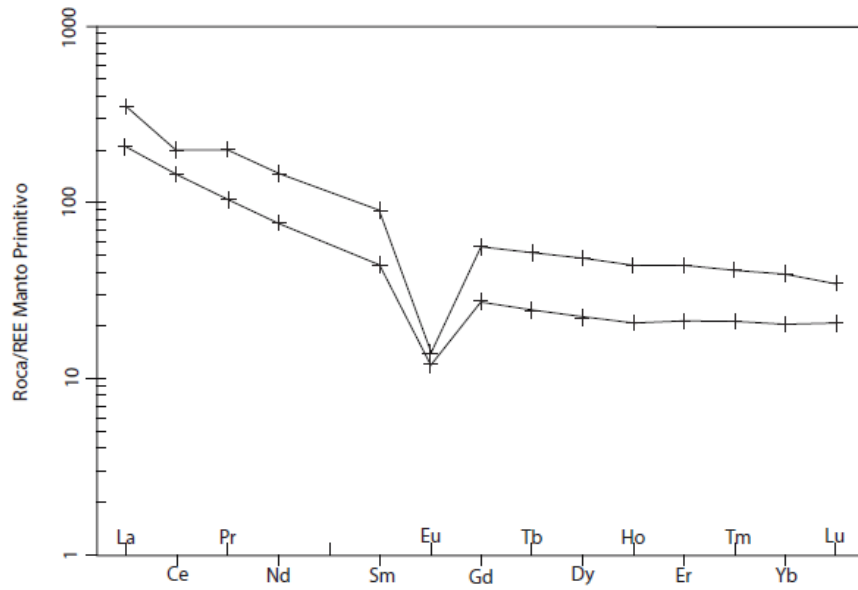


Figura 29: Diagrama de tierras raras normalizadas al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).

3.3.1.1.3 DIAGRAMA SPIDER MULTI-ELEMENTO

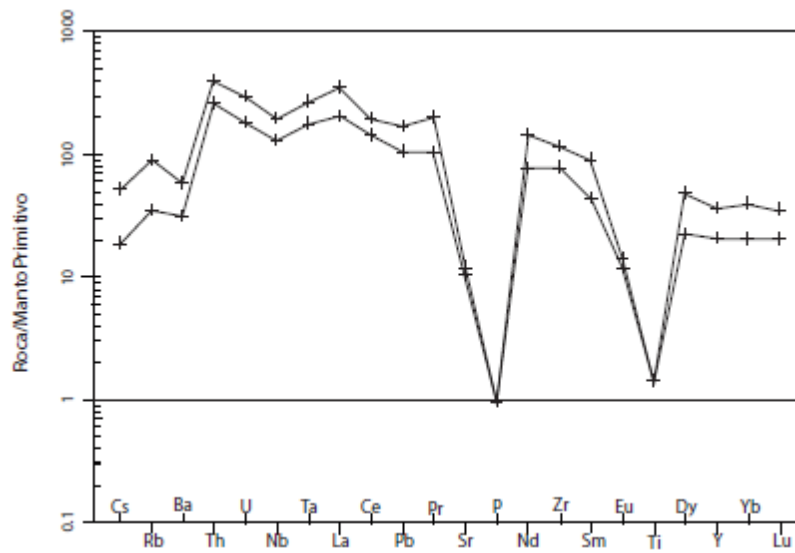


Figura 30: Diagrama Spider multi-elemento normalizado al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).

Las razones "Roca/Manto Primitivo" de las muestras de la Traquita Zarao enseñan que esta presenta en general concentraciones desde decenas hasta cientos de veces mayores a las del Manto Primitivo. Hay una baja concentración de LILE; Cs, Ba, Rb relativa al contenido de HFSE, siendo esta semejante a las concentraciones de HFSE de mayor potencial iónico (Dy, Y, Yb y Lu).

El patrón descrito por la Riolita Alcalina de Zarao se caracteriza por presentar muy marcadas anomalías negativas de los elementos P y Ti, mientras que el Ba y el Nb presentan leves pero distinguibles anomalías negativas.

3.3.1.1.4 DIAGRAMA DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA

Sistemáticamente el cuerpo ígneo de Zarao grafica entre los campos de granitos de intraplaca y granitos de dorsales midoceánicas. En los diagramas en que se utiliza el Nb y Ta como elemento de discriminación para diferenciar los dos campos anteriormente nombrados, las muestras se sitúan más claramente en el campo de granitos de intraplaca.

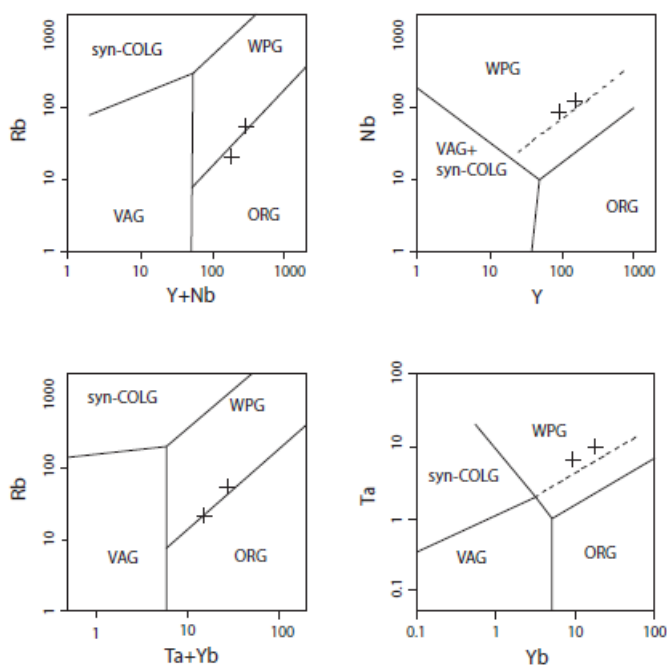


Figura 31:Diagrama de discriminación tectónica para granitoides de Pearce et al., (1984).

3.3.1.2 ESQUISTOS MÁFICOS

En esta sección se incluyen los resultados geoquímicos de la metabasita del pozo Huilma 2, muestra HU2-T5, perteneciente al Complejo de Basamento Llanquihue. Y se le compara con las muestras de Metabasitas de Estaquilla (ver Tabla 3).

La geoquímica de las metabasitas (HU2-T5 y Metabasitas de Estaquilla) está caracterizada por concentraciones de entre 47-48 wt% de SiO₂, contenidos de FeO y MgO en los rangos 9-11 wt% y 7-8 wt% respectivamente y un contenido de CaO de entre 10-12 wt%. El álcalis total corresponde a un 3 wt% aproximadamente, del cual el Na₂O es el más abundante con una concentración promedio en torno a los 2.5 wt%.

3.3.1.2.1 CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA DEL PROTOLITO

Las muestras colectadas en Llico bajo (Metabasitas de Estaquilla) junto con la muestra HU2-T5 del pozo Huilma 2, grafican en el límite entre los campos de basaltos subalcalinos y andesita/basalto en el diagrama de Winchester & Floyd (1997). Esto es acorde con el contenido de SiO₂ de 47-48 wt% , sumado a un bajo contenido en Th (Hastie, 2007), sugiere que el protolito de estos esquistos máficos son basaltos toleíticos.

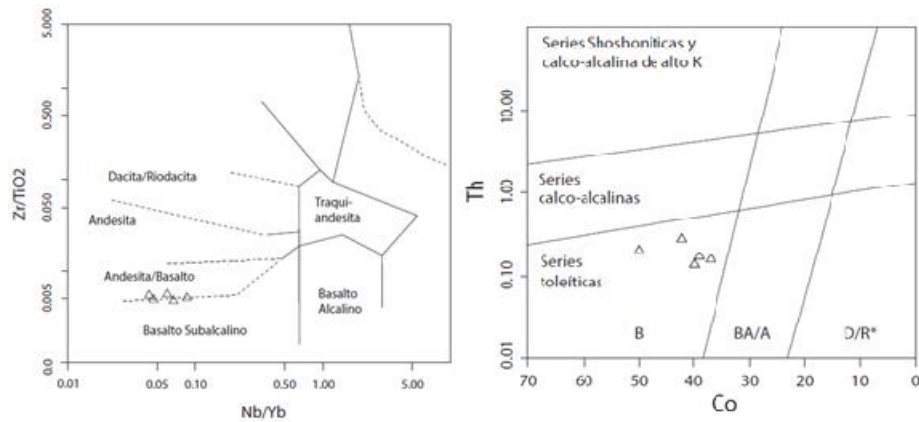


Figura 32: Izquierda : Diagrama de clasificación de Winchester & Floyd (1977) . Derecha : Diagrama de clasificación de Hastie (2007). B: Basaltos.

3.3.1.2.2 DIAGRAMA DE TIERRAS RARAS

El patrón de tierras raras se caracteriza por una tendencia plana para las MREE y HREE, con valores en torno a 4 a 8 veces los del Manto Primitivo. Las LREE presentan una pendiente positiva producto de su empobrecimiento relativo de las Tierras Raras intermedias y pesadas, dicho patrón se asemeja al de basaltos toleíticos tipo N-MORB. En algunas muestras se presenta una casi imperceptible anomalía negativa de Eu.

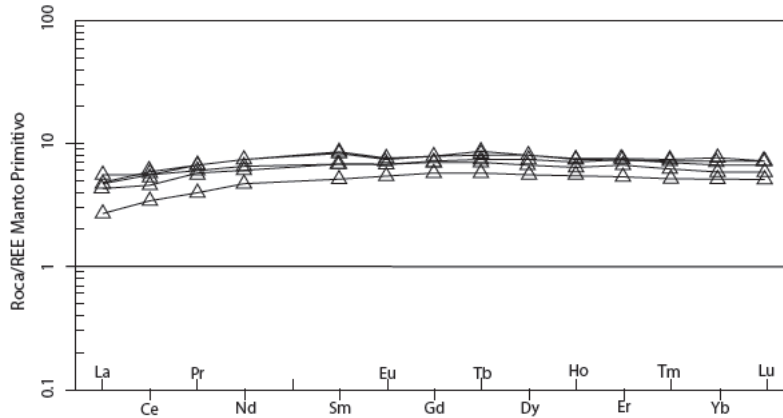


Figura 33: Diagrama de tierras raras normalizadas al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).

3.3.1.2.3 DIAGRAMA SPIDER MULTI-ELEMENTO

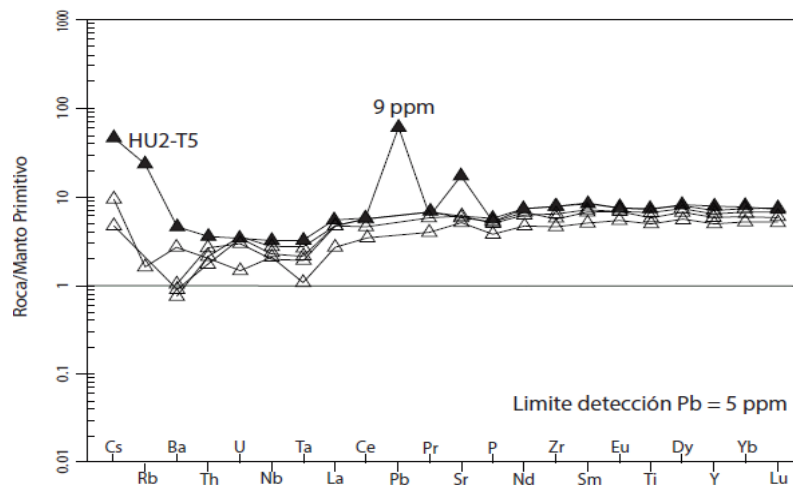


Figura 34: Diagrama Spider multi-elemento normalizado al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).

Las muestras estudiadas se caracterizan por tener patrones similares, presentando un enriquecimiento de LILE y un patrón casi recto de pendiente positiva para los HFSE. Sin embargo la muestra HU2-T5 perteneciente al CBL presente ciertas diferencias con las Metabasitas de Estaquilla: a) mayor enriquecimiento de LILE y b) anomalía positiva de Sr y Pb.

3.3.1.2.4 DIAGRAMA DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA

Para los dos diagramas de discriminación tectónica utilizados, y en consistencia con lo exhibido en el diagrama de Tierras Raras, las muestras analizadas grafican próximas al campo de basaltos tipo N-MORB.

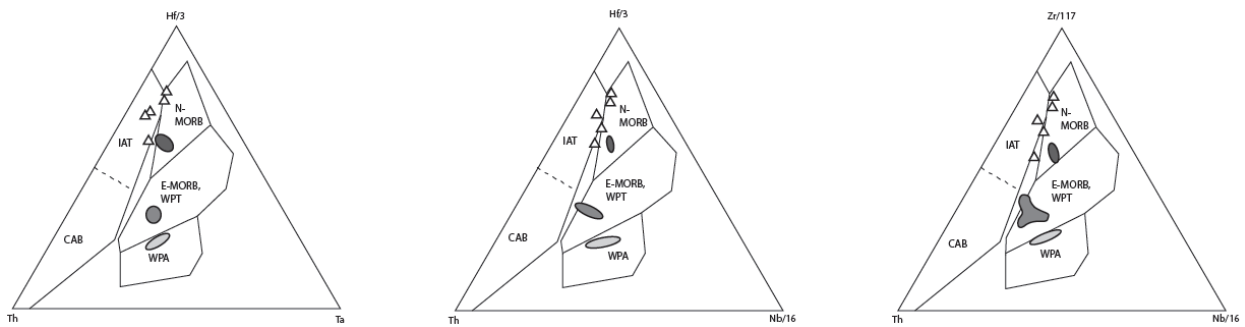


Figura 35: Diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980). Los campos graficados son de muestras estudiadas por Hufmann (1996). En gris oscuro pillow lavas metamorfizada., Gris intermedio metabasitas toleíticas. En gris claro metabasitas alcalinas. En triángulos abiertos muestras estudiadas.

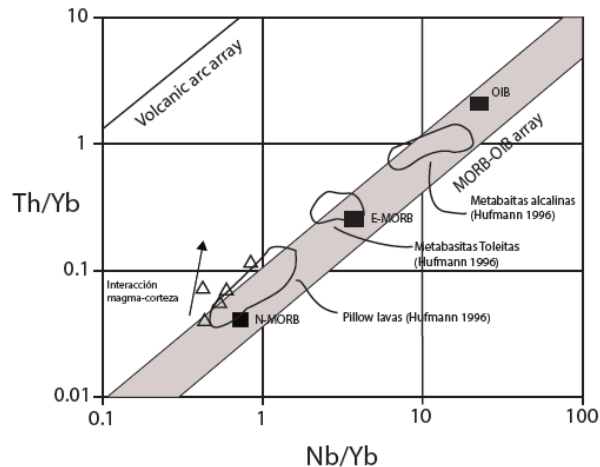


Figura 36: Diagrama de discriminación para basaltoides de (Pearce 2008). Se grafican las rocas estudiadas por Hufmann (1996).

3.3.2 GEOQUÍMICA DE LOS INTRUSIVOS DEVÓNICOS DE CHILOÉ CONTINENTAL

Su geoquímica se caracteriza por bajos valores de K₂O (< 2 wt%) y mayores valores de CaO (3.02 – 5.63 wt%) y Na₂O (3.28 – 5.28 wt%), indicando un carácter calco - sódico en esta unidad. El LOI de las muestras analizadas es de entre 1.01 - 2.96 wt%.

3.3.2.1 CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA

Teniendo en cuenta el contenido de sílice (wt%) y Co (ppm), las rocas de la unidad IDCC corresponden a los equivalentes intrusivos de; Microdiorita de Pichicolo: andesita basáltica, Metagabrodiorita de Lago Rio Blanco: andesita y la Tonalita Milonítica de Lago Rio Blanco: Dacita. Todas estas rocas grafican en el campo Calco-alcalino según el diagrama de Hastie (2007).

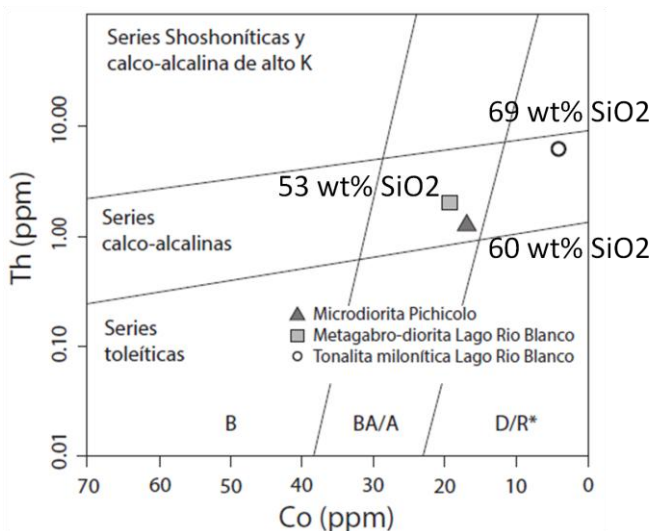


Figura 37: Diagrama de clasificación de Hastie (2007). BA/A: basalto andesita/andesita. D/R*: dacita/riolita/latitas/traquitas. Simbología en Figura 38.

3.3.2.2 DIAGRAMAS DE TIERRAS RARAS

Los cuerpos pertenecientes al IDCC presentan un patrón de REE muy similar, el cual está caracterizado por una marcada pendiente positiva para los LREE (más inclinada en la Tonalita Milonítica de Lago Rio Blanco), y un patrón cóncavo hacia arriba para las MREE. Una leve diferencia se presenta en Eu, existiendo una pequeña anomalía positiva

para la Metamicrodiorita de Pichicolo y Metagabrodiorita de Lago Rio Blanco, mientras que por otra parte la Tonalita Milonítica presenta una leve anomalía negativa.

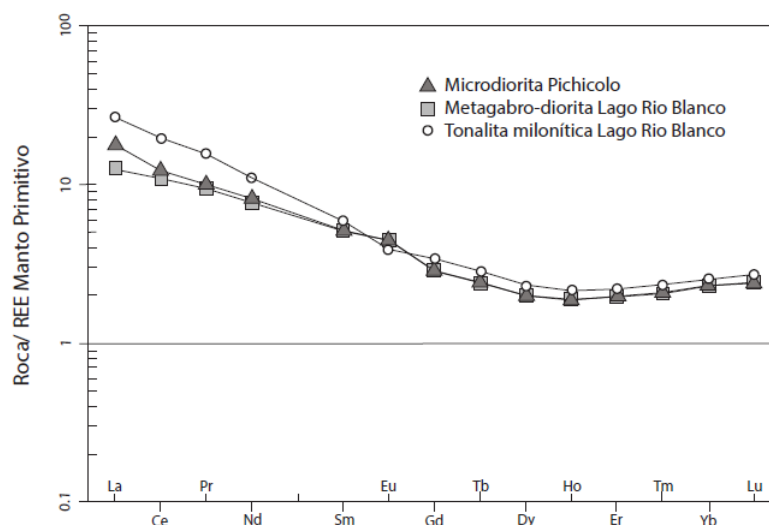


Figura 38: Diagrama de tierras raras normalizadas al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).

3.3.2.3 DIAGRAMA SPIDER MULTI-ELEMENTO

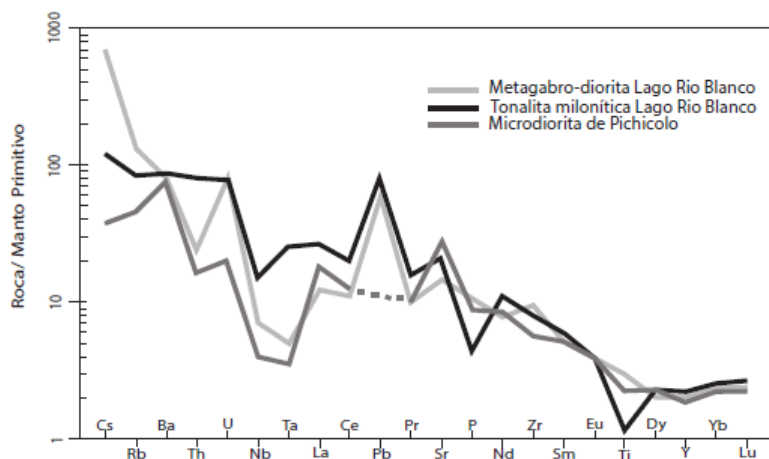


Figura 39: Diagrama Spider multi-elemento normalizado al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).

En el patrón de la Microdiorita de Pichicolo y Metagabrodiorita de Lago Rio Blanco se puede apreciar una muy clara anomalía negativa de Nb-Ta, dicha anomalía es menos marcada en la Tonalita Milonítica de Lago Rio Blanco, en donde está acoplada con una anomalía negativa de Ti.

En las rocas del IDCC, el patrón de los elementos de mayor compatibilidad es semejante, pero hay marcadas diferencias en los patrones de los elementos menos compatibles, especialmente en los LILE. Esta diferencia en los elementos de mayor movilidad puede deberse a reacomodos de la geoquímica de roca total producto del metamorfismo o alteración hidrotermal a los cuales estos cuerpos ígneos han sido sometidos.

3.3.2.4 DIAGRAMA DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA

Sistemáticamente los cuerpos ígneos pertenecientes a la unidad de Intrusivos Devónicos de Chiloé Continental grafican en el campo de granitos de arco volcánico en el diagrama de Pearce et al. (1982)

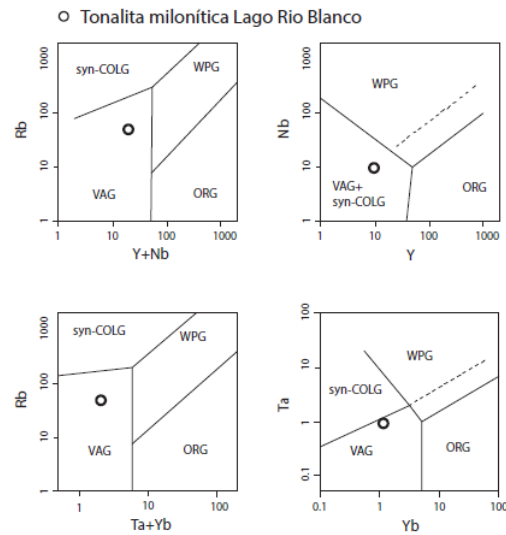


Figura 40: Diagrama de discriminación tectónica para granitoides de Pearce et al., (1984).

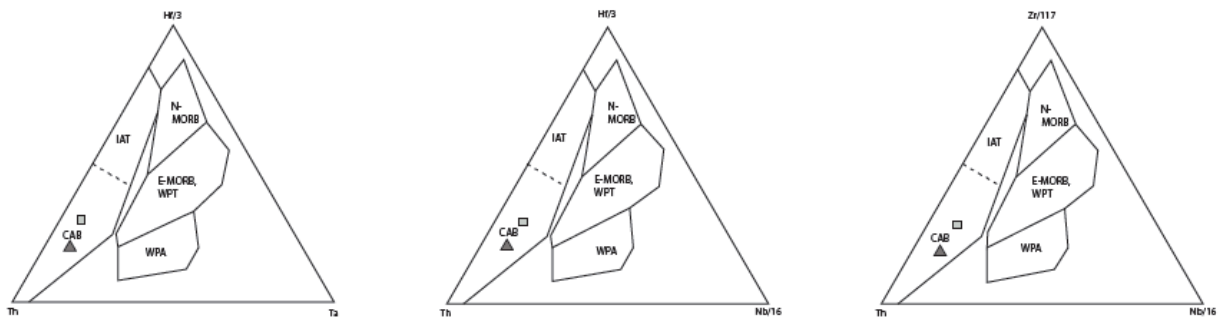


Figura 41: Diagrama de discriminación tectónica para basaltoides de Wood (1980). Simbología en Figura 38.

3.3.3 CLASTOS DE ISLA HUAPI

Los clastos graníticos de Isla Huapi se caracterizan por un contenido de SiO₂ en torno a los 72-73 wt % y una muy baja cantidad de FeO y MgO, cuyas mayores concentraciones las presenta a muestra FO1320, en la cual estas son de 1.88 wt% y 1.26 wt% respectivamente. Las concentración total de álcalis es <5 wt%, siendo el Na₂O el más enriquecido con valores de entre 3.29-3.96 wt%.

La tremolitita de Isla Huapi tiene una composición geoquímica contrastante entre un relativamente alto contenido de SiO₂ (56.69 wt%), muy bajos contenidos de álcalis totales (<0.07 wt%) y alumina (0.92 wt%), y altos contenidos de CaO (8.04 wt%), MgO (22.8 wt%), Cr (2740 ppm) y Ni (2450 ppm).

3.3.3.1 DIAGRAMA DE CLASIFICACIÓN

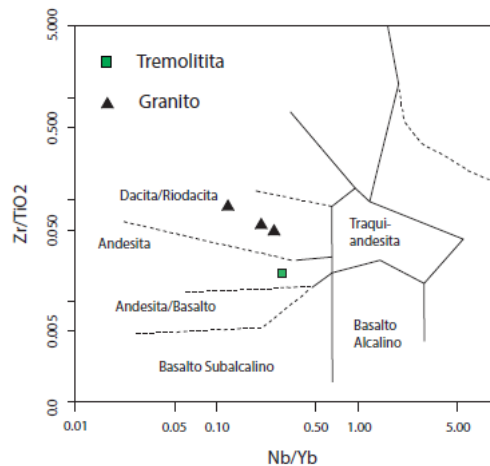


Figura 42: Diagrama de clasificación de Winchester & Floyd (1977)

Tomando en consideración el contenido de SiO₂ (72 a 73 wt%), y el diagrama de clasificación de Winchester & Floyd (1977), geoquímicamente los clastos corresponden a los equivalentes intrusivos de una riolita. En función de su contenido de sílice, posición en el gráfico de Winchester & Floyd (1977) y alto contenido de elementos compatibles con el manto, el protolito de la tremolitita de Isla Huapi correspondería a una andesita primitiva.

3.3.3.2 DIAGRAMA DE TIERRAS RARAS

Los clastos graníticos de Isla Huapi exhiben un patrón de REE con una pendiente negativa poco pronunciada, con razones LaN/YbN de entre 2.48 y 3.78 , siendo la muestra FO1320 la mas enriquecida en REE, con concentraciones entre 10 y 30 veces mayores a las del Manto Primitivo. Es posible distinguir una clara, aunque poco pronunciada, anomalía negativa de Eu para la muestra FO1320 , mientras que para las otras dos dicha anomalía se transforma en un muy leve anomalía positiva.

La tremolitita de Isla Huapi presenta un patrón inclinado para las LREE con un enriquecimiento entre 2 y 5 veces mayor al del Manto Primitivo , mientras que las concentraciones de MREE y HREE se encuentran por debajo de las concentraciones de Manto Primitivo . Destaca un empobrecimiento de las MREE respecto de las HREE lo cual genera un patrón cóncavo hacia arriba. Destaca un patrón de REE similar al exhibido por los cuerpos del IDCC.

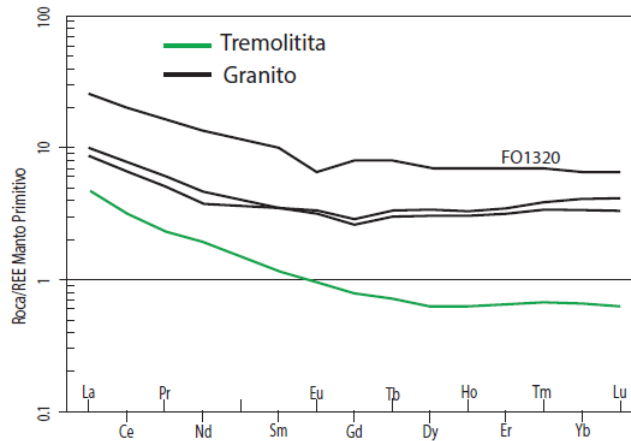


Figura 43: Diagrama de tierras raras normalizadas al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).

3.3.3.3 DIAGRAMA SPIDER MULTI-ELEMENTOS

Los clastos graníticos de Isla Huapi presentan concentraciones de LILE que van desde 40 hasta 500 veces la concentración de dichos elementos en el Manto Primitivo. El patrón del diagrama multi-elementos enseña prominentes anomalías positivas para el U y Pb ,y una más discreta de Sr. Por otra parte se observan marcadas anomalías negativas de Nb y Ti, estas últimas típicas de ambientes de supra subducción.

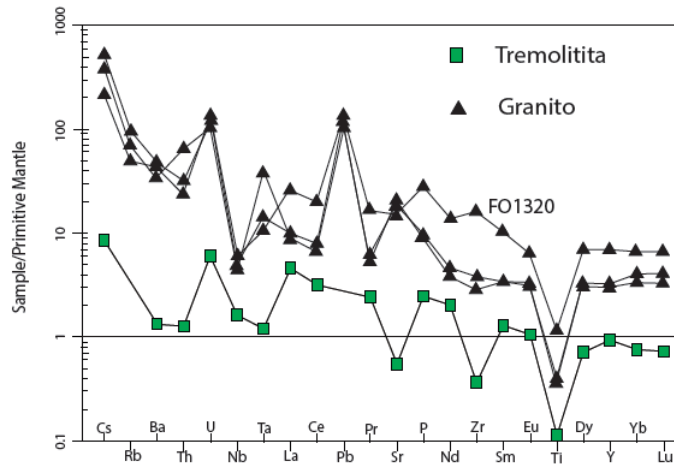


Figura 44: Diagrama Spider multi-elemento normalizado al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).

La tremolita presenta un patrón relativamente recto y de pendiente negativa, el cual se ve disectado por anomalías negativas de Rb-Ba, Nb-Ta, Sr, Zr y Ti. Debido a que esta fue afectada por metasomatismo muy penetrativo y que las características originales del protolito se encuentran prácticamente obliteradas, no es trivial el poder determinar si dichas anomalías son una señal de dicho protolito.

3.3.3.4 DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA

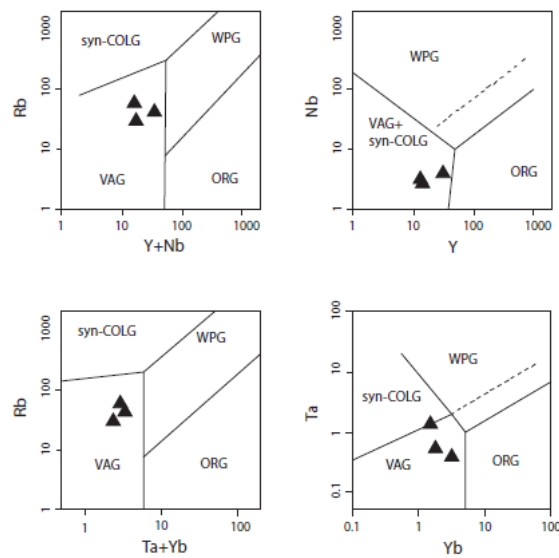


Figura 45: Diagrama de discriminación tectónica para granitoides de Pearce et al., (1984)

Sistemáticamente los clastos graníticos de Isla Huapi grafican en el campo de granitos de arco volcánico en el diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al. (1982), lo cual se condice con las anomalías de Nb y Ti presentes en los diagramas Spider multi-elemento.

3.4 GEOCROLOGÍA U-Pb SHRIMP EN CIRCONES DETRÍTICOS

Se seleccionaron las muestras LM1 y LM2 ubicadas a 2850 m y 1615 m respectivamente, para la separación de circones detríticos. Se dataron 70 granos por muestra mediante el método U-Pb SHRIMP. Dichos análisis fueron efectuados por C.M. Fanning en los laboratorios de la Universidad Nacional de Australia.

3.4.1 DIAGRAMAS DE FRECUENCIA DE EDADES Y DIAGRAMAS TERA WASSERBURG

Tanto la muestra LM1 como LM2, registran un pico modelado mayor de sedimentación de c. 386 Ma. Dicho pico es más prominente en la muestra LM1, en donde se presentan 17 granos concordantes de dicha edad, mientras que en la muestra LM2 el número llega solo a 8 granos. Para ambas muestras dicho pico modelado mayor presenta una "hombreira" producto de un sub-pico de sedimentación menor levemente más antiguo, el cual para la muestra LM1 es de c. 413 Ma, mientras que para la muestra LM2 este es de c. 403 Ma

Solamente en la muestra LM2 se registra otro pico modelado mayor de sedimentación, el cual es de c. 465 Ma y se compone de 8 granos concordantes para con esta edad.

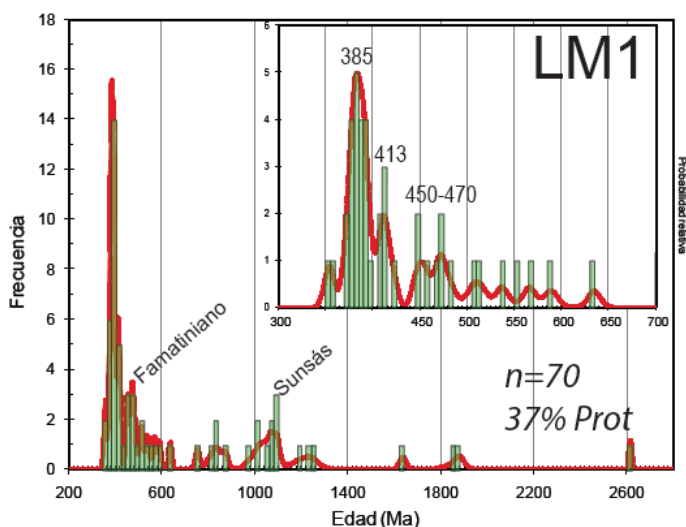


Figura 46: de probabilidad de edades U-Pb SHRIMP de la muestra LM1.

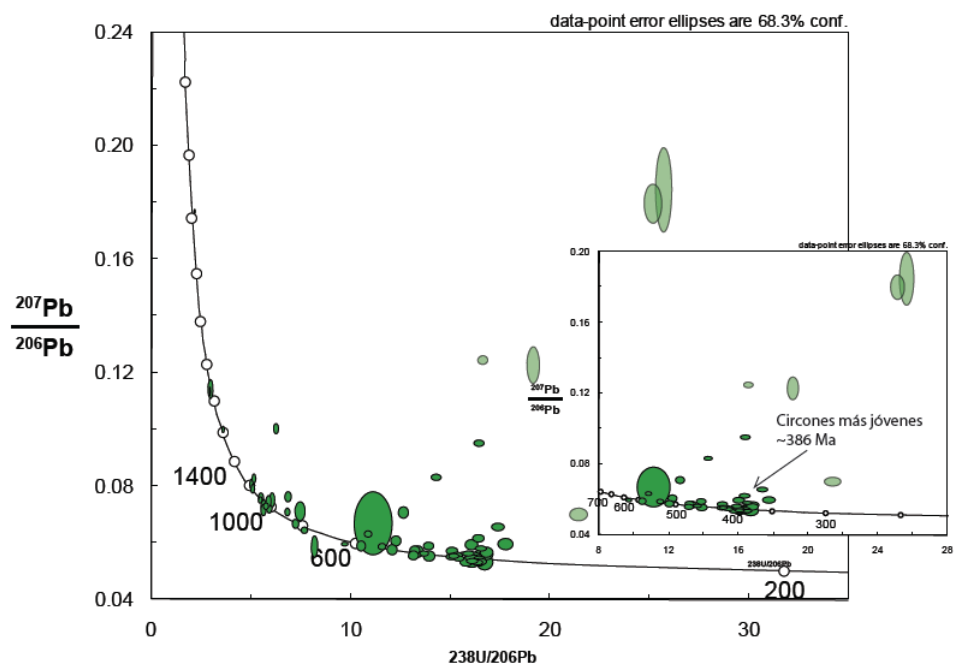


Figura 47: Diagrama Tera Wasserburg para muestra LM1.

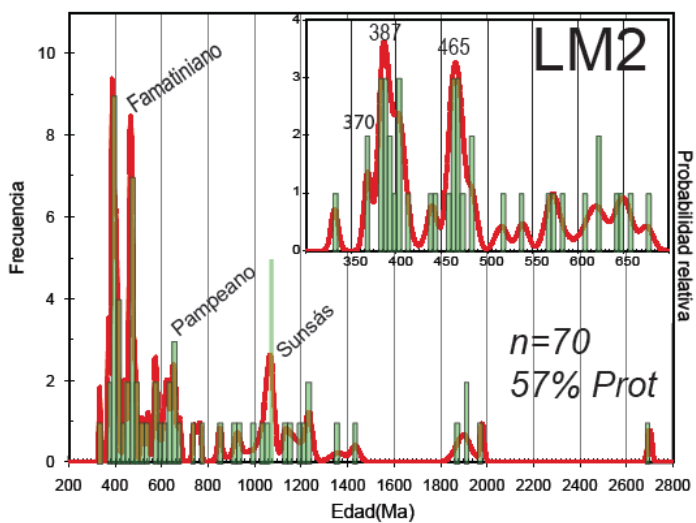


Figura 48: Diagrama de probabilidad de edades U-Pb SHRIMP de la muestra LM2.

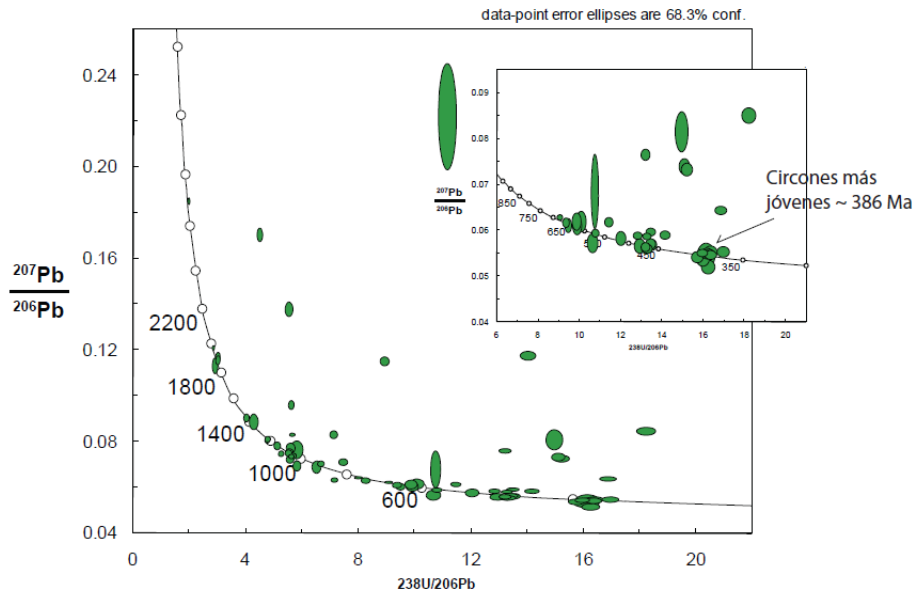


Figura 49: Diagrama Tera Wasserburg para muestra LM2.

Es importante notar que el aporte de zonas cratónicas es considerablemente mayor en la muestra LM2 respecto de la muestra LM1. Es en la primera donde se pueden distinguir picos menores con edades de los cinturones de Sunsás (Grenviliano) y Pampeano además del pico mayor Famatiniano de c.465 Ma. En la muestra LM1 por otra parte, es clara una distribución de edades dominada por el aporte de circones Paleozoicos, correspondiendo estos a un 63% de las edades obtenidas y solo se aprecia un pico menor modelado de edades del cinturón de Sunsás (Grenviliano).

Para ambas muestras analizadas, los circones concordantes más jóvenes tienen una edad cercana al de los picos máximos modelados de edad Devónica (c. 386 Ma).

3.4.2 DISTRIBUCIÓN DE EDADES ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

3.4.2.1 EDADES PRE-DEVÓNICAS

Las razones de Th/U de los circones de entre 1300 y 2800 son en general ≥ 0.5 , indicando un origen magmático (Hoskin & Schaltegger 2003). Los circones Grenvilianos muestran una mayor dispersión de razones Th/U, con algunos granos de origen magmáticos ($Th/U > 0.5$), dos granos de la muestra LM1 serían granos metamórficos, dada su razón $Th/U < 0.07$ (Rubatto 2002), mientras que la gran mayoría de estos circones se encuentran en el campo $0.07 > Th/U < 0.5$, en el cual no se puede determinar con certeza su origen (Hoskin & Schaltegger 2003).

De entre los circones Pampeanos y Famatinianos, una cantidad considerable muestran un claro origen magmático ($\text{Th}/\text{U} > 0.5$), mientras una población mayor de granos se encuentran en el rango $0.07 > \text{Th}/\text{U} < 0.5$, por lo que no hay certeza de su origen.

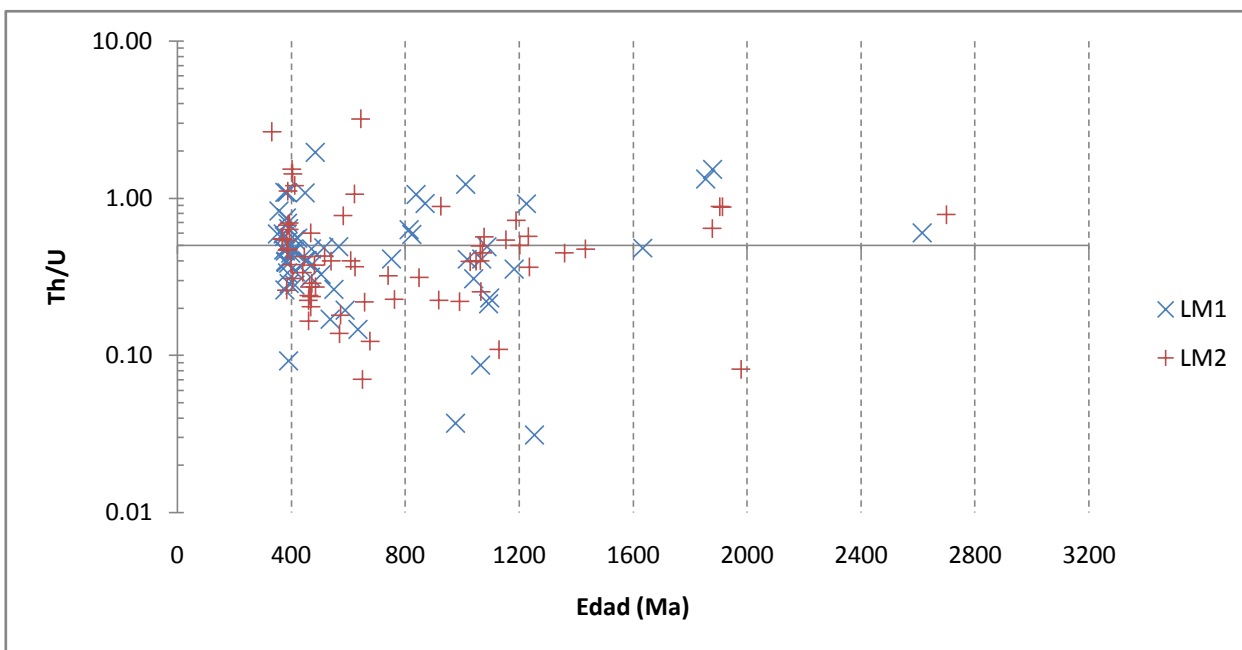


Figura 50: Gráfico de Th/U vs Edad (Ma). La línea horizontal que corta el eje "Y" en $\text{Th}/\text{U} = 0.7$ separa el campo de circones de claro origen ígneo de aquellos de origen ígneo o metamórfico (Hoskin & Schaltegger 2003).

3.4.2.2 EDADES DEVÓNICAS

De entre los circones Devónicos, un porcentaje importante corresponde a circones ígneos ($\text{Th}/\text{U} > 0.5$), la mayoría de estos circones pertenecen a la muestra LM1, existiendo también granos ígneos en la muestra LM2. Las edades claramente ígneas que se distribuyen preferentemente entre los 392 Ma y 367, mientras que algunas edades más antiguas de entre 402 Ma y 413 Ma se encuentran en menor cantidad. Otro grupo importante de edades de entre 373 Ma y 399 Ma presentan razones $0.26 > \text{Th}/\text{U} < 0.5$, por lo que con los datos disponibles no se puede dar certeza de su origen. Solo dos granos Devónicos de en torno a los 390 Ma enseñan una razón $\text{Th}/\text{U} = 0.09$, por lo cual es más probable que dichos granos sean de origen metamórfico.

La edad promedio de los granos analizados con edades del Devónico es de 388 Ma, edad cercana a los picos mayores modelados de las muestras LM1 y LM2.

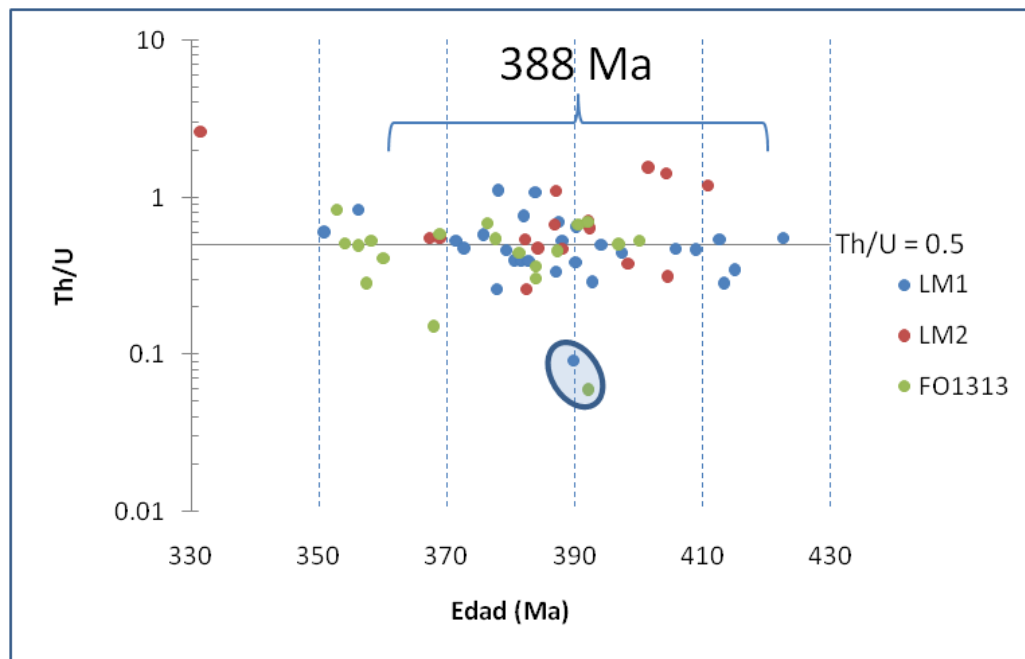


Figura 51: Gráfico Th/U vs Edad. circones de claro origen magmático se ubican en el campo sobre la línea horizontal (Hoskin & Schaltegger 2003). En verde circones de metarenisca de Isla Huapi (Correa 2014). Encerrados en un círculo azul posibles granos metamórficos.

4. DISCUSIÓN

En el presente capítulo se discuten los resultados petrográficos, geoquímicos y geocronológicos aportados por este estudio.

4.1 POSIBLE AMBIENTE DE FORMACIÓN DEL MAGMATISMO DEVÓNICO

4.1.1 RIOLITA ALCALINA DE ZARAO

Este cuerpo se caracteriza por ser altamente alcalino, con un bajo contenido de MgO y CaO (< 1 wt%) y altos contenidos de K₂O y Na₂O (c. 4 wt% y c. 5 wt% respectivamente), además de un muy alto contenido de REE totales (> 600 ppm) y Zr (> 821 ppm). Sus altos contenidos en elementos trazas sumado a las anomalías acopladas de Eu y Sr sugieren que parte de la petrogénesis de este cuerpo estuvo controlada por la cristalización fraccionada de plagioclasa, lo cual contrasta con las características del IDCC.

La roca encajante del Riolita Alcalina de Zarao, si bien no se ha podido observar el contacto, se ha postulado que son los esquistos máficos pertenecientes al Complejo Metamórfico Bahía Mansa (Duhart, 1999), esto debido a la próxima relación espacial del cuerpo intrusivo con estos. Teniendo esto en consideración, se han recopilados datos geoquímicos de granitos relacionados a cuerpos máficos de origen oceánico (Kon et al., 2013, Nagles & Frei, 1997, Aldiss, 1981).

Los granitos de Taitao se asemejan al Riolita Alcalina de Zarao dado que: a) intruyen fragmentos de corteza oceánica (Anma et al., 2009 y referencias ahí citadas), además de b) compartir un patrón de Tierras Raras semejante. Sin embargo difieren significativamente respecto del contenido de elementos trazas como Y, Nb, Yb y Ta, siendo los granitos de Taitao más empobrecidos en estos elementos (ver Figura 52). El patrón del diagrama Spider multi-elemento de los granitos Estero Cono y Seno Hoppner (los cuales contienen feldespato alcalino entre su mineralogía modal), presentan una marcada anomalía negativa de Nb, la cual es mucho más pronunciada que la discreta anomalía negativa que exhibe el patrón del Riolita Alcalina de Zarao. Esta anomalía negativa está relacionada al origen en una zona de supra subducción de estos granitos (Kon et al., 2013). Debido a las diferencias expuestas, se descarta un origen similar para el Riolita Alcalina de Zarao.

Dado que sistemáticamente en el diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al. (1982), el Riolita Alcalina de Zaraq grafica entre los campos de granitos de intra placa (WPG) y granitos de ridge oceánico (ORG), sumado a que la edad de cristalización de dicho cuerpo es cerca de 10 My más antigua que los picos máximos de sedimentación más jóvenes de los esquistos del CBL, y que la edad del IDCC, los cuales serían las más probables rocas encajantes de este cuerpo ígneo, se pone a prueba la hipótesis de que el origen del Riolita Alcalina de Zaraq sería en un ambiente oceánico. Para esto se compara su quimismo con los de granitos oceánicos; con feldespato potásico entre su mineralogía (Nagler & Frei, 1997) y con granitos oceánicos anómalos del Ridge Mid-Atlántico a los 45°N (Aldiss, 1981).

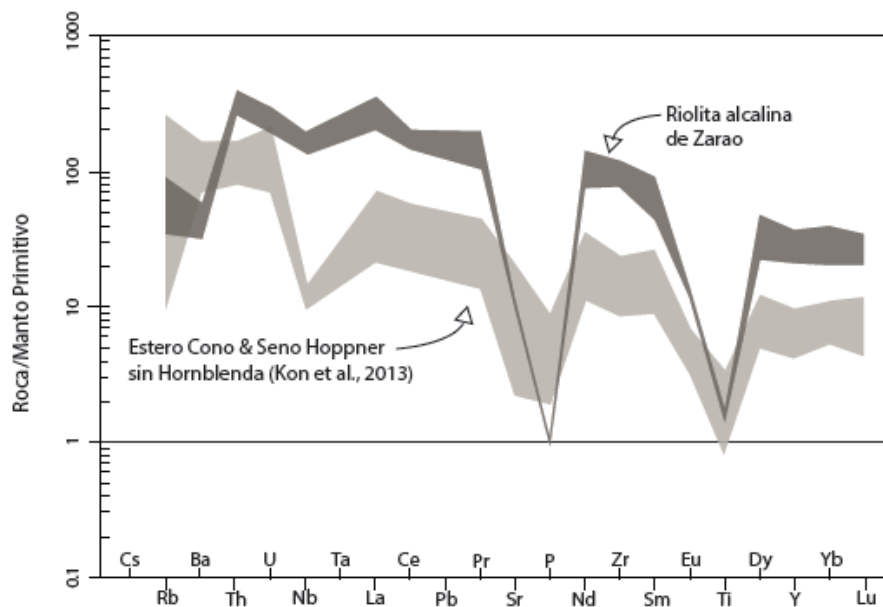


Figura 52: Diagrama Spider multi-elemento normalizado al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995)

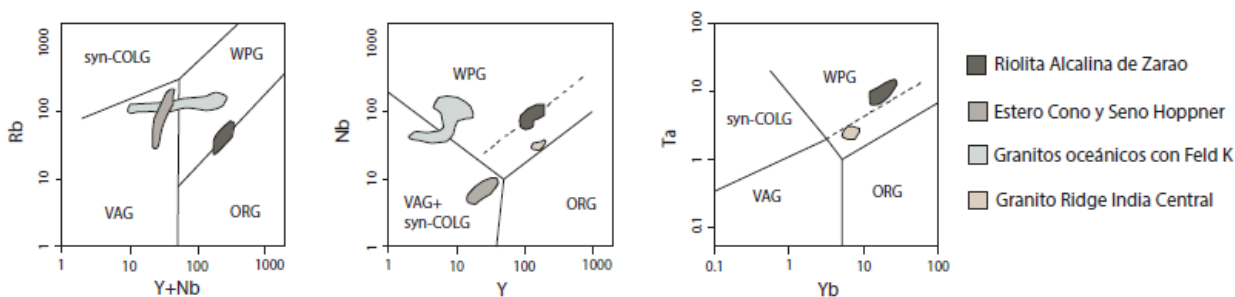


Figura 53: Diagrama de discriminación tectónica para granitoides de Pearce et al. (1982)

De acuerdo con Nagler & Frei (1997), granitos oceánicos con feldespato potásico podrían formarse producto de fusión parcial generada en las raíces de fallas transtensionales, dichas fallas habrían favorecido la hidratación profunda de la corteza oceánica durante movimientos verticales. La posición en que los granitos estudiados por Nagler & Frei (1997) grafican en el diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al. (1982) es entre los campos de granitos de intra placa y granitos de arco volcánico. Si bien no se han publicado datos de Tierras Raras de estos cuerpos, la geoquímica de elementos mayores de estos cuerpos es similar, aunque más enriquecida en SiO₂, respecto de la del Riolita Alcalina de Zarao.

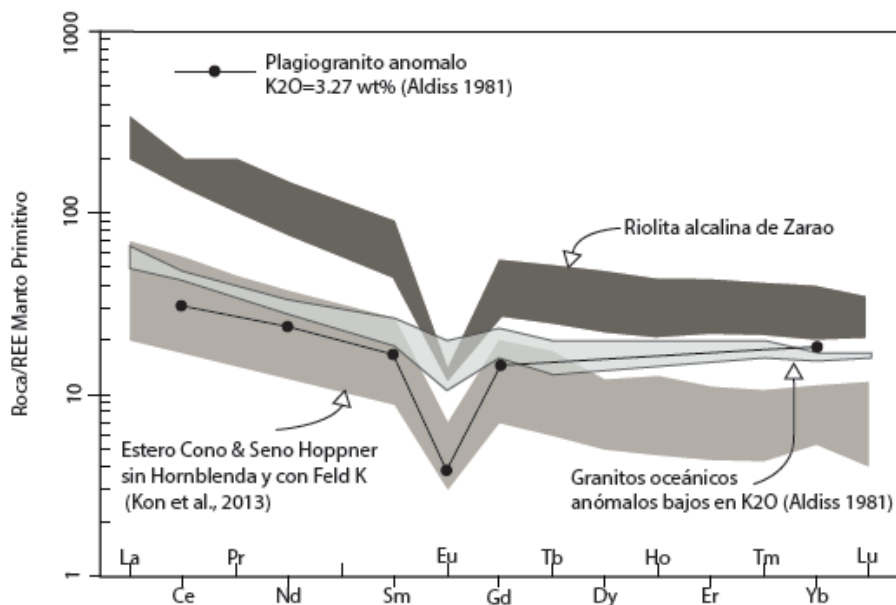


Figura 54: Diagrama de tierras raras normalizadas al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995)

De acuerdo con Pearce et al. (1984), los granitos de ridge oceánicos se pueden dividir según granitos asociados a ; ridges oceánicos "normales" (asociados a corteza oceánica N-MORB), ridges oceánicos "anormales" (asociados a corteza oceánica de tipo "E" o "T" MORB) o ridges en cuencas de tras-arco. Aldiss (1981) ha reportado la existencia de granitos oceánicos con características geoquímicas y petrográficas muy diferentes a la de los típicos granitos en ofiolitas. Estos granitos se encuentran en el ridge hemi-oceánico del Atlántico, a la latitud de 45°N, zona en que la corteza oceánica se encuentra enriquecida en elementos incompatibles. Los granitos estudiados por Aldiss (1981) que pertenecen a esta zona se caracterizan por presentar un enriquecimiento relativo de LREE, además de presentar una anomalía negativa de Eu (ver Figura 53). En dicho trabajo también hace referencia a una cuarzo monzonita perteneciente a la Zona de Fractura Argo, en el ridge de India Central. Dicho granitoide, presenta feldespato potásico como mineralogía modal y altos valores de Rb, Nb e Y (Aldiss, 1981).

En la Figura 53 se puede observar que el contenido de REE de la Riolita Alcalina de Zarao es mayor al de los granitos reportados por Aldiss (1981), sin embargo comparten el tener un enriquecimiento relativo de LREE, una anomalía negativa de Eu (la cual es mucho más marcada en el granito del Ridge de India Central), y un patrón plano para las HREE. Dicha similitud se puede apreciar también en la Figura 52, ya que tanto la Riolita Alcalina de Zarao como el granito del Ridge de India Central grafican próximos en el diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al. (1982).

La existencia reportada de granitos generados en contextos oceánicos que presentan feldespato potásico, enriquecimiento en LREE, anomalía negativa de Eu (Aldiss 1981 y Nagler & Frei 1997), y con un contenido de elementos mayores similares a los de la Riolita Alcalina de Zarao, hacen posible postular que este se originó en un ambiente oceánico. Estudios isotópicos posteriores pueden comprobar o descartar esta hipótesis.

4.1.2 INTRUSIVOS DEVÓNICOS DE CHILOÉ CONTINENTAL

El que el patrón de REE de los cuerpos Devónicos de Chiloé Continental sea muy similar, sugiere que estos tienen una petrogénesis común. Duhart (2008), en base relaciones isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ determinó que la Tonalita milonítica de Lago Rio Blanco (Ortogneiss de Chaitén según Duhart, 2008) presenta una composición isotópica propia de magmas de arco. Tomando en consideración los dos puntos anteriormente expuestos, además de la información geoquímica aportada por este estudio, la cual enseña mediante diagramas Spider multi-elementos (anomalías negativas de Nb-Ta) y diagramas de discriminación tectónica (granitos de arco volcánico) que los cuerpos del IDCC corresponden a magmas calco-alcalinos. Es posible determinar que el origen de los magmas del IDCC se origina de la fusión de una cuña mantélica en una zona de supra subducción.

Dado que la Tonalita milonítica de Lago Rio Blanco presenta una signatura isotópica mantélica, y teniendo en consideración que este cuerpo es el más diferenciado del IDCC (69 wt% de SiO_2) es posible excluir de la petrogénesis del IDCC procesos corticales más complejos y suponer que el origen y quimismo medido de estos intrusivos se puede explicar por procesos de; fusión parcial de una fuente mantélica, ascenso del magma y cristalización fraccionada del magma parental.

El patrón de Tierras Raras del IDCC se caracteriza por ser de pendiente negativa y mostrar un empobrecimiento relativo de MREE. De acuerdo a Davidson et al., (2013), dicho patrón se puede generar por altos grados de cristalización fraccionada de clinopiroxeno, de un fundido generado de la fusión de una fuente mantélica compuesta por un 70 % de olivino y 30 % de clinopiroxeno (Figura 54.b).

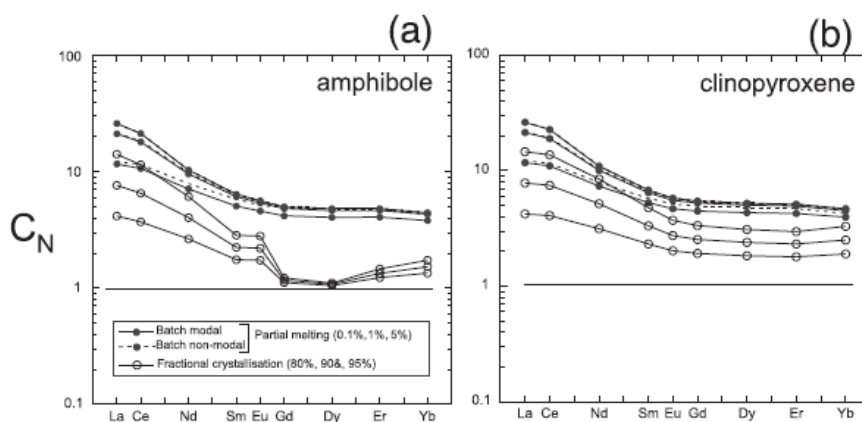


Figura 55: En negro modelos de fusión parcial, en blanco modelos de cristalización fraccionada. Modificado de Davidson et al., (2013).

Todo lo expuesto sugiere que el origen de los magmas del IDCC es producto de la fusión parcial generada por la adición de volátiles liberados producto de la deshidratación de la corteza oceánica subductada (Pearce & Parkinson 1993). La petrogénesis del IDCC estaría controlada por el fraccionamiento de clinopiroxeno desde el magma parental.

La roca encajante más probable para estos cuerpos intrusivos serían cuerpos serpentiniticos, como el cuerpo al que se encuentra relacionada la microdiorita de Pichicolo (Duhart 2008 y referencias ahí citadas), y/o los paquetes de metasedimentos de fondo oceánico íntimamente relacionados a metabasaltos N-MORB definidos como Complejo Epimetamórfico Llancahué y Complejo Acrecionario (Cembrano 1990 y Sanhueza 1996). En ambos casos estaríamos en presencia de una corteza más bien delgada la cual permitió el ascenso de los magmas sin mayor interacción cortical.

4.2 LITOLOGÍA, PROVENIENCIA SEDIMENTARIA, EDAD Y METAMORFISMO DEL COMPLEJO DE BASAMENTO LLANQUIHUE

4.2.1 LITOLOGÍA DEL COMPLEJO DE BASAMENTO LLANQUIHUE

Dado que el Complejo de Basamento Llanquihue se sitúa en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa, y que está cubierto por los depósitos Cenozoicos de la Cuenca Osorno-Llanquihue y depósitos fluvio-glaciales Neógenos, no es trivial el poder determinar su real extensión y variabilidad litológica.

De entre los pozos estudiados, se comparó la metabasita recolectada del pozo Huilma 2 (muestra HU2-T5), con los esquistos máficos de la unidad Metabasitas de Estaquilla, esto con el fin de determinar relaciones petrográficas y geoquímicas entre estas. De los resultados expuestos en el presente estudio, es posible avizorar que no existen mayores

diferencias entre la; mineralogía metamórfica, geoquímica y tipo de metamorfismo de la metabasita HU2-T5 y las Metabasitas de Estaquilla. Sin embargo la posición morfo-estructural de estas difiere significativamente, ya que las últimas se ubican en la Cordillera de la Costa (ver Figura 13), mientras que la metabasita HU2-T5 lo hace al E de dicha cordillera. En base a esta observación, se propone que la metabasita HU2-T5 debería ser más antigua que las Metabasitas de Estaquillas (estas últimas del Pérmico, Duhart et al., 2001), perteneciendo así al Complejo de Basamento Llanquihue.

En función de su afinidad oceánica, posición estructural y edad, también se incluye dentro del Complejo de Basamento Llanquihue a la Riolita Alcalina de Zarao, y se propone que su actual posición en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa se debe a que este, junto con los esquistos máficos que constituyen su roca huésped (Duhart et al., 2001), se habrían acrecionado contra el margen Gondwánico en tiempos anteriores al Pérmico, esto último sustentado en base a que dataciones K-Ar efectuadas en sanidina de dicha unidad entregan edades Pérmicas rejuvenecidas, interpretadas por Duhart et al. (2001), como el acomodo isotópico producto del metamorfismo Pérmico registrado en el Complejo Metamórfico Bahía Mansa.

4.2.2 PROVENIENCIA SEDIMENTARIA DEL COMPLEJO DE BASAMENTO LLANQUIHUE

La existencia de prominentes picos modelados entorno a los c. 386 Ma (Devónico Medio), sugiere el que, para ambas muestras, estamos en presencia de un protolito con una procedencia sedimentaria escasamente reconocida en los complejos metamórficos chilenos (Balburgh et al., 2009 y Hervé et al., 2013).

En el Complejo Metamórfico Trafún, Correa (2014) reporta un pico de c. 386 Ma en una metarenisca la cual a la vez presenta un patrón de sedimentación muy similar al de la muestra LM2, con un pico máximo de sedimentación del Devónico y otro Famatiniano. Es también en la vertiente oriental de los Andes, cerca de la localidad de Esquel, en donde Hervé et al. (2005) reporta la existencia de sedimentos Devónicos en el protolito de una metarenisca pertenecientes a la unidad de Esquistos de Esquel (EE). Dicha metarenisca presenta un pico máximo de sedimentación de 405 Ma y una edad máxima de sedimentación de 372 Ma.

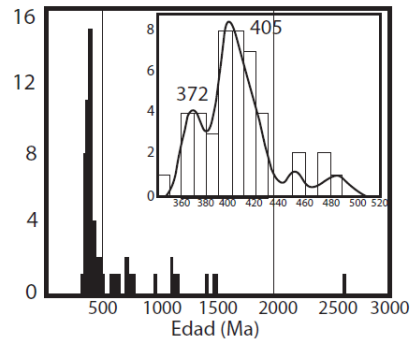


Figura 56: Histograma de edades vs probabilidad de circones detríticos de Esquistos de Esquel. Modificado de Herve et al., 2005.

Más al sur en el Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO), Augustsson et al. (2006) reporta la existencia de circones Devónicos en esquistos de dicho complejo metamórfico. Dicha proveniencia es muy clara en una muestra que presenta un pico máximo de sedimentación de 420 Ma (ver Figura 56), la cual además presenta un subpico de c.1200 Ma, este último semejante a los exhibidos por los esquistos del Complejo de Basamento Llanquihue. Los picos de sedimentación más jóvenes de tres de los cinco esquistos estudiados por Augustsson et al. (2006) varía entre 393 Ma y 370 Ma, indicando para estos una edad máxima posible de sedimentación del Devónico Medio a Superior. Presencia de circones Devónicos también se registra como picos menores de sedimentación en esquistos con edades máximas posibles de sedimentación del Pérmico (ver Figura 56).

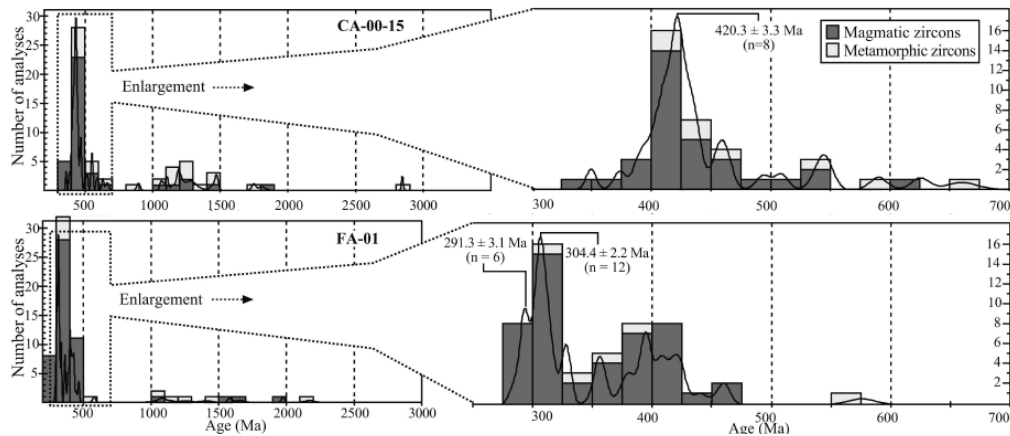


Figura 57: Histograma de edades vs probabilidad de circones detríticos del Complejo Metamórfico Andino Oriental. Modificado de Augustsson et al., 2006.

Vestigios menores de esta fuente Devónica (ver Figura 4) se reconocen también con subpicos de sedimentación en algunos esquistos del Complejo Metamórfico Bahía Mansa (Hervé et al., 2013). En dicho trabajo, análisis isotópico de Hf y O en los circones detríticos Devónicos indican que estos circones presentan una marcada signatura isotópica cortical. Dicha signatura isotópica es semejante a la de la tonalita Devónica de San Martín (Pankhurst et al., 2006) y a la vez dista de la signatura de la Tonalita

milonítica de Lago Rio Blanco (Duhart 2008). Esto indicaría que los sedimentos que conforman el protolito del Complejo Metamórfico Trafún, Complejo de Basamento Llanquihue y de la unidad Esquistos de Esquel provendrían desde el Este, de la erosión de equivalentes a la Tonalita de San Martín. Esta hipótesis se condice de buena forma con la ubicación más oriental del CMT y EE, y el carácter inmaduro del protolito de ambos. Esto último evidenciado en que el protolito del Complejo Metamórfico Trafún contiene intercalada una unidad de conglomerados y preserva biotita detrítica en metareniscas que fueron afectadas por un metamorfismo menos pervasivo (Thiele et al., 1976 & Correa, 2014), y en que se reconocen cuerpos diaméticos intercalados en los Esquistos de Esquel (López Gamundi, 1980).

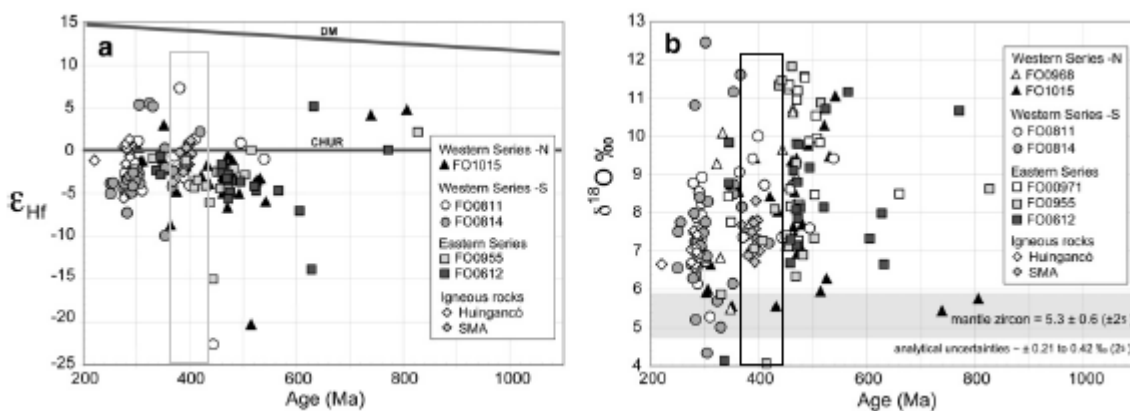


Figura 58: Diagramas de isotopos de Hf y O. Encerrado en un rectángulo las edades Devónicas. Modificado de Hervé et al., 2013.

El hecho de que los sedimentos del protolito del CBL no provengan del IDCC se puede deber a que; a) la extensión y tamaño del IDCC es acotada, b) los cuerpos del IDCC no se encontraban exhumados para el tiempo en que se rellenaron las cuencas que en las cuales se depositó el protolito del CBL y CMT, o c) el IDCC no estaba unido al continente.

Teniendo en cuenta de que la proveniencia sedimentaria del CMT es similar al del CBL, la hipótesis de que no hay aporte sedimentario desde el IDCC, o que bien este ocurre en mucho menor cantidad, se condice con que los clastos graníticos de Isla Huapi sean petrográfica y geoquímicamente diferentes a los del IDCC. Sin embargo, el clasto de tremolitita de Isla Huapi si exhibe un patrón de Tierras Raras similar al del IDCC, esto sumado a que dichos clastos son los de mayor tamaño en el conglomerado de Isla Huapi, podría indicar que hay un aporte local desde equivalentes del IDCC. A la vez, no existe correlación petrográfica ni geoquímica entre los clastos graníticos de Isla Huapi con la Riolita Alcalina de Zarao, por lo que se descarta de que este último sea fuente de los circones Devónicos encontrados en el CMT y CBL.

4.2.3 EDAD DEL COMPLEJO DE BASAMENTO LLANQUIHUE

En las muestras analizadas, LM1 y LM2, las edades que son más jóvenes que los picos modelados de c. 386 Ma corresponden a 2 granos con una edad de c. 356 Ma en la muestra LM1, y dos granos con edades de c. 333 Ma y c. 370 Ma en la muestra LM2. Dichas edades se alejan significativamente de la curva de concordia tal como se puede apreciar en los diagramas de Tera Wasserburg (ver Figura 46 y 48), por lo que dichas edades se descartan al no considerarse mediciones fiables. De entre estas edades < 380 Ma, un grano de c.370 Ma en la muestra LM2 presenta una elipse de error en el diagrama Tera Wasserburg cercana a la línea de concordia, sin embargo dada la pobre validez estadística de dicho dato, este se desestima. Dicho esto, la edad detrítica significativa más joven del protolito sedimentario, edad máxima posible de sedimentación, para ambos esquistos analizados se considera cercana a la edad de los picos modelados mayores de c. 386 Ma.

Esta edad máxima posible de sedimentación es concordante con las edades Ar/Ar medidas en el CBL (McDonough et al., publicación inedita), entre las cuales se tiene una edad de c.371 Ma en mica blanca de un esquisto y una edad de c. 359 Ma en hornblenda de un granito no deformado, cuya roca encajante la constituye un esquisto pelítico perteneciente al complejo. Dicho esto, la edad del Complejo de Basamento Llanquihue quedaría acotada al Devónico Superior.

4.2.4 METAMORFISMO DEL COMPLEJO DE BASAMENTO LLANQUIHUE

El metamorfismo del CBL ocurrió bajo condiciones dinamo-termales . El gradiente geotermal del metamorfismo, si bien en el presente trabajo no es posible estimarlo cuantitativamente, es posible afirmar cualitativamente que este fue relativamente bajo, ya que no se registra en estas rocas evidencias de asociaciones minerales de alto grado, aunque tampoco existe evidencia de mineralogías de alta presión.

De acuerdo a lo anteriormente expuesto, sumado a la posición estructural del CBL, existencia de un arco magmático hacia al E (Hervé et al., 2013 y Ramos & Nipauer, 2013) y ocurrencia en el CBL de esquistos psammopelíticos espacialmente relacionados con esquistos máficos N-MORB, se propone que las rocas del Complejo de Basamento Llanquihue estudiadas corresponden a partes someras de un complejo acrecionario costero.

Se propone que el metamorfismo del Complejo de Basamento Llanquihue estaría relacionada la colisión de la Riolita Alcalina de Zrao, y que por ende la amalgamación de este al margen Gondwanico habría ocurrido durante el Devónico, esto podría explicar la posición morfoestructural (vertiente oriental de la Cordillera de la Costa) en la cual se encuentra dicho cuerpo intrusivo.

4.3 PALEOGEOGRAFÍA PROPUESTA PARA LA ZONA DE ESTUDIO DURANTE EL DEVÓNICO y MISSISSIPPIANO INFERIOR

El modelo paleogeográfico y evolutivo propuesto por este trabajo considera que en el margen occidental de Gondwana:

Durante el Devónico Inferior a Medio:

- a) Existía una plataforma somera en la cual se depositaron las Pizarras fosilíferas de Buil (Fortey et al., 1992).
- b) Existía una franja magmática de signatura cortical de la cual la Tonalita de San Martín formaba parte (Pankhurst et al., 2006, Hervé et al., 2013 & Ramos y Naipauer, 2014). Dichos cuerpos ígneos se habrían emplazado en una corteza engrosada (Martinez et al., 2011).
- c) La Riolita Alcalina de Zarao se habría generado en un ambiente oceánico, intruyendo a los basaltos que componían el océano ubicado al sur de la microplaca de Chilenia.
- d) Durante el Devónico Medio a Tardío se habría depositado el protolito del Complejo de Basamento Llanquihue.

Durante el Devónico Medio y Missisippiano Inferior:

- a) Posterior a la acreción más al Norte de Chilenia (Ramos et al., 1984), en el margen occidental del Macizo Norpatagónico habría ocurrido un "slab rollback lateral" (Moresi et al., 2014) y generación de la unidad de Intrusivos Devónicos de Chiloé Continental. Dichos cuerpos se habrían emplazado más cercanos a la fosa y corresponden a productos con afinidades mantélicas. El IDCC se emplazó en una corteza adelgazada, intruyendo muy probablemente a las Pizarras de Buil y metabasitas asociadas.
- b) Hacia el Devónico Superior habría ocurrido la colisión del Leucogranito Alcalino de Zarao y subsecuente metamorfismo del Complejo de Basamento Llanquihue.
- c) Se habría depositado el protolito del Complejo Metamórfico Trafún y el protolito de los Esquistos de Esquel (Hervé et al., 2005 & Correa, 2014).
- d) En el canal de subducción habría ocurrido el metamorfismo desde facies Eclogita a facies Esquistos Azules de los Bloques Exóticos de Los Pabilos (Kato et al., 2008).

e) Relacionado al "slab rollback lateral", habría ocurrido una relajación termal y migmatización (Martinez et al., 2011) en la zona donde se emplazaban los cuerpos plutónicos con afinidades corticales.

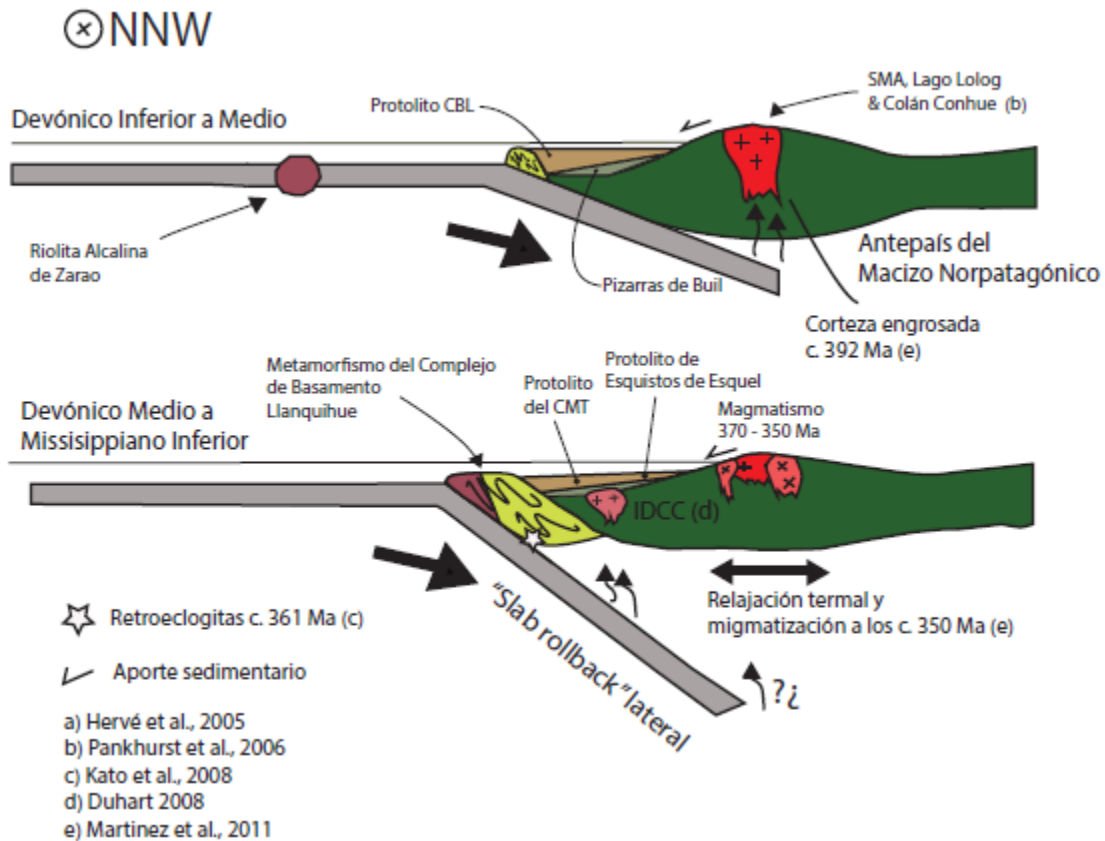


Figura 59: Diagrama esquemático (no a escala) del modelo evolutivo propuesto para la zona de estudio. Modificado de Martinez et al., 2011.

5. CONCLUSIONES

Las conclusiones del presente trabajo son:

- a. El Complejo de Basamento Llanquihue corresponde a un complejo acrecionario del Devónico Superior. Está constituido por esquistos psammopelíticos, esquistos máficos con afinidad N-MORB y leucogranitos alcalinos de afinidad oceánica.
- b. El Complejo de Basamento Llanquihue presenta un metamorfismo dinamo-termal cuyo grado aumenta de sur a norte desde facies Esquistos Verdes a facies Epidota - Anfíbola.
- c. En función de su edad¹, proveniencia sedimentaria¹ y tipo de metamorfismo², el Complejo de Basamento Llanquihue corresponde a un bloque de basamento diferente al Complejo Metamórfico Bahía Mansa¹ y Complejo Metamórfico Trafún².
- d. La edad del metamorfismo del Complejo de Basamento Llanquihue es Devónico Superior y se propone que este estaría asociado a la colisión de la Riolita Alcalina de Zarao con el margen occidental de Gondwana.
- e. La proveniencia del protolito de los esquistos psammopelíticos del Complejo de Basamento Llanquihue sería desde el Este, de la erosión de cuerpos ígneos con signatura cortical, equivalentes a la Tonalita de San Martín.
- f. Los Intrusivos Devónicos de Chiloé Continental corresponden a magmas calco-alcalinos los cuales se habrían formado por la fusión parcial de una fuente mantélica rica en piroxeno. Su posición más cercana a la fosa se debería a la ocurrencia de "slab rollback lateral" de la placa oceánica generado producto de la acreción más al Norte de la microplaca Chilena. Estos cuerpos no se encontraban expuesto para el tiempo en que se depositó el protolito del Complejo de Basamento Llanquihue y Complejo Metamórfico Trafún.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, L.; Hervé, F.; Godoy, P.B. Distribution of metamorphic facies in Chile: - an outline, *Krystalinikum*, 9, 7-19, 1972.
- Augustsson, C., Münker, M., Bahlburg, H., Fanning, M., 2006. Provenance of Late Palaeozoic metasediments of the SW South American Gondwana margin from combined U–Pb ages and Hf isotope compositions of single detrital zircons. *Journal of the Geological Society (London)* 163, 983–995.
- Aldiss, D. T. , 1981, Plagiogranites from the ocean crust and ophiolites: *Nature*, v. 289, p. 577 — 578.
- Anma, R., Armstrong, R., Orihashi, Y., Ike, S., Shin, K. C., Kon, Y., Komiya, T., Ota, T., Kagashima, S., Shibuya, T., Yamamoto, S., Veloso, E. E., Fanning, M. and Hervé, F. (2009) Are the Taitao granites formed due to subduction of the Chile ridge? *Lithos* 113, 246–258.
- Bahlburg, H., Vervoort, J.D., DuFrane, S.A., Bock, B., Augustsson, C., 2009. Timing of accretion and crustal recycling at accretionary orogens: insights learned from the western margin of South America. *Earth-Science Reviews* 97, 227–253.
- Campos, A.; Moreno, H.; Muñoz, J.; Antinao, J.; Clayton, J; Martin, M. 1998. Área de Futrono-Lago Ranco. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 8, 1 mapa
- Cembrano, J. 1990. Geología del batolito norpatagónico y rocas metamórficas de su margen occidental. Memoria de Título (*Inédita*). Universidad de Chile, Departamento de Geología, 64p.
- Correa, J. 2014. Petrología y proveniencia devónica del Complejo Metamórfico Trafún, Lago Ranco, Región de los Ríos, Chile. Memoria de título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*.
- Davidson, J.; Turner, S.; Plank, T. 2013. Dy/Dy*: Variations Arising from Mantle Sources and Petrogenetic Process. *Journal of Petrology*, Vol 54, Number 3, pages 525-537.
- Deckart, Katja et al. U-Pb Geochronology and Hf-O Isotopes of zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, South-Central Chile. *AndGeo* [online]. 2014, vol.41, n.1 [citado 2015-03-06], pp. 49-82. Disponible en: <http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0718-71062014000100003&lng=es&nrm=iso>. ISSN 0718-7106. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV41n1-a03>.

- Duhart, P.; Martin, M.; Muñoz, J.; Crignola, P.; McDonough, M. 1997. Acerca de la edad del Protolito del Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa de la Xª Región: edades preliminares $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en circones detríticos. In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas, Vol. 2, p. 1267-1270. Antofagasta.
- Duhart, P.; Lara, L.; Pérez, Y.; Rodríguez, C.; Antinao, J.L.; Clayton, J.; McDonough, M.; Donseca, E.; Muñoz, J. 1998. Geología Regional. In SERNAGEOMIN, 1998. Estudio Geológico-Económico de la X Región Norte. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Registrado IR-98-15, 6 Vols., 27 mapas. Santiago.
- Duhart, P. 1999. Geología del Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa entre los $41^{\circ}00'$ - $42^{\circ}00'$ L.S., Xa Región, Chile: Consideraciones Geocronológicas. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra, 158 p.
- Duhart, P., Mc Donough, M., Muñoz, J., Martin, M., Villeneuve, M., 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile ($39^{\circ}30'$ - 42°S): geocronología K/Ar , $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U/Pb , implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. Revista Geológica de Chile 28,179-208.
- Duhart, P.L., 2008. Processos metalogeneticos em ambientes de arco magmático tipo andino, caso de estudo: mineralizacoes da regio dos Andes Patagónicos setentrionais do Chile. Ph. D Dissertation, Sao Paulo University, 215 pp., Sao Paulo.
- Fortey, R.; Pankhurst, R.J.; Hervé, F. 1992. Devonian Trilobites at Buill, Chile (42°S). Revista Geológica de Chile, Vol. 19, No. 2, p. 133-144.
- Gonzalez-Bonorino, F, Metamorphism of the crystalline basement of central Chile, J. Petrol., 12, 149-175, 1971.
- Hastie AR, Kerr AC, Pearce JA & Mitchell SF (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. J Pet 48: 2341-2357 doi: 10.1093/petrology/egm062
- Hervé, F., Munizaga, F., Godoy, E. and Aguirre, L., 1974. Late Paleozoic K/Ar ages of blueschists from Pichilemu, central Chile. Earth and Planetary Science Letters, v. 23, no. 2, p. 261-264.
- Herve, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile, Episodes, 11, 183-188.
- Hervé, F., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., 2003. Detrital zircon age patterns and provenance in the metamorphic complexes of Southern Chile. Journal of South American Earth Sciences 16, 107-123.
- Hervé,F., Calderón,M., Fanning,C., Pankhurst, RJ. Godoy,E., 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons.Gondwana Research, Vol 2, No 3,p 1122-1135.
- Illies, H., Geologie der Gegend von Valdivia, Chile, Neues Jahrb. Mineral. Abh., 111, 30-110, 1960.

- Kato, T.T., and Godoy, E., 1995. Petrogenesis and tectonic significance of Late Paleozoic Coarse-Crystalline Blueschist and Amphibolite Boulders in the Coastal Range of Chile. *International Geology Review*, 37: 992-1006.
- Kato, T.; Godoy, E.; McDonough, M.; Duhart, P.; Martin, M.; Sharp, W. 1997. Un modelo preliminar de deformación transpresional mesozoica y gran desplazamiento hacia el norte de parte de la serie occidental, complejo acrecionario (38°S a 43°S), Cordillera de la Costa, Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas, Vol. 1, p. 98-102. Antofagasta.
- Kato, T.T., Sharp, W., Godoy, E., 2008. Inception of a Devonian subduction zone along the southwestern Gondwana margin: ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of eclogite–amphibolite assemblage in blueschist boulders from the Coastal Range of Chile (41°S). *Canadian Journal of Earth Sciences* 45, 337–351.
- Kon, Y., Komiya, T., Anma, R., Hirata, T., Shibuya, T., Yamamoto, S., Maruyama, S. 2013. Petrogenesis of the ridge subduction-related granitoids from the Taitao Peninsula, Chile Triple Junction Area. *Geochemical Journal*, Vol 47, pp. 167 - 183.
- López Gamundi (O.R.), 1980. La Formación Esquel, litología y estructura. Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35: 187-194.
- Martin, M.; Kato, T.; Rodríguez, C.; Godoy, E.; Duhart, P.; McDonough, M.; Campos, A. 1999. Evolution of late Paleozoic accretionary complex and overlying forearc-magmatic arc, south-central Chile (38°-41°S): Constraints for the tectonic setting along the southwestern margin of Gondwana. *Tectonics*, Vol. 18, No. 4, p. 582-605.
- Martinez, J.C., Dristas, J., Massonne, H.-J., 2011. Paleozoic accretion of the microcontinent Chilenia, North Patagonian Andes: high pressure metamorphism and subsequent thermal relaxation. *International Geology Review* 54 (4), 472–490.
- 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. *Revista Geológica de Chile* 35, 215–231.
- McDonough, W.F., and Sun, S., 1995, *The composition of the Earth: Chemical Geology*, v. 120, p. 223–253. doi:10.1016/0009-2541(94)00140-4
- McDonough, M.; Duhart, P.; Crignola, P. 1997b. Naturaleza del alzamiento del basamento costero y la apertura de la cuenca Osorno-Llanquihue, Xa Región: nuevos antecedentes sísmicos y observaciones de terreno. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas, Vol. 1, p. 164-168. Antofagasta.
- McDonough, M.R.; Duhart, P.; Herrero, C.; Van der Velden, A.J.; Cook, F.A.; Martin, M.W., Ugalde, H.; Villeneuve, M. and Mpodozis, C. Accretionary tectonics and forearc basin evolution on the southwestern margin of gondwana, southern Chile: implications of new crustal seismic and geochronological results. (Publicación inédita).

- Moresi, L; Betts, P.G; Miller, M.S; Cayley, R.A. 2014. Dynamics of continental accretion. *Nature*. doi:10.1038/nature13033
- Munizaga, F.; Hervé, F.; Drake, R.; Pankhurst, R.J.; Brook, M.; Snelling, N. 1988. Geochronology of the Lake Region of South-Central Chile (39°-42°S): preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 3, p. 309-316.
- Miyashiro, A., 1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*, v, 2, no. 3, p. 277-311.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76, 235–257.
- Pearce J A, Harris NW& Tindle A G (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrology* 25: 956-983. doi:10.1093/petrology/25.4.956
- Pearce JA, Parkinson IJ. 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 76:373-403
- Pearce J A (1996) A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. In Wyman D A (ed) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, pp 79-113
- Pearce, J.A., 2008, Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust: *Lithos*, v. 100, p. 14–48. doi:10.1016/j.lithos.2007.06.016
- Ramos, V.A.; Jordan, T.; Allmendinger, R.; Kay, S.; Cortés, J.; Palma, M. 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 9, Actas 2: 84-106. San Carlos de Bariloche.
- Ramos, VA; Naipauer, M. 2014. Patagonia: where does it come from?. *Journal of Iberian Geology*. No 40. p. 367-379. http://dx.doi.org/10.5209/rev_JIGE.2014.v40.n2.45304
- Rodriguez, C., Perez, Y., Moreno, H., Clayton, J., Antinao, J.L., Duhart, P., Martin, M. 1998. Geología preliminar del área Panguipulli-Riñihue, Región de Los Lagos. Mapa 12, escala 1:100.000. In SERNAGEOMIN, 1998. Estudio Geológico-Económico de la Xa Región Norte. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Registrado IR-98-15, 6 Vols., 26 mapas. Santiago.
- Sanhueza, A. 1996. El complejo accrecionario y la zona de falla Liquiñe-Ofqui en Fiordo Reñihue y Comau (42°-43° S), Chiloé Continental. Memoria de Título (*Inédita*). Universidad de Chile, Departamento de Geología, 93 p.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G., 1998. U\Pb, Th\Pb and Ar\Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*: Geological Society of London, Special Publications, 142, pp. 259–281.

- Söllner, F.; Alfaro, G.; Miller, H. 2000. A carboniferous-permian meta-ignimbrite from Coastal Cordillera West of Puerto Montt, Los Lagos Region, Chile. In Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas, Vol. 2, p. 764-769. Puerto Varas.
- Stuart-Smith, P.G., Camacho, A., Sims, J.P., Skirrow, R.G., Lyons, P., Pieters, P.E., Black, L.P., Miró, R., 1999. Uranium–lead dating of felsic magmatic cycles in the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the tectonic development of the proto-Andean Gondwana margin. In: Ramos, V.A., Keppie, J.D. (Eds.), *Laurentia–Gondwana Connections before Pangea*. : Geological Society of America, Special Paper 336. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 87–114.
- Thiele, R.; Hervé, F. Parada, M. A. 1976. Bosquejo geológico de la Isla Huapi, Lago Ranco provincia de Valdivia: contribución al conocimiento de la Formación Panguipulli (Chile). En Congreso Geológico Chileno, No. 1, Actas, Vol. 1, p115-136. Santiago
- Willner, A., Gerdes, A., Massonne, H.J., Schmidt, A., Sudo, M., Thomson, S., Vujovich, G., 2010. The geodynamics of collision of a microplate (Chilena) in Devonian times deduced by the pressure–temperature–time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz complex), WArgentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-010-0598-8>
- Winchester J A & Floyd P A (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem Geol* 20: 325-343 doi: 10.1016/0009-2541(77)90057-2
- Wood D A (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet Sci Lett* 50: 11-30 doi:10.1016/0012-821X(80)90116-8

7. ANEXOS

7.1 ANEXO A

Tabla con datos geoquímicos

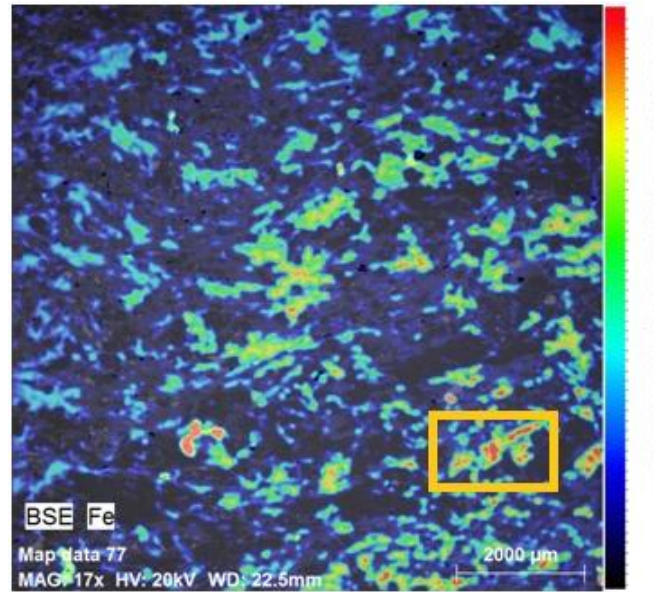
Muestra	SiO2	Al2O3	Fe2O3(T)	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	Total	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
Metabasitas de Estaquilla																									
FO1399	48.86	14.24	10.65	0.169	7.27	11.35	2.67	0.03	1.439	0.11	2.41	99.21	332	200	40	80	50	90	17	1.6	< 5	< 1	117	34.3	
FO1397	47.27	15.4	9.08	0.14	7.86	12.56	2.24	0.11	0.99	0.08	3.1	98.83	256	360	37	110	< 10	40	17	1.2	< 5	1	105	21.4	
CM3-03-11	48.28	14.13	10.54	0.15	7.61	12	2.27	0.03	1.495	0.12	2.38	99	333	210	39	80	10	30	17	1.4	< 5	< 1	120	30	
CM2-09-08	48.12	15.02	10.9	0.168	7.81	12.72	1.64	0.04	1.331	0.11	2.69	100.6	328	280	50	100	130	90	17	1	< 5	< 1	124	27.9	
Complejo de Basamento Llanquihue																									
HU2-T5	48.44	14.54	11.05	0.182	8.28	10.15	2.76	0.35	1.154	0.11	2.88	99.89	286	220	42	80	20	90	17	1.1	< 5	14	344	25.3	
Clastos de Isla Huapi																									
FO1317C	73.35	13.75	1.02	0.018	0.66	3.31	3.96	0.7	0.08	0.21	1.8	98.85	10	30	2	< 20	< 10	< 30	13	1	< 5	30	375	14.1	
FO1320	72.73	12.88	1.88	0.037	1.26	3.32	3.29	0.96	0.235	0.59	1.94	99.12	12	30	4	< 20	10	< 30	14	< 0.5	< 5	42	296	29.2	
FO1318	73	14.02	0.49	0.013	0.26	4	3.57	1.45	0.07	0.2	2.19	99.25	< 5	20	< 1	< 20	< 10	< 30	13	1.2	< 5	59	412	12.8	
FO1319	56.69	0.92	6.43	0.213	22.8	8.04	0.06	< 0.01	0.016	0.05	4.44	99.66	21	2740	103	2450	20	150	2	3.3	1440	< 1	9	3.5	
Riolita Alcalina de Zarao																									
CM2-04-08	67.7	15.56	4.2	0.092	0.12	1.64	5.35	3.51	0.289	0.02	0.69	99.17	6	< 20	< 1	< 20	< 10	60	29	2.1	< 5	21	205	90.9	
FO14108	69.26	14.64	4.22	0.214	0.1	0.75	5.05	4.02	0.29	0.02	0.97	99.54	< 5	20	5	< 20	< 10	120	41	1.6	< 5	54	239	158	
Intrusivos Devónicos de Chiloé Continental																									
PICH-01-12	60.04	15.62	6	0.09	3.56	5.63	3.28	1.2	0.444	0.18	2.96	99.01	198	60	17	20	< 10	50	16	1	6	27	563	8.1	
FO1373	69.33	15.59	2.04	0.083	1.08	3.02	4.47	1.86	0.233	0.09	1.01	98.8	37	50	4	< 20	20	60	18	1	< 5	50	418	9.5	
FO1374	53.81	18.29	8.29	0.109	4.38	4.12	5.28	2	0.604	0.22	1.74	98.84	197	170	19	70	10	100	23	1.9	10	76	293	8.7	

Muestra	Zr	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Metabasitas de Estaquilla																				
FO1399	81	1.5	< 2	< 0.5	< 0.1	1	1	0.1	6	3.2	10	1.74	9.49	3.38	1.13	4.38	0.86	5.53	1.14	3.37
FO1397	48	1.4	< 2	< 0.5	< 0.1	< 1	0.8	0.2	18	1.76	5.74	1.02	5.87	2.07	0.851	3.13	0.57	3.79	0.83	2.36
CM3-03-11	82	1.8	< 2	< 0.5	< 0.1	1	1.4	< 0.1	5	3.04	9.36	1.69	9.15	3.44	1.18	4.35	0.82	5.37	1.12	3.36
CM2-09-08	68	1.3	< 2	< 0.5	< 0.1	1	0.5	< 0.1	7	2.78	7.66	1.45	7.68	2.83	1.06	3.94	0.74	4.96	1.08	3.23
Complejo de Basamento Llanquihue																				
HU2-T5	59	2.2	< 2	< 0.5	< 0.1	1	0.5	1	30	3.61	9.33	1.52	8.37	2.73	1.05	3.84	0.7	4.51	0.95	2.98
Clastos de Isla Huapi																				
FO1317C	40	2.9	< 2	< 0.5	< 0.1	< 1	0.5	4.6	318	6.57	12.9	1.56	5.85	1.4	0.521	1.53	0.33	2.29	0.49	1.53
FO1320	174	3.9	< 2	< 0.7	< 0.1	< 1	0.6	8.1	220	16.6	33	4.21	17.1	4.16	0.994	4.32	0.76	4.75	1.04	3.2
FO1318	30	3.2	< 2	< 0.5	< 0.1	1	0.7	11.1	286	5.59	11.1	1.33	4.69	1.4	0.49	1.41	0.3	2.08	0.46	1.41
FO1319	3	1	2	< 0.5	< 0.1	2	26	0.2	8	3.02	5.22	0.59	2.43	0.47	0.146	0.42	0.07	0.42	0.09	0.28
Riolita Alcalina de Zarao																				
CM2-04-08	821	86.9	< 2	3.6	0.2	7	0.3	0.4	382	134	242	26.4	95.9	18	1.84	14.9	2.42	15.2	3.1	9.38
FO14108	1239	129	< 2	4.6	0.2	11	0.4	1.1	208	229	333	51.4	182	36.5	2.17	30.5	5.17	32.5	6.55	19.1
Intrusivos Devónicos de Chiloé Continental																				
PICH-01-12	60	2.6	< 2	< 0.5	< 0.1	< 1	0.4	0.8	502	11.6	20.5	2.57	10.3	2.12	0.6	1.54	0.26	1.55	0.3	0.89
FO1373	84	9.9	< 2	< 0.5	< 0.1	< 1	0.7	2.5	574	17.2	33.1	3.99	13.8	2.4	0.608	1.87	0.28	1.56	0.32	0.96
FO1374	101	4.6	< 2	< 0.5	< 0.1	1	1.1	13.9	540	8.21	18.3	2.42	9.69	2.08	0.687	1.57	0.24	1.35	0.28	0.86

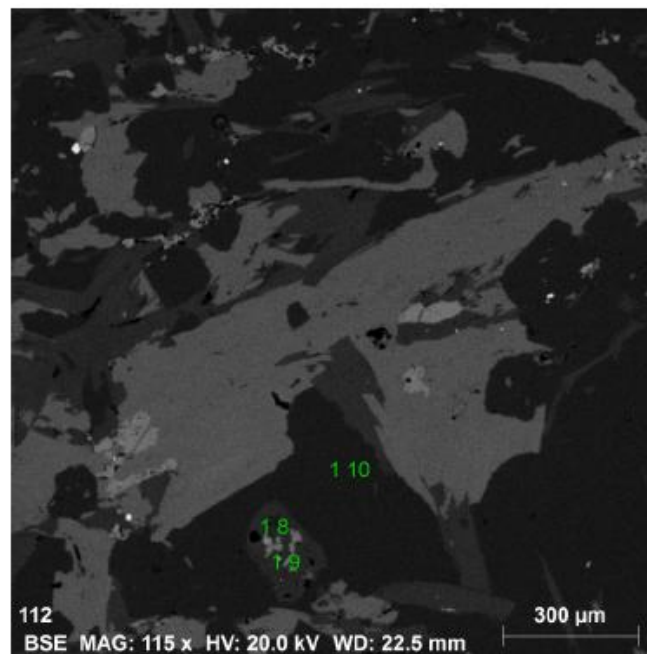
Muestra	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Metabasitas de Estaquilla											
FO1399	0.523	3.41	0.495	2.2	0.08	0.6	< 0.05	< 5	< 0.1	0.14	0.07
FO1397	0.356	2.31	0.352	1.3	0.04	0.8	< 0.05	< 5	< 0.1	0.16	0.03
CM3-03-11	0.5	3.25	0.498	2.3	0.1	0.7	< 0.05	< 5	< 0.1	0.17	0.07
CM2-09-08	0.483	2.98	0.458	1.9	0.07	0.8	< 0.05	< 5	< 0.1	0.21	0.06
Complejo de Basamento Llanquihue											
HU2-T5	0.425	2.63	0.399	1.8	0.12	1.3	0.07	9	0.2	0.29	0.07
Clastos de Isla Huapi											
FO1317C	0.262	1.8	0.281	1.2	0.53	0.6	0.07	20	< 0.1	2.52	2.45
FO1320	0.473	2.99	0.459	4	0.39	0.7	0.16	15	< 0.1	5.09	2.09
FO1318	0.23	1.5	0.224	1	1.39	0.8	0.19	18	0.2	1.89	2.77
FO1319	0.045	0.29	0.042	0.1	0.04	9.4	0.09	< 5	0.4	0.09	0.13
Riolita Alcalina de Zarao											
CM2-04-08	1.44	8.98	1.4	18.1	6.63	12.4	0.07	16	< 0.1	20.9	3.68
FO14108	2.81	17.4	2.38	28.8	9.95	0.6	0.09	25	< 0.1	31.6	5.94
Intrusivos Devónicos de Chiloé Continental											
PICH-01-12	0.134	0.98	0.151	1.5	0.13	0.5	0.11	< 5	< 0.1	1.3	0.4
FO1373	0.159	1.13	0.183	2.4	0.94	< 0.5	0.19	12	< 0.1	6.26	1.58
FO1374	0.142	1.03	0.165	2.7	0.19	29.9	0.3	9	< 0.1	1.91	1.53

7.2 ANEXO B

Resultados de análisis SEM- EDS de la muestra LM2. Se precisan datos composicionales medidos en clorita y minerales intercrecidos con esta.

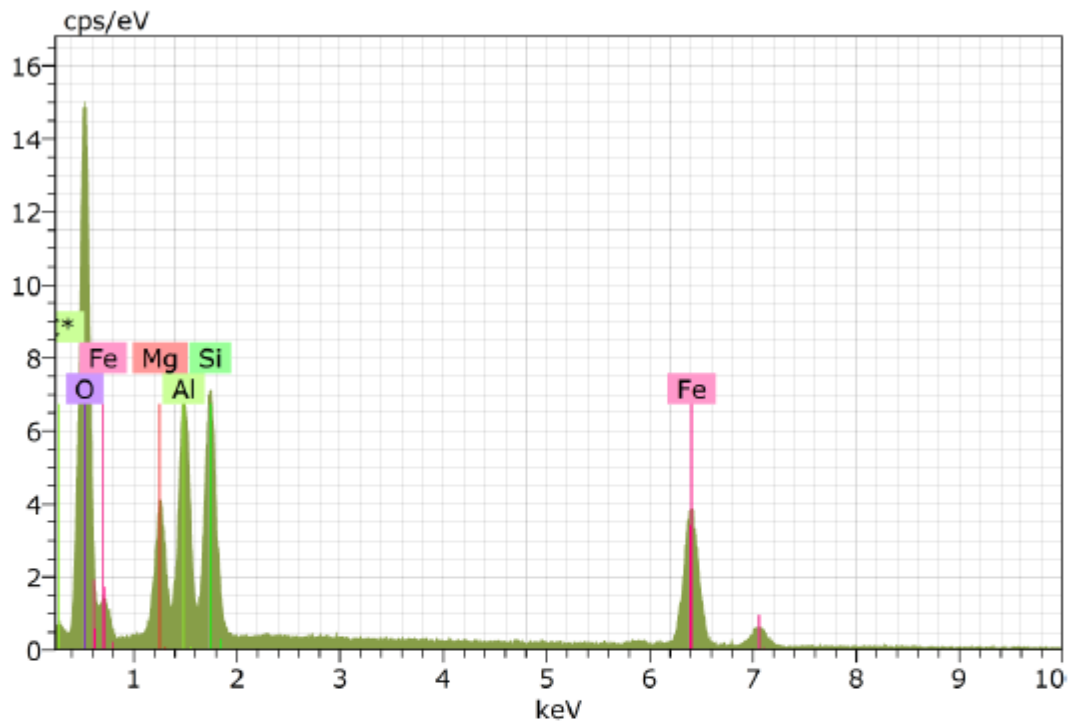


Zona de análisis encerrado en un rectángulo naranja.



Acercamiento

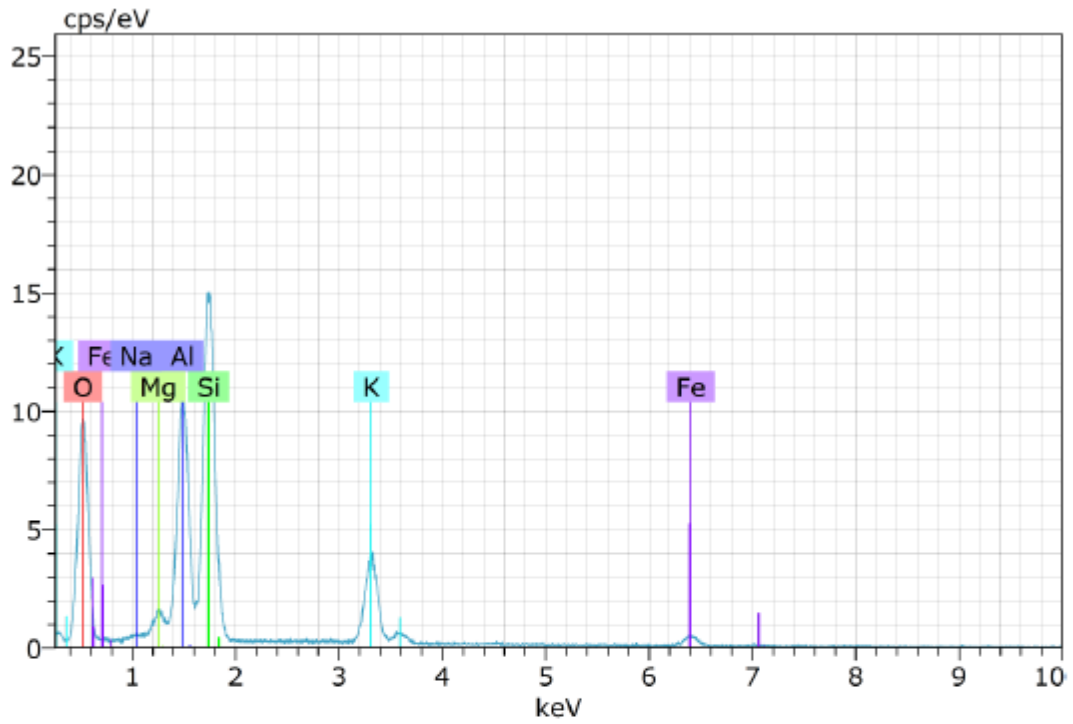
Clorita



Spectrum: 1 2

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
O	8	K-series	56.75	52.60	70.54	6.61
Fe	26	K-series	22.49	20.84	8.01	0.64
Al	13	K-series	11.70	10.84	8.62	0.59
Si	14	K-series	9.45	8.75	6.69	0.43
Mg	12	K-series	7.51	6.96	6.15	0.45
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00
Total:			107.89	100.00	100.00	

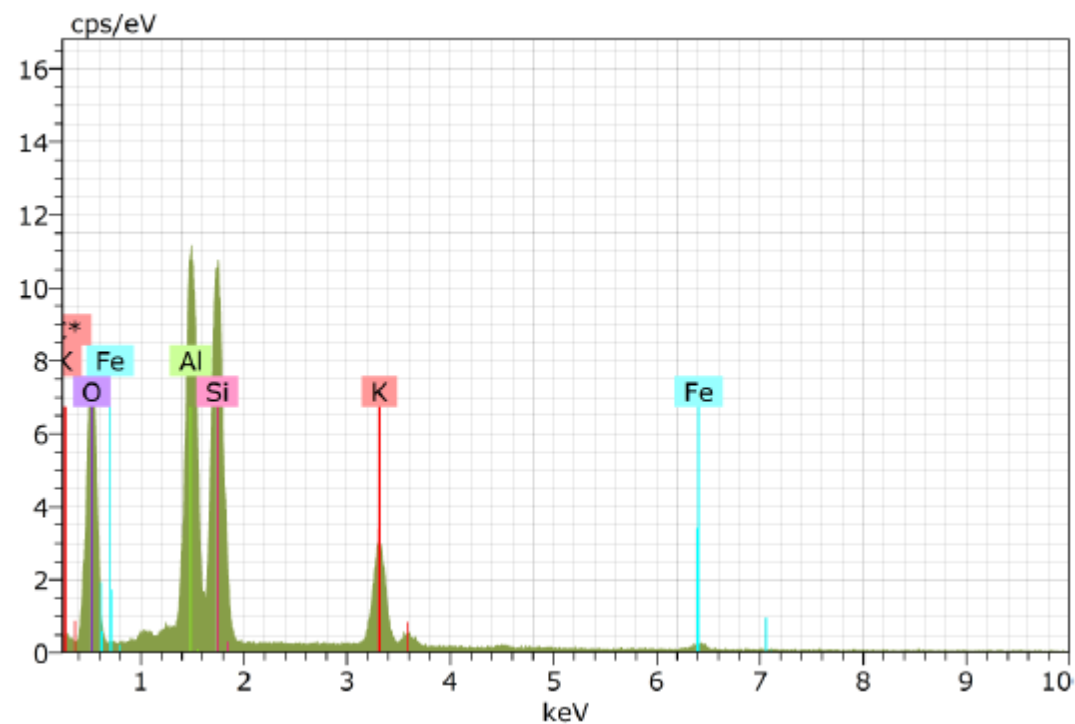
Mica Blanca 1



Spectrum: 1 11

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
O	8	K-series	52.80	52.33	66.91	6.37
Si	14	K-series	19.73	19.55	14.24	0.87
Al	13	K-series	15.32	15.19	11.52	0.76
K	19	K-series	7.70	7.63	3.99	0.27
Fe	26	K-series	2.47	2.45	0.90	0.11
Mg	12	K-series	2.13	2.11	1.78	0.15
Na	11	K-series	0.75	0.74	0.66	0.08
Total:			100.90	100.00	100.00	

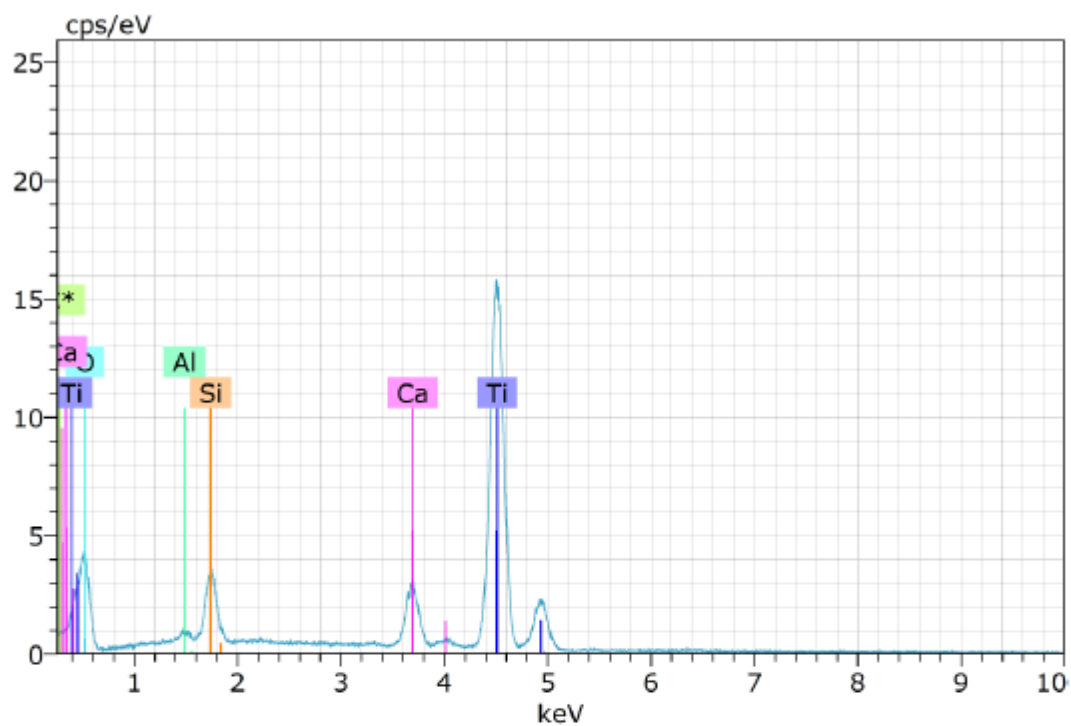
Mica Blanca 2



Spectrum: 1 5

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
O	8	K-series	54.98	53.88	68.12	6.62
Al	13	K-series	19.81	19.41	14.55	0.98
Si	14	K-series	18.49	18.12	13.05	0.82
K	19	K-series	7.69	7.54	3.90	0.27
Fe	26	K-series	1.07	1.05	0.38	0.07
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00
Total:			102.04	100.00	100.00	

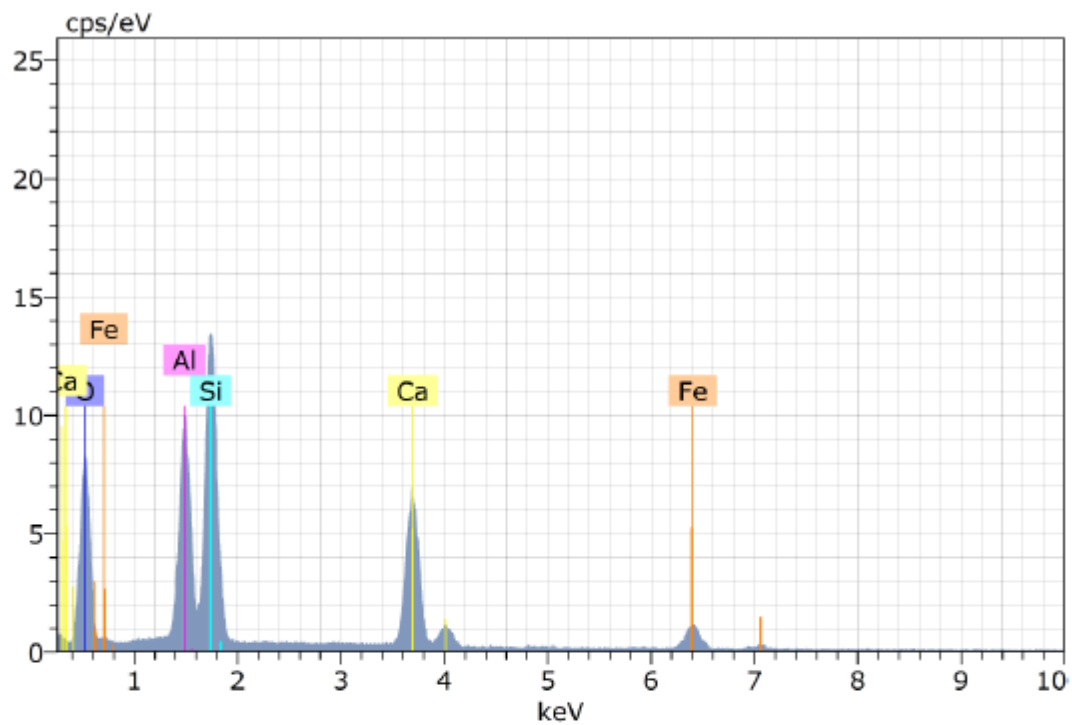
Titanita



Spectrum: 1 8

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
O	8	K-series	49.36	48.65	72.71	6.52
Ti	22	K-series	44.19	43.55	21.75	1.26
Ca	20	K-series	4.45	4.39	2.62	0.16
Si	14	K-series	2.92	2.88	2.45	0.15
Al	13	K-series	0.53	0.53	0.47	0.06
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00
Total:			101.46	100.00	100.00	

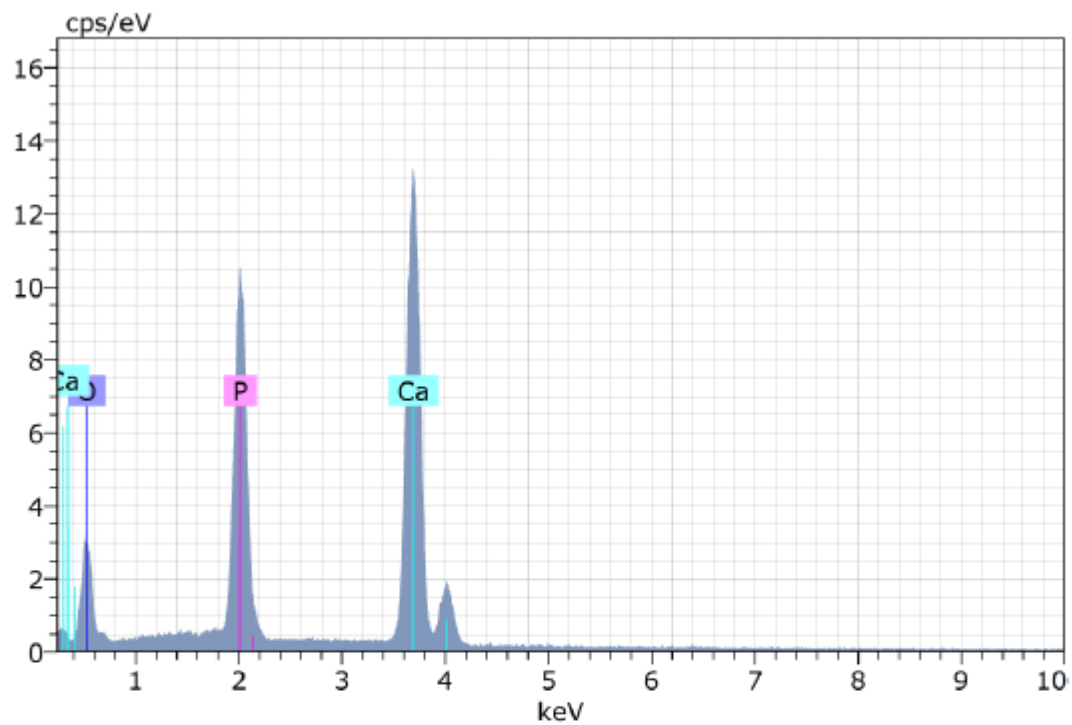
Epidota



Spectrum: 1 16

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
O	8	K-series	48.99	50.85	67.76	6.04
Si	14	K-series	15.31	15.89	12.07	0.68
Ca	20	K-series	14.13	14.66	7.80	0.45
Al	13	K-series	12.45	12.92	10.21	0.63
Fe	26	K-series	5.48	5.68	2.17	0.19
Total:			96.36	100.00	100.00	

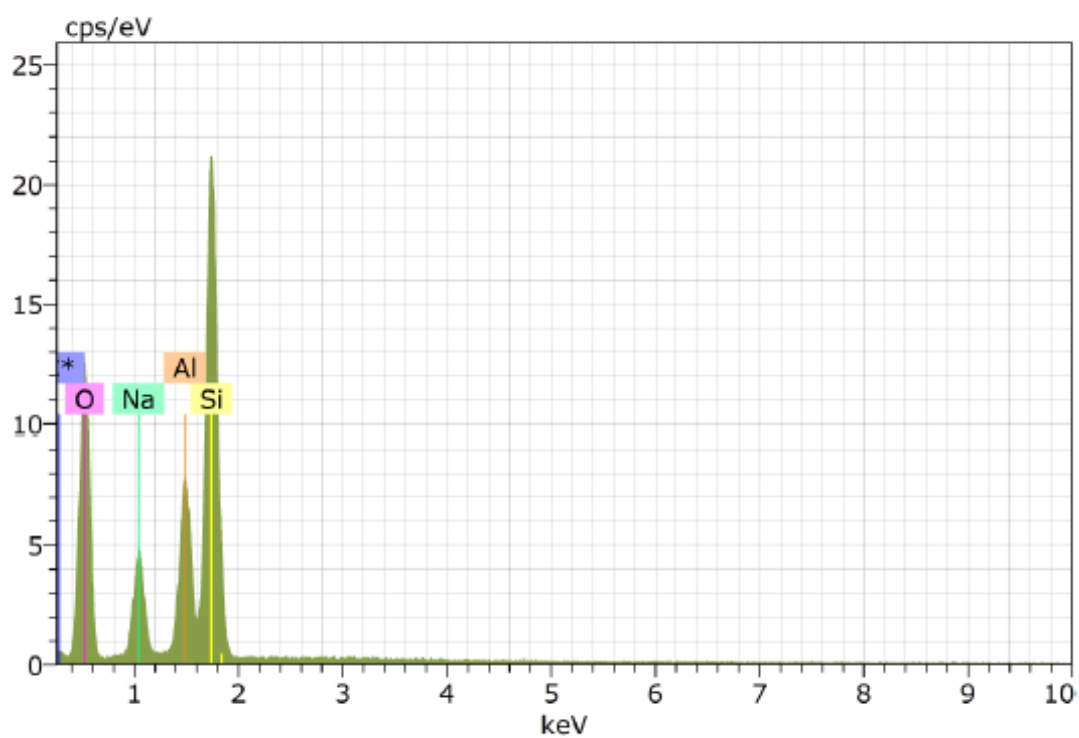
Apatito



Spectrum: 1 6

E1	AN	Series	unn. [wt.%]	C norm. [wt.%]	C Atom. [at.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
O	8	K-series	44.00	46.80	66.95	5.86
Ca	20	K-series	35.04	37.27	21.29	1.05
P	15	K-series	14.97	15.93	11.77	0.61
Total:			94.01	100.00	100.00	

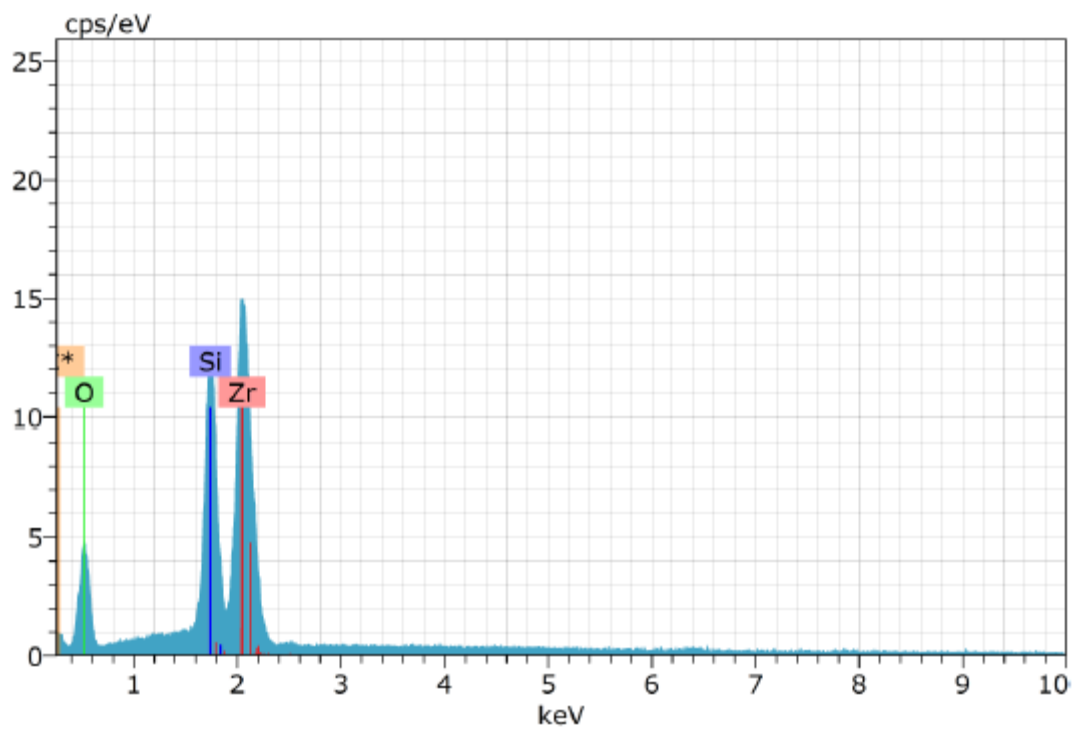
Albita



Spectrum: 1 12

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
O	8	K-series	54.27	52.29	64.55	6.43
Si	14	K-series	27.51	26.51	18.64	1.20
Al	13	K-series	11.50	11.08	8.11	0.58
Na	11	K-series	10.50	10.12	8.69	0.71
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00
Total:			103.78	100.00	100.00	

Circón



Spectrum: 1 18

El	AN	Series	unn. C [wt.%]	norm. C [wt.%]	Atom. C [at.%]	Error (1 Sigma) [wt.%]
Zr	40	L-series	38.16	48.22	15.47	1.48
O	8	K-series	30.75	38.86	71.07	4.05
Si	14	K-series	10.23	12.93	13.47	0.47
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00	0.00
Total:			79.14	100.00	100.00	