



**UNIVERSIDAD DE CHILE**  
**FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**EL BASAMENTO METAMÓRFICO PALEOZOICO,  
SERIE OCCIDENTAL  
EN LA HOJA QUEULE, IX Y X REGIÓN, CHILE.  
CONDICIONES PRESIÓN – TEMPERATURA  
DEL METAMORFISMO**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS,  
MENCIÓN GEOLOGÍA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

**VLAMIR ALEXIS MUÑOZ PAVLOV**

PROFESOR GUÍA:  
DR. FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
DR. WALDO VIVALLO SANDOVAL  
DR. LUIS AGUIRRE LE-BERT  
DR. ESTANISLAO GODOY PIRZIO-BIROLI

SANTIAGO DE CHILE  
ABRIL, 2007

A mi madre, Myrna  
por enseñarme el valor del estudio  
y el lado humanista de la vida.

A mis hermanas Katia, Nesla y Tammy  
por su apoyo constante y su cariño

A mi amada esposa Rossana,  
quién compartió cada letra de este trabajo.

A mi familia Chillaneja  
por enseñarme a bailar cueca

A mi familia Puntarenense  
por las buenas comidas y la compañía

A mis compañeros de estudio  
por los buenos momentos compartidos.

A mis amigos Puntarenenses  
Marco, Nelson, Adán, y Juan Carlos  
por las aventuras en el Sur Sur de Chile

A mi padre, Vladimiro  
por enseñarme a tener la paciencia  
de los buenos pescadores.

## Resumen

El área de estudio corresponde a la Hoja Queule (Escala 1:50.000) que incluye parte de la X y IX Región, entre los 39°15'S a 39°30'S y al Oeste de los 73°0' hasta la costa y está geológicamente incluida en la Serie Occidental, del Basamento Metamórfico de Chile, interpretada como formada en un prisma de acreción desarrollado en un ambiente de subducción-acreción en margen suroccidental de Gondwana durante el Devónico – Triásico. Presenta edades de metamorfismo de 300-320 Ma para la facies esquistos azules, asociada a una subducción profunda y acreción temprana temprana, y edades de metamorfismo de 260-220 Ma para la sobreimpuesta facies esquistos verdes sobreimpuesta.

Las rocas metamórficas presentes en la Hoja Queule, desde los tipos litológicos más abundantes a los menos abundantes, son: esquistos verde o metabasitas (ocasionalmente con magnetita), esquistos cuarzo micáceo o metapelitas, esquistos cuarzo feldespático, esquistos cuarzo micáceo con biotita, metachert micáceo, cotícula o metachert de espesartina (ocasionalmente con magnetita), metachert de stilpnomelano, metacherts de stilpnomelano-zussmanita, y metacherts de stilpnomelano con bandas de granate y siderita, esquistos de talco y anfíbola, serpentinita, sulfuros macizos de Fe-Cu-Zn (VMS: Volcanogenic Massive Sulphide) y cuerpos de hierro macizo. Estos tipos litológicos se distribuyen en subunidades litológicas mayores conformando franjas de orientación NE a NEE y reconocibles por la predominancia de uno, dos o tres de estos tipos litológicos, y también se presentan en subunidades litológicas menores asociadas a las litologías de ocurrencia más restringida en la Hoja Queule. La similitud entre estos tipos litológicos y el Complejo Metamórfico Bahía Mansa indican que las rocas metamórficas de la Hoja Queule son una extensión hacia el norte de dicho complejo.

Desde el este de la Hoja Queule, hacia la costa, las rocas metamórficas presentan una foliación (S2) subhorizontal y afectada por pliegues hectamétricos de rumbo NE, mientras que a lo largo del margen costero se tiene una foliación (S3) de rumbo NS y manteo hacia el E, que corresponde a una zona de plegamiento y cizalle que afecta a (S2). Además fallas y fracturas afectan al basamento, en algunos casos con alteración hidrotermal y vetillas de hematita (goethita) - limonita anómalas en Au y As, que parecen relacionadas eventos de formación de los pliegues hectamétricos que han sido denominados como sistema de pliegues de Cordillera Queule.

En metacherts de stilpnomelano de Punta Nihue se identificó zussmanita, mineral indicador de facie metamórfica de esquistos azules con  $P > 10 \text{ kbar}$  y  $T < 550^\circ \text{C}$ , cuyo hallazgo en Chile corresponde a su segunda ocurrencia desde que fuera descrita por primera vez en Laytonville, California. En sulfuros macizos y esquistos de Pirén se identificó micas blancas ricas en Ba-(Cr-V), con BaO de hasta 10.3% en peso, un silicato de Ba hidratado correspondiente a cymrita ( $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O} = 4.6\%$ ), y además se obtuvo una identificación preliminar de cymrita potásica.

La cymrita ha sido descrita en Grecia en rocas metamórficas de alta presión y en Nevada en secuencias que exhiben metamorfismo de bajo grado. La aplicación del geotermómetro de Cathelineau en cloritas de Pirén Alto permitió acotar la temperatura de metamorfismo entre  $319.4^\circ \text{C}$  y  $399.5^\circ \text{C}$ , lo cual combinado con el campo de estabilidad de la cymrita permitió obtener presiones mayores que  $4.5 \text{ kbar}$ . Considerando la temperatura obtenida en clorita y utilizando el geobarómetro de Massonne y Schreyer y el de Massonne y Szpurka, para fengitas en muestras de Pirén, junto a los antecedentes geotermobarométricos previos, se obtuvo condiciones de facies

esquistos azules y de alta presión de facies esquistos verdes, para los esquistos que están en contacto con sulfuros macizos de Pirén.

Por lo tanto para la Serie Occidental del Basamento Metamórfico en la Hoja Queule se tienen condiciones de metamorfismo de baja temperatura,  $T < 550^{\circ}\text{C}$  en Punta Nihue, y  $T < 400^{\circ}\text{C}$  en Piren Alto, con presiones máximas desde la alta presión en Facies Esquistos Verdes hasta la alta presión de la Facies Esquistos Azules, ( $P = 5\text{-}10\text{kbar}$ ), en Punta Nihue y Pirén.

En relación al potencial de mineralización metálica tipo VMS se obtuvo que además de la ocurrencia restringida de sulfuros macizos e Pirén, también se debe incluir como guías de un ambiente hidrotermal submarino a metacherts de Fe, Mn, Fe-(Ca-Mn) y a cuerpos de Fe macizo, ya que son clasificables como metadepósitos de oxihidróxidos de Si-Fe, comparables a los que se forman actualmente en zonas de dorsales oceánicas y de actividad hidrotermal submarina como los “Black Smokes”. También se indica en esta tesis que otros tipos litológicos presentes en el basamento, tales como esquistos de talco y anfíbola, esquistos cuarzo feldepáticos y serpentinitas presentan algunas características que deberían ser revisadas con más detalle para definir si su protolito tuvo alguna impronta hidrotermal submarina.

Posibles guías para la exploración por depósitos tipo VMS, potencialmente presentes en la Serie Occidental, son presentadas en este trabajo en base a las relaciones temporales, espaciales y metamórficas, que guardan los tipos litológicos y ocurrencias metálicas asociados a un ambiente volcánico hidrotermal submarino en su génesis y afectadas por un proceso metamórfico posterior en el complejo de acreción-subducción.

La revisión de antecedentes geoquímicos y metalogenéticos, publicados previamente, indican evidencias de la participación de rocas procedentes un arco de islas y de su cuenca de tras arco, durante el proceso de subducción y acreción que dio origen a la Serie Occidental, por lo que también se discute en esta tesis algunos aspectos de dicha hipótesis.



## **Agradecimientos**

Este trabajo de tesis tuvo la oportunidad de desarrollarse gracias a la gestión del Dr. Francisco Hervé, quién proporcionó el apoyo de la Cátedra Presidencial 1996, del Dr. Miguel Hervé quién a través de su cargo en la gerencia de Exploraciones de Billiton Chile S. A. gestionó el apoyo necesario de dicha compañía para el desarrollo del trabajo de campo inicial, y gracias a los Drs. Hans-Joachim Massonne y Arne Willner quienes a través de fondos del Ministerio Alemán de Investigación y Tecnología (BMFT) hicieron posible la realización de análisis de minerales con microsonda, en el Instituto de Mineralogía de la Universidad del Ruhr, Bochum, Alemania. Con ellos además tuve la grata posibilidad de compartir trabajos de terreno enriquecedores para mi formación profesional y personal.

Durante los análisis realizados en Alemania se contó con la experiencia y supervisión de Heinz-Jürgen Bernhardt y la colaboración de la Dra. Uschi Nowlan. En las identificaciones mineralógicas realizadas se contó con la gran capacidad analítica e investigativa de los Drs. Hans-Joachim Massonne, Arne Willner, Olaf Medenbach y K. Roller. En el cálculo de fórmulas estructurales de los minerales analizados también se contó con la colaboración de los Drs. Francisco Fuentes y Diego Morata.

Los Drs. Luis Aguirre, José Cembrano, Francisco Hervé y Werner Schreyer aportaron su insuperable experiencia en la identificación de minerales y microtexturas en cortes transparentes, al momento de revisar las muestras metamórficas obtenidas en la Hoja Queule.

Además para la interpretación de las observaciones de campo, poder analizar el alcance geológico de los minerales identificados en esta tesis, e integrar diferentes aspectos geológicos de la zona de estudio se contó con un importante aporte de información de los Drs. Michael McDonough, Estanislao Godoy, Paul Duhart, Jorge Muñoz, Waldo Vivallo, Mario Pino, Thomas Reinecke, Peter Stedman, Lydia Hufmann, Mauricio Belmar, Krishnamoorthy Viswanathan y Liang Chi Hsu.

Indispensable información geológica fue aportada por los Drs. Luis Ignacio Silva, Miguel Hervé, Guillermo Alfaro, Carlos Huete, Camilo Vieira y Ronald Turner en base a su conocimiento adquirido en la ejecución de programas de exploración desarrollados por compañías mineras en la zona de estudio. También las visitas de campo a otras áreas de la Cordillera de la Costa con los geólogos Pablo Burón, María Ardiles, y los Drs. Oscar Figueroa, Helmut Etehler y Lydia Hufmann me fueron de gran ayuda para integrar diversos aspectos geológicos del basamento.

En el trabajo de terreno se contó con el indispensable apoyo logístico de Pedro Vives y Don Arturo Oñate, así como de diversos ayudantes, como Pablo y Mario, expertos en encontrar el camino para llegar a lugares prácticamente inaccesibles. También resultó interesante comprender el significado de la toponimia de origen indígena, gracias a la información proporcionada por el antropólogo Yuri Jeria.

Gratas conversaciones sobre este tema, con personas que dominan otras áreas del conocimiento, me permitieron comprender aspectos de este trabajo a los cuales no habría arribado sin dichas conversaciones, así que van aquí mis agradecimientos para Tomás Pavlov, Pablo Pavlov, Elsa Gomez, David Pavlov y Iván Pavlov, quienes también en más de alguna ocasión me ayudaron gentilmente a trasladar, guardar, ordenar y revisar las muestras que estaba estudiando.

Rossana Muñoz asumió la ardua tarea de la redacción y revisión de las referencias bibliográficas, así como la de voz de la conciencia para lograr llegar a buen término este estudio. En este último rol contó con la necesaria colaboración de Cristina Maureira y Maria Rosa Roco. Ricardo Diaz colaboró en el diseño y preparación de los CD. En el desarrollo de este trabajo se contó también con el estímulo de muchas personas, para seguir adelante en esta tarea, como la colaboración de residentes en las comunidades de Queule, Mehuin y San José de la Mariquina, la cordialidad del excelente equipo de investigadores del Instituto de Mineralogía de la Universidad del Ruhr en Bochum, y el apoyo de familiares, amistades y colegas, todos los cuales fueron parte del soporte anímico necesario para lograr dar fin a este trabajo.

# Índice

<b>1</b>	<b>Introducción</b>	<b>1</b>
<b>1.1</b>	<b>Objetivos</b>	<b>1</b>
<b>1.2</b>	<b>Metodología de Trabajo</b>	<b>2</b>
<b>1.2.1</b>	<b>Recopilación de información previa</b>	<b>2</b>
<b>1.2.2</b>	<b>Trabajo de Terreno</b>	<b>2</b>
<b>1.2.3</b>	<b>Análisis de muestras y trabajo de gabinete</b>	<b>3</b>
<b>1.3</b>	<b>Ubicación y vías de acceso</b>	<b>5</b>
<b>1.4</b>	<b>Clima y vegetación</b>	<b>5</b>
<b>2</b>	<b>Marco Geológico Regional</b>	<b>7</b>
<b>2.1</b>	<b>Basamento Metamórfico</b>	<b>7</b>
<b>2.1.1</b>	<b>Distribución y petrografía</b>	<b>7</b>
<b>2.1.2</b>	<b>Características estructurales</b>	<b>13</b>
<b>2.1.3</b>	<b>Condiciones Presión - Temperatura del metamorfismo</b>	<b>20</b>
<b>2.1.4</b>	<b>Características geoquímicas, posible protolito y condiciones tectónicas</b>	<b>26</b>
<b>2.1.5</b>	<b>Geocronología y historia geológica</b>	<b>29</b>
<b>2.2</b>	<b>Rocas Estratificadas</b>	<b>37</b>
<b>2.2.1</b>	<b>Oligoceno – Mioceno</b>	<b>37</b>
<b>2.2.2</b>	<b>Pleistoceno - Holoceno</b>	<b>39</b>
<b>2.3</b>	<b>Rocas Intrusivas</b>	<b>42</b>
<b>2.4</b>	<b>Antecedentes de Geología Económica</b>	<b>43</b>
<b>2.4.1</b>	<b>Sulfuros Macizos de Pirén</b>	<b>44</b>
<b>2.4.2</b>	<b>Fallas con alteración y mineralización</b>	<b>46</b>
<b>2.4.3</b>	<b>Placeres auríferos</b>	<b>47</b>
<b>3</b>	<b>Geología de la Hoja Queule</b>	<b>48</b>
<b>3.1</b>	<b>Tipos litológicos de la Serie Occidental en la Hoja Queule</b>	<b>48</b>
<b>3.1.1</b>	<b>Esquistos cuarzo micáceos</b>	<b>49</b>
<b>3.1.2</b>	<b>Esquistos verdes</b>	<b>50</b>
<b>3.1.3</b>	<b>Esquistos cuarzo feldespáticos</b>	<b>51</b>
<b>3.1.4</b>	<b>Metacherts</b>	<b>52</b>
<b>3.1.5</b>	<b>Metacherts micáceos</b>	<b>52</b>
<b>3.1.6</b>	<b>Cotículas</b>	<b>53</b>
<b>3.1.7</b>	<b>Metachert de stilpnomelano y stilpnomelano – zussmanita</b>	<b>54</b>
<b>3.1.8</b>	<b>Esquistos de talco y anfíbola</b>	<b>54</b>
<b>3.1.9</b>	<b>Serpentinitas</b>	<b>55</b>
<b>3.1.10</b>	<b>Bandas, vetillas y ojos de cuarzo</b>	<b>55</b>
<b>3.2</b>	<b>Ocurrencia de minerales metálicos en la Hoja Queule</b>	<b>56</b>
<b>3.2.1</b>	<b>Sulfuros macizos de Pirén</b>	<b>56</b>
<b>3.2.2</b>	<b>Cuerpos de hierro macizo</b>	<b>58</b>
<b>3.2.3</b>	<b>Fallas y fracturas con alteración hidrotermal</b>	<b>58</b>
<b>3.2.4</b>	<b>Placeres auríferos</b>	<b>60</b>

<b>3.3</b>	<b>Subunidades litológicas de la Serie Occidental en la Hoja Queule</b>	<b>61</b>
3.3.1	Subunidades litológicas mayores	61
3.3.2	Subunidades litológicas menores	62
<b>3.4</b>	<b>Características estructurales de la Serie Occidental en la Hoja Queule</b>	<b>64</b>
3.4.1	Foliación (S1)	64
3.4.2	Foliación (S2)	65
3.4.3	Foliación (S3)	65
3.4.4	Sistema de pliegues de Cordillera Queule	66
<b>3.5</b>	<b>Rocas Estratificadas en la Hoja Queule</b>	<b>66</b>
3.5.1	Oligoceno – Mioceno	66
3.5.2	Pleistoceno - Holoceno	66
<b>4</b>	<b>Condiciones Presión–Temperatura del metamorfismo de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico en la Hoja Queule</b>	<b>69</b>
<b>4.1</b>	<b>Mineralogía y condiciones P/T del metamorfismo en Punta Nihue</b>	<b>69</b>
4.1.1	Zussmanita en metacherts de stilpnomelano	69
4.1.2	Geobarometría en base a zussmanita en Punta Nihue	73
<b>4.2</b>	<b>Mineralogía y condiciones P/T del metamorfismo en Pirén</b>	<b>74</b>
4.2.1	Geotermometría en base a clorita en Pirén	76
4.2.2	Mica blanca rica en Ba, Cr y V en sulfuros macizos de Pirén	78
4.2.3	Geobarometría en base a fengita en Pirén	80
4.2.4	Cymrita en sulfuros macizos de Pirén	83
4.2.5	Condiciones P/T del metamorfismo en Pirén en base a clorita, fengita y cymrita	87
4.2.6	Cymrita potásica en Pirén	88
<b>5</b>	<b>El protolito de las rocas metamórficas de la Hoja Queule y su relación genética con actividad hidrotermal submarina</b>	<b>90</b>
<b>5.1</b>	<b>Sulfuros macizos de Pirén</b>	<b>90</b>
<b>5.2</b>	<b>Protolito de metacherts, cuerpos de hierro macizo y sulfuros macizos</b>	<b>91</b>
5.2.1	Metacherts micáceos	93
5.2.2	Cotículas	93
5.2.3	Metacherts de stilpnomelano y stilpnomelano – zussmanita	94
5.2.4	Cuerpos de hierro macizo	94
<b>5.3</b>	<b>Protolito de esquistos de talco y anfíbola, esquistos cuarzo feldespáticos y serpentinita</b>	<b>95</b>
5.3.1	Esquistos de talco y anfíbola	95
5.3.2	Esquistos cuarzo feldespáticos	96
5.3.3	Serpentinitas	96
<b>6</b>	<b>Discusión y Conclusiones</b>	<b>98</b>
<b>6.1</b>	<b>Las rocas metamórficas de la Serie Occidental en la Hoja Queule</b>	<b>98</b>
6.1.1	Subunidades litológicas y estructuras	98
6.1.2	Condiciones P/T del metamorfismo	99
6.1.3	Historia geológica y condiciones tectónicas de formación	103

<b>6.2</b>	<b>Geología económica de ocurrencias metálicas en la Hoja Queule</b>	<b>108</b>
<b>6.2.1</b>	<b>Elementos químicos versus ocurrencias metálicas y litología</b>	<b>108</b>
<b>6.2.2</b>	<b>El ambiente volcánico - hidrotermal submarino y su posterior emplazamiento en el complejo de acreción-subducción</b>	<b>109</b>
<b>6.2.3</b>	<b>Guías de exploración por VMS en la Serie Occidental del Basamento Metamórfico</b>	<b>115</b>
<b>6.2.4</b>	<b>Procesos de mineralización metálica posteriores a la incorporación al complejo de acreción-subducción</b>	<b>116</b>
<b>7</b>	<b>Referencias Bibliográficas</b>	<b>118</b>
	<b>Anexos</b>	<b>132</b>
	<b>Anexo A: Fotografías de terreno</b>	<b>133</b>
	<b>Anexo B: Fotografías microscópicas de cortes transparentes</b>	<b>141</b>
	<b>Anexo C: Análisis con microsonda e imágenes con BSE y luz reflejada de cymrita y sulfuros macizos de Pirén</b>	<b>147</b>
	<b>Anexo D: Análisis con microsonda e imágenes con BSE y luz reflejada de cristales de mica blanca en muestras de Pirén</b>	<b>151</b>
	<b>Anexo E: Resultados de análisis geoquímicos y gráficos geoquímicos</b>	<b>156</b>
	<b>Anexo F: Análisis con microsonda de cymrita en muestras de Pirén</b>	<b>161</b>
	<b>Anexo G: Análisis con microsonda en mica blanca de Pirén</b>	<b>165</b>
	<b>Anexo H: Resultado de análisis por Difracción de Rayos X</b>	<b>174</b>
	<b>Anexo I: Antecedentes de análisis de cymrita, celsian, hialofana y cymrita potásica</b>	<b>176</b>
	<b>Anexo J: Mapa geológico y perfil estructural de la Hoja Queule</b>	<b>181</b>

# **1 Introducción**

El área de estudio, ubicada entre los 39°15'S a 39°30'S y hacia el oeste de los 73°0'W hasta la costa, corresponde a la Hoja Queule del Instituto Geográfico Militar, publicada a Escala 1:50.000 que abarca una superficie de 300 km<sup>2</sup>, incluyendo parte del sector costero de las regiones IX y X.

El énfasis de esta tesis está puesto en el estudio de las rocas de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico presentando los nuevos datos geológicos la Hoja Queule, obtenidos del trabajo en terreno, descripción petrográfica de muestras, identificación de minerales y análisis geoquímicos de las rocas del Basamento Metamórfico. Como resultado del proceso de dichos datos se ha identificado los tipos litológicos presentes en la Hoja Queule, estimado las condiciones de presión y temperatura del metamorfismo que dio origen a las rocas del basamento y construido un mapa geológico a escala 1:50.000. Un aporte específico de esta tesis al conocimiento de la geología de la Serie Occidental corresponde al hallazgo de minerales metamórficos no descritos previamente en el basamento y que son además de ocurrencia restringida en la naturaleza a condiciones metamórficas específicas.

También se presentan los datos estructurales recopilados para el área de estudio que corresponden principalmente a foliaciones, pliegues, fallas y fracturas en las rocas del Basamento Metamórfico. Además se describe la estructura, textura y mineralogía de las ocurrencias metálicas presente en la Hoja Queule.

Junto a los nuevos datos y a la nueva información geológica generada a partir de ellos, también se presenta una compilación de los estudios geológicos previos, realizados principalmente en la Cordillera de la Costa entre Valdivia y Temuco, resumiendo sus aspectos más relevantes para este trabajo e integrando dicha información previa a los nuevos datos procesados.

## **1.1 Objetivos**

El objetivo general de este trabajo es contribuir a la comprensión de la evolución geológica de las rocas del Basamento Metamórfico de la Hoja Queule, con énfasis en sus aspectos mineralógicos y las condiciones físicas de los procesos metamórficos involucrados en su formación.

Los objetivos específicos de este trabajo son:

- Describir las características mineralógicas, texturales y estructurales de las rocas del Basamento Metamórfico en esta zona.
- Estimar las condiciones de presión y temperatura del metamorfismo en el Basamento Metamórfico en el área de estudio.
- Describir las características mineralógicas y geoquímicas de las ocurrencias de mineralización metálica reconocidas en el área de estudio y analizar su relación genética con las rocas del Basamento Metamórfico.
- Obtener un mapa geológico a escala 1:50.000 de la Hoja Queule, que incluye las localidades costeras de Missisipi, Queule, Mehuin y Nihue y las localidades interiores de Colegual, Pirén, Puralaco, Yeco Alto y Pichilingue.

## **1.2 Metodología de Trabajo**

### **1.2.1 Recopilación de información previa**

Entre los años 1995 y 1996 se recopiló información facilitada por compañías mineras que habían desarrollado trabajos geológicos en la zona de estudio, y que fueron las siguientes:

- Billiton Chile S. A., donde gracias a la gestión del gerente de exploraciones, el geólogo Dr. Miguel Hervé, se tuvo acceso a información de trabajos previos realizados por Silva (1983), Vieira (1994), Turner y Hervé (1994), correspondiente a mapas geológicos, mapas de afloramientos y datos estructurales, y estudios de lineamientos satelitales y magnéticos.
- Minera Santa Fe Pacific Chile Ltda., donde bajo la supervisión del geólogo Carlos Huete, se tuvo acceso a informes de Ávila (1990) y otros informes inéditos correspondientes a trabajos de exploración y sondajes realizados en la zona de estudio.
- Compañía Minera San Pedro de Catamutún donde gracias a una invitación del Dr. Jorge Alfaro se tuvo acceso a muestras de un sondaje realizado en la zona de estudio, por la Compañía Minera Sierra Morena, y a un informe petrográfico de Troncoso (1995).

Además se recopiló información bibliográfica en las siguientes bibliotecas:

- Biblioteca del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.
- Biblioteca del Sernageomin.
- Biblioteca del Departamento de Geología Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción.

También se realizó una búsqueda de información bibliográfica orientada a apoyar la identificación de los minerales encontrados en la zona de estudio y a la interpretación geológica, a la que se podía llegar, a partir de dichos minerales. Un importante aporte en esta recopilación de información especializada, se tuvo de los Drs. Francisco Hervé, Hans-Joachim Massonne, Arne Willner, Luis Aguirre, Estanislao Godoy, Mauricio Belmar, Thomas Reinecke, Krishnamoorthy Viswanathan y Liang Chi Hsu.

### **1.2.2 Trabajo de Terreno**

El trabajo de terreno se realizó principalmente en Marzo de 1995 y Marzo de 1996 disponiendo de 40 días efectivos de trabajo de terreno, en la zona de estudio. Parte del trabajo de descripción macroscópica de muestras se realizó paralelamente al desarrollo del trabajo en terreno, en la casa de don Arturo Oñate, en Colegal Alto y en San José de la Mariquina.

Se desarrolló un muestreo detallado de los diversos tipos litológicos del Basamento Metamórfico, en la Hoja Queule, intentando cubrir toda la variabilidad mineralógica observable en terreno. Se

recolectó 170 muestras en la zona de estudio y en cada punto de observación se midió la orientación de las estructuras presentes tales como foliaciones, pliegues, fracturas y fallas.

Las zonas con mejores afloramientos como Mehuin, Nihue, Pirén, El Lingue y Missisipi, fueron recorridas más de una vez, para fines de mejorar el muestreo de detalle de los minerales presentes en las rocas del Basamento Metamórfico (*Figura 1, 2*).

### 1.2.3 Análisis de muestras y trabajo de gabinete

El análisis de muestras y trabajo de gabinete constó de varias etapas:

- Descripción macroscópica y clasificación de las muestras en diversos tipos litológicos. La mayor parte de estas descripciones se realizó primeramente durante el desarrollo del terreno siendo revisadas y mejoradas con los estudios mineralógicos posteriores.
- Descripción mineralógica y microestructural a través de estudios microscópicos de secciones transparentes. Los estudios microscópicos fueron realizados por el autor en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile.
- Análisis de minerales usando una microsonda modelo CAMECA SX50, en el Instituto de Mineralogía de la Universidad del Ruhr, Bochum, Alemania. Los análisis fueron realizados por el autor de esta tesis, durante fines del año 1995 y comienzos de año 1996. Como procedimiento analítico general, antes de una serie de análisis en algún tipo de silicatos, se preparaban cortes pulidos transparentes para seleccionar los minerales a analizar y luego realizaba una calibración en la microsonda para los elementos a analizar, utilizando las muestras estándar disponibles en la microsonda. Las condiciones analíticas, como el diámetro del haz de electrones y el voltaje de aceleración a utilizar fueron ajustadas por el autor según indicaciones del Dr. Heinz-Jürgen Bernhardt y con la colaboración de la Dra. Uschi Nowlan. Un análisis preliminar de los resultados obtenidos era desarrollado a partir de las bases de datos mineralógicos y en colaboración con los Drs. Hans-Joachim Massonne y Arne Willner. Los detalles analíticos más importantes se exponen en el texto junto con los resultados en este trabajo.
- Especial énfasis se puso en el análisis de detalle en cristales de zussmanita, provenientes de la zona de estudio, que se realizaron en el Instituto de Mineralogía de la Universidad del Ruhr, Bochum, Alemania:
  - El autor de esta tesis realizó análisis con microsonda de diversos cristales de zussmanita para obtener su composición y poder calcular su fórmula estructural.
  - Realización de un mapa de distribución para Al, Mg y Mn sobre un área rectangular de zussmanita, usando un escaneo de paso definido, según el método de Bernhardt *et al.* (1995) Fue realizado con una microsonda modelo CAMECA SX50, por el Dr. Hans-Joachim Massonne en colaboración con el autor.
  - El Dr. Olaf Medenbach extrajo un microtestigo de un cristal claro y homogéneo de zussmanita para realizar un análisis óptico utilizando un microrefractómetro.

- K. Roller realizó análisis por espectroscopía infraroja en cristales de zussmanita preparando el espectro IR.
- Identificación de minerales por método de difracción de rayos x que fueron realizados por Eugenia Fonseca en los laboratorios del Sernageomin y por Beatriz Levi en Estocolmo.
- Procesamiento de los resultados obtenidos por análisis de microsonda, calculando la fórmula estructural de minerales y las condiciones de presión y temperatura del metamorfismo, a través de la aplicación de geobarómetros y geotermómetros adecuados. Esta etapa requirió disponer y fabricar planillas Excel para el cálculo de fórmulas estructurales, contándose con la colaboración de los Drs. Francisco Fuentes y Diego Morata.
- Se seleccionaron y procesaron análisis geoquímicos de muestras de roca con el fin de obtener valores promedio para comparar los tipos litológicos y cuerpos con mineralización metálica en la zona de estudio, buscando aportar información con respecto a la génesis de estos últimos. Una parte de los análisis considerados fueron realizados por Geolab por el método de absorción atómica ICP, en muestras obtenidas en el desarrollo del terreno de este estudio. Otra parte de los análisis utilizados proviene de trabajos anteriores (Silva, 1983; Vieira, 1994; Turner y Hervé, 1994; Ávila, 1990; Schira *et al.*, 1990).
- Para construir el mapa geológico de la Hoja Queule, a escala 1:50.000 se trabajó con la información obtenida en este trabajo y la recopilada de trabajos previos realizados en la zona. Se dibujó un mapa de afloramientos a escala 1:50.000, con el tipo de roca y los datos estructurales más relevantes para cada localidad visitada y se interpretó la geología definiendo subunidades litológicas de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico. La información previa de más detalle utilizada para ello fue la siguiente:
  - Informes de exploración, mapas geológicos y de afloramientos de la Hoja Queule a escala 1:50.000 (Silva, 1983).
  - Informe resumen, mapas geológicos y estudios de lineamientos magnéticos de la Hoja Queule a escala 1:50.000 (Vieira, 1994).
  - Mapa de depósitos Cuaternarios en el sector de Queule (Pino, 1983).
  - Informe de exploración con datos de afloramientos y estructuras en la Hoja Queule (Turner y Hervé, 1994).

Además a lo anterior se le integró un estudio fotogeológico del área de estudio con fotos aéreas en blanco y negro a escala 1:65.000 y generación de mapa de lineamientos fotogeológico realizado por el autor.

- Generación de un perfil estructural esquemático Este – Oeste a escala 1:50.000 a partir del mapa geológico obtenido en este trabajo.
- Durante el desarrollo de esta tesis se logró identificar minerales de gran interés petrológico y entre los años 1996 y 2000 se realizó la publicación de algunos de los resultados mineralógicos más relevantes:



- Muñoz, V.; Hervé, F.; Massonne, H. J.; Medenbach, O.; Willner, A. P. 1997. Primer hallazgo de zussmanita en Chile, indicador de facies metamórficas de alta presión-baja temperatura; en Actas VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Vol.2, p1389-1393.
- Massonne, H. J.; Hervé, F.; Medenbach, O.; Muñoz, V.; Willner A. P. 1998. Zussmanite in ferrigenous metasediments from Southern Central Chile; Mineralogical Magazine, Vol 62 (6), p.869-876.
- Muñoz, V. 2000. Cymrite and Ba Rich Micas from the Pirén Alto Massive Sulfide Occurrence in South Central Chile. En Actas 31° International Geological Congress.
- Muñoz, V.; Hervé, F. 2000. Condiciones de Alta Presión – Baja Temperatura para la Serie Oeste del Basamento Metamórfico Paleozoico en base a clorita, cymrita y mica blanca en Sulfuros macizos de Pirén Alto. En Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Vol.1, p654-658.

### **1.3 Ubicación y vías de acceso**

El área de estudio queda enmarcada por la Hoja Queule (Escala 1:50.000) que cubre entre los 39°15' a 39°30' de latitud sur y 73°15' a 73° de longitud oeste. Incluye por la Costa los sectores de Missisipi, Mehuin, Queule y Punta Nihue, mientras que hacia el interior incluye los sectores de Colegual, Yeco, Pirén, Lingue, Puralaco, Boroa y Pichilingue (**Figura 1**). Los núcleos urbanos de mayor importancia en el área corresponden a Mehuin y Queule, y se accede a ellos viajando desde San José de Mariquina hacia la costa por un camino pavimentado en tramos, o bien desde Toltén hacia el sur por un camino de ripio. Las vías de acceso desde Mehuin y Queule hacia el interior son caminos de tierra en malas condiciones y transitables solo con vehículos de tracción en las cuatro ruedas.

### **1.4 Clima y vegetación**

El clima de Chile Sur se caracteriza por una radiación subtropical y precipitaciones ciclónicas durante todo el año, con cifras de 2.400 mm precipitados al año en Valdivia, lo cual es consecuencia de la gran energía de la circulación extratropical que se desarrolla sobre el hemisferio acuático meridional (Endlicher y Weischet, 1986). En el sector de la Cordillera de la Costa se levantan bosques comparables en abundancia a los de un ambiente tropical lluvioso. Los suelos de la Cordillera de la Costa se clasifican como Lateritas Pardo Rojas, es decir suelos comparables a los que generalmente se encuentran en los trópicos húmedos; el origen de ello es una alta absorción de la energía solar que provoca temperaturas del suelo relativamente elevada entre lluvias que, en conjunto con la humedad permanente, llevan a una meteorización química intensa y con ello a una rápida reducción y desilificación de los minerales.



**Figura 1:** Mapa de ubicación del área de estudio, correspondiente a la Hoja Queule. (Extraído y modificado de Atlas Encarta 2001).



**Figura 2:** El profesor guía y el autor en un afloramiento de esquistos cuarzo micáceos y cuarzo feldespáticos de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico en Mississippi, sector suroeste en Hoja Queule

## 2 Marco Geológico Regional

La geología regional indica que las rocas más antiguas del área de estudio y zonas circundantes corresponden al Devónico – Triásico y pertenecen al Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa descrito como compuesto por la Serie Occidental y la Serie Oriental (Aguirre *et al.*, 1972). Las rocas metamórficas de la Hoja Queule pertenecen específicamente a la Serie Occidental y han sido objeto de varias asignaciones, tales como:

- Formación Piedra Laja (Illies, 1960, 1970).
- Zona III de la Serie Curepto (González-Bonorino y Aguirre, 1970; González-Bonorino, 1971).
- Serie Occidental del Basamento Metamórfico Paleozoico (Aguirre *et al.*, 1972).
- Unidad Cabo Tirúa del Complejo Nahuelbuta-Queule, abreviadamente CMNQ, correspondiente al Paleozoico (Oyarzún y Clemmey, 1986).
- Posible extensión del Complejo Metamórfico Bahía Mansa, abreviadamente CMBM, correspondiente al Devónico o más antiguo – Triásico (McDonough *et al.*, 1998; Duhart *et al.*, 1998, Duhart *et al.*, 2001).
- Posible extensión hacia el norte de la Unidad Corral del CMBM (Kato y Godoy, 1995).

Duhart *et al.* (2001), plantea que el conjunto de información geocronológica obtenida sugiere que las rocas más antiguas del CMBM son de probable edad mínima Devónico Inferior, y que los episodios de sedimentación y los subsecuentes eventos de deformación y metamorfismo, que finalmente generaron el CMBM, ocurrieron de manera relativamente continua y cíclica entre el Devónico Medio y el Triásico, en el margen sur-occidental de Gondwana. Además entre los 39°30'S a 42°00'S las edades de enfriamiento en minerales metamórficos indican que el alzamiento y exhumación del CMBM habrían ocurrido gradualmente desde el norte hacia el sur y durante el Cretácico un evento intrusivo de granitoides tipo stocks afecta localmente a la Serie Occidental de Basamento Metamórfico (Duhart *et al.*, 2001).

Depositadas sobre el Basamento Metamórfico se encuentran secuencias sedimentarias del Oligoceno, Mioceno, Pleistoceno y Holoceno (McDonough *et al.* 1998, Duhart *et al.* 1998).

Algunos aspectos de geología económica son la presencia de cuerpos de sulfuros macizos (Schira *et al.*, 1990), de hierro macizo o formaciones bandeadas de hierro (Oyarzún y Clemmey, 1986), depósitos bandeados de manganeso, fallas y fracturas con alteración hidrotermal y anomalías geoquímicas de oro (Ávila, 1990). Además se tienen placeres auríferos en las unidades cuaternarias (Zuccone, 1988), que en algunos casos han sido objeto de explotación minera.

### 2.1 Basamento Metamórfico

#### 2.1.1 Distribución y petrografía

Las rocas metamórficas de la Cordillera de la Costa presentan una foliación característica de lajamiento en base a lo cual Illies (1970) aplicó la denominación de Formación Piedra Laja para estas rocas en los sectores de Valdivia.

González-Bonorino y Aguirre (1970) y González-Bonorino (1971) definieron las siguientes series metamórficas del Basamento de la Cordillera de la Costa en Chile Central entre los 34° y 41° S):

- **Serie Pichilemu:** Ubicada en la parte norte en el Basamento Metamórfico y que se caracteriza por un metamorfismo dinamotermal de mayor intensidad hacia el este.
- **Serie Nirvilo:** Ubicada en la parte oriental en el Basamento Metamórfico, es más restringida espacialmente y está caracterizada por metamorfismo de contacto de mayor intensidad hacia el este, a medida que se acerca al Batolito Granodiorítico.
- **Serie Curepto:** Ubicada en la parte occidental del Basamento Metamórfico cubriendo un área mayor que las anteriores y que se caracteriza por un metamorfismo dinamotermal. Se compone de la Zona I (pizarras), Zona II (filitas) y Zona III (esquistos). La Zona III se encuentra presente de manera continua en la costa, al sur de los 38° 30'S y hasta los 40° 30' S, es decir incluyendo el área de la Hoja Queule, y está compuesta por esquistos de la facies de esquistos verdes caracterizados por la asociación mineralógica cuarzo – muscovita – clorita – albita ± granate tipo espesartina.

Aguirre *et al.*, (1972), plantean que el Basamento Metamórfico al sur de los 34°S puede ser dividido en una Serie Oriental compuesto por rocas de grado metamórfico intermedio a alto y baja presión y una Serie Occidental de rocas metamórficas de bajo grado, que localmente contienen rocas de alta presión - baja temperatura. Una descripción más detallada se presenta a continuación (**Figura 3**):

- **Serie Oriental:** se caracteriza por la sucesiva aparición de biotita, andalucita y silimanita en rocas metapelíticas de acuerdo al aumento del grado metamórfico. Pizarras, esquistos, filitas y metareniscas son las rocas predominantes, sin intercalaciones de rocas básicas. Las facies metamórficas presentes en esta serie corresponden a esquistos verdes y anfibolita. Las condiciones físicas de formación son de presión intermedia a baja. Se presentan en esta serie también rocas córneas asociadas a granitoides de dimensiones batolíticas.
- **Serie Occidental:** se caracteriza por la presencia de esquistos micáceos, esquistos cuarzo feldespáticos, metacherts y esquistos anfibolíticos. Las asociaciones mineralógicas más características de esta serie son: cuarzo-albita-muscovita-clorita±(biotita-espesartina) en metapelitas y albita-clorita-epidota-actinolita-titanita en metabasitas. Ocasionalmente se presenta stilpnomelano, lawsonita y glaucofano. Las condiciones físicas de formación predominantes corresponden a temperaturas de la facies de esquistos verdes y a presiones intermedias a altas incluyendo la facies de esquistos azules. Esta serie incluye a las rocas del Basamento Metamórfico de la Hoja Queule.

El contacto entre estas dos series metamórficas se ha descrito como transicional en los sectores al sur de la Cordillera Nahuelbuta (Alvarez, 1970; Hervé, 1977) mientras que en el área de Capitán Pastene (38°15'S) se tienen evidencias de un contacto estructural, a través de la Zona de Falla de Gastre, correspondiente a una zona de falla de 3 a 4 km de ancho de probable manteo al este (Burón *et al.*, 2003).

Oyarzún y Clemmey (1986) definen, entre los 37°45'S y 39°45'S y al oeste de los 72°30'W, el Complejo Nahuelbuta-Queule, abreviadamente CMNQ, como parte del Basamento Metamórfico y compuesto por las siguientes unidades (**Figura 4**):

- **Unidad Cabo Tirúa:** Corresponde a la parte sur de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico (Aguirre *et al.*, 1972) y comprende esquistos verdes (metabasaltos compuestos por albita-clorita-epidota-anfíbola-calcita), micaesquistos, metacherts e intrusivos serpentiniticos. Esta unidad incluye a las rocas del Basamento Metamórfico en la Hoja Queule.
- **Unidad Lleu-Leu:** Corresponde a la parte norte de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico (Aguirre *et al.*, 1972). Incluye micaesquistos (cuarzo-albita-muscovita-clorita o granate o biotita), metacherts ferrígenos (cuarzo-granate-stilpnomelano-anfíbola-clorita) y serpentinitas.
- **Unidad Colcura:** Corresponde a la Serie Oriental del Basamento (Aguirre *et al.*, 1972) que comprende metapelitas y metagrauvas.

McDonough *et al.* (1998), Duhart *et al.* (1998) y Duhart *et al.* (2001) describen la Serie Occidental del Basamento Metamórfico entre los 39°30' y 42°S, es decir inmediatamente al sur de la Hoja Queule incluyendo las zonas de Los Pabilos y Bahía Mansa, asignando estas rocas al Complejo Metamórfico Bahía Mansa, abreviadamente CMBM, que se compone principalmente de esquistos pelíticos a semipelíticos de color gris y aspecto lustroso, esquistos máficos de color verde (también denominados como esquistos cloríticos o rocas metavolcánicas), rocas máficas y ultramáficas, milonitas a ultramilonitas y escasos cuerpos intrusivos traquíticos e intercalaciones de metaignimbritas. Las asociaciones de minerales metamórficos observados tanto en las secuencias metapelíticas como en las metavolcánicas (Duhart *et al.* 2001) indican que todo el conjunto litológico fue afectado por una fase de deformación y metamorfismo principal (D2) en la facies esquistos verdes, de carácter dúctil y penetrativo, que ha obliterado completamente las características originales de las rocas, exhibiendo ellas una típica fábrica caracterizada por el desarrollo de foliación (S2). Además la presencia local de anfíbolos azules en esquistos máficos, de glaucofano en bloques de esquistos azules y de zussmanita en metacherts ricos en hierro (Massonne *et al.* 1996, 1998; Muñoz *et al.*, 1997), señalan la existencia de una fase de deformación y metamorfismo previa (D1) en condiciones de alto gradiente P/T, desarrollada por lo menos en facies esquistos azules, actualmente evidenciada por texturas relictas (S1), tales como micropliegues y foliación interna en albita, microfoliación intrafolial y pliegues isoclinales desraizados de cuarzo.

Una descripción detallada de los tipos litológicos presentes en el CMBM, proporcionada por Duhart *et al.* (2001), es la siguiente (**Figura 5**):

- **Esquistos pelíticos a semipelíticos:** Corresponden a metapelitas de color gris y aspecto lustroso de mejor exposición en los acantilados costeros, donde se presentan con intercalaciones menores de metaareniscas o metagrauvas. Presentan una foliación bien desarrollada (S2) según bandas cuarzomíceas que alternan con bandas de cuarzo paralelas a la foliación principal. Localmente, constituyen esquistos filíticos de color gris oscuro, con abundante mica blanca y grafito. Microscópicamente, en la mayor parte de estas rocas, se observan bandas policristalinas de cuarzo, albita, mica blanca, clorita y, en menor proporción,

epidota y titanita, conformando bandas alternantes de textura granoblástica a granolepidoblástica. Generalmente, el único feldespato presente en estas rocas es albita, el cual ocurre como porfidoblastos que comúnmente presentan trenes de inclusiones rectos de cuarzo, epidota y titanita. Algunas de los grandes cristales de albita son porfidoblastos deformados por la foliación predominante (S2), que preservan trenes de inclusiones de grafito y con escasa mica blanca, zircón, epidota, titanita y granate. Las inclusiones grafiticas, en algunos casos, forman micropliegues atribuibles a un evento de deformación anterior (D1) anterior a (D2). Localmente la asociación mineralógica principal es acompañada de granate de textura helicítica y escasa biotita. La clorita es un mineral abundante, y se interpreta como producto de metamorfismo retrógrado.

- **Esquistos máficos:** También definidos como esquistos cloríticos. Son originalmente rocas volcánicas máficas de características geoquímicas semejantes a las de dorsales oceánicas normales y afectadas por el proceso metamórfico que dio origen al basamento. Se presentan preferentemente conformando franjas de orientación noroeste, especialmente desde bahía Mansa hacia el sur. Son rocas de color verde, cuando se encuentran frescas, a pardo, cuando están meteorizadas, que exhiben una foliación principal (S2) según bandas cloríticas-actinolíticas y epidóticas-feldespáticas. Localmente, constituyen esquistos filíticos de color verde oscuro, con abundante clorita de grano muy fino. Microscópicamente se observan bandas policristalinas de clorita, albita, epidota, titanita, actinolita y en menor proporción, hornblenda, mica blanca y escaso cuarzo, conformando bandas alternantes de textura nematoblástica a granonematoblástica. La albita ocurre como porfidoblastos que preservan fábricas (S1), rectas, de alto ángulo con respecto a la foliación principal. Localmente, los esquistos máficos presentan stilpnomelano, asociado con granate de textura helicítica o este último asociado con escasa biotita. Al norte del sector de La Tetera aparecen anfíbolos azules con mantos de clorita y actinolita mientras que en la localidad de Los Pabilos, glaucofano ha sido encontrado en bloques de esquistos azules (Kato y Godoy, 1995).
- **Rocas máficas y ultramáficas:** Se presentan en menor proporción que los esquistos anteriormente mencionados y están tectónicamente emplazados. Esta asociación litológica incluye cuerpos de pequeño a mediano tamaño, de rocas ultramáficas serpentinizadas y, en mucho menor proporción, cuerpos metagabrodioríticos que ocurren, generalmente, dentro de franjas de esquistos máficos. En el CMBM los afloramientos de rocas ultramáficas se distribuyen, de sur a norte, en las localidades de Cuesta Brava, San Carlos, Hueicolla, Los Ulmos, Camán, Morro Bonifacio, Los Ciruelos y Madre de Dios (Duhart *et al.*, 2001). Las rocas de los márgenes de los cuerpos ultramáficos se presentan fuertemente foliadas y recrystalizadas, con nódulos macizos de actinolita y cuarzo, lo cual ha sugerido un emplazamiento tectónico (Godoy y Kato, 1990). En general, los cuerpos ultramáficos presentan una intensa serpentización, que ha obliterado la mineralogía y las texturas primarias. Microscópicamente, se observa una textura acicular de cristales de crisotilo-antigorita, orientados en varias direcciones, con magnetita sobreimpuesta, microvetillas de crisotilo y, localmente, talco y magnesita
- **Milonitas a ultramilonitas:** Se encuentran en las playas Tril-Tril y Chaiguaco y en Punta Quillagua. En la playa Tril-Tril, el protolito lo constituye una angosta franja de esquistos máficos entre dos extensas franjas de esquistos pelíticos, mientras que en Playa Chaiguaco el protolito parece corresponder, enteramente, a esquistos pelíticos. Las milonitas de playa Tril-Tril presentan, a escala de afloramiento, pliegues isoclinales desraizados (F2) y pequeños

pliegues en vaina, ambos con plano axial paralelo a la lineación, además de pequeños cuerpos abudados de metacherts y esquistos manganeso-stilpnomelánicos (Godoy, 1986; McDonough *et al.*, 1997a). En Punta Quillagua, se reconocieron rocas esquistosas de color gris a negro, con una foliación milonítica a ultramilonítica, bien desarrollada según bandas milimétricas cuarzo-feldespáticas, las cuales contienen algunas intercalaciones de metaareniscas. Dentro de la foliación milonítica, se observa una lineación de estiramiento al noroeste, constituida por granos alineados de cuarzo y albita, lo cual constituye una fábrica tectónica tipo L-S. Microscópicamente, en las milonitas del sector de Punta Quillagua, se observan bandas de micas blancas, de aspecto fluidal, que envuelven porfidoclastos deformados de cuarzo y albita algunos de ellos tipo sigma. Además se presentan cristales estáticos de biotita, granate y epidota, junto con microvetillas de cuarzo-epidota-calcita, los cuales son postectónicos.

Kato (1985) y Kato y Godoy (1995) describen las características de la Unidad Corral (informal) de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico, entre las localidades de Purén (38°S) y Puerto Montt (40°S), con énfasis para el área de Los Pabilos a los 41 °S, y con los siguiente tipos litológicos:

- **Esquistos máficos o metabasitas:** caracterizados por albita + epidota + actinolita + clorita + cuarzo + titanita ± cuarzo ± óxidos de hierro ± stilpnomelano ± mica blanca. Escasas hornblendas y anfíbolos verdes a azules pobremente definidas, intermedias entre actinolita y hornblenda, están texturalmente reemplazadas por clorita y actinolita. Granates ocurren como fases relictas.
- **Esquistos de cuarzo – mica:** de color gris oscuro caracterizados por cuarzo + albita + mica blanca + materia carbonosa ± clorita ± epidota pobre en hierro ± óxidos de hierro. Incluyen fases relictas de granate además de relictos de biotita reemplazados texturalmente por clorita.
- **Metacherts:** con variedades ricas en espesartina (granates de Manganeso) y magnetitas ricas en Cromo y Vanadio.
- **Serpentinita:** caracterizada por magnetita rica en cromo (6% en peso de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) relictas o preectónica y por escasa ilmenita. Asociados a estos cuerpos ultramáficos serpentinizados se tienen anomalías magnéticas dipolares aéreas de rumbo NW-SE sobre el cuerpo y observadas en los mapas magnéticos de campo total que cubren el CMBM. Las serpentinitas conforman parte de una asociación ofiolítica fragmentada que aflora entre metaturbiditas. La presencia de abundante magnetita, dentro de los cuerpos ultramáficos serpentinizados, paralela a la foliación principal, ha sido sindicada como una de las posibles fuentes de las anomalías magnéticas (Godoy y Kato, 1990).
- **Bloques exóticos o tectónicos de esquistos azules - anfíbolita:** Estos bloques descansan disconformemente sobre cuerpos de serpentinita y su asociación espacial puede indicar que los esquistos azules estuvieron originalmente asociados a la serpentinita subyacente, como inclusiones tectónicas o marginales a dicha serpentinita, y han de haber sido transportados con el cuerpo ultramáfico en un posible ascenso diapírico desde profundidades del manto. Son ricos en granate donde se tiene que la asociación de minerales de esquistos azules (anfíbolos sódicas + epidota) reemplaza a la asociación de minerales de anfíbolitas y posibles eclogitas.

En esquistos máficos del sector de Rada de Las Banderas, al sur de Bahía Mansa se ha identificado fuchsita (Duhart *et al.*, 2001) equivalente crómico de la muscovita, mineral, también, reportado previamente por Rabbia *et al.* (1997) más al norte, en la localidad de La Cabaña.

En el sector de San Carlos, en el camino a Pucatrihue y en Curiñanco se observan estructuras relictas de probables lavas almohadilladas, las cuales se presentan ocasionalmente abudinadas dentro de la foliación principal (McDonough *et al.*, 1998) e incluidas en los esquistos máficos.

En el sector de Punta Nihue, en la costa norte de la Hoja Queule, se presentan afloramientos de metasedimentos ricos en hierro, con la asociación zussmanita-stilpnomelano, siendo la zussmanita un indicador de la facies esquistos azules, en base a su campo de estabilidad (Lattard y Schreyer, 1981) y corresponde a uno de los resultados relevantes del trabajo de investigación desarrollado en esta tesis (Massonne *et al.* 1996, 1998; Muñoz *et al.*, 1997)

En algunas localidades, como el área de El Tambor a los 41°30'S (Duhart *et al.*, 2001), se han reconocido pequeños cuerpos aislados de metagabrodioritas, de textura granular, de grano medio a fino y con abundante anfíbola y plagioclasa. Microscópicamente, consisten de cristales de hornblenda actinolítica y plagioclasa casi completamente saussuritizada, preservándose las formas relictas. La actinolitización se interpreta como producto del metamorfismo. También, se presenta titanita, clorita y cuarzo. Es notable la deformación que presentan algunos cristales, la cual se expresa como fracturamiento y doblamiento de actinolita.

Al este de la localidad de Tril-Tril se identificó un dique félsico, levemente foliado, que intruye a esquistos pelíticos, denominado Felsita Tril-Tril. Este dique está formado por cuarzo, plagioclasa y muscovita, además de clorita, epidota y titanita. La foliación y la mineralogía de este dique señalan que fue afectado por deformación y metamorfismo (Duhart *et al.*, 2001).

En el área de Cordillera Zarao (McDonough *et al.*, 1998), se ha reconocido un lente intrusivo hipabisal, de textura porfídica, de color gris verdoso, composición traquítica, con deformación dúctil en sus bordes y deformación interna frágil (cristales fracturados y doblados de feldespato potásico), que se dispone en forma paralela a la foliación principal de los esquistos máficos que lo contienen, el cual se denomina Traquita Zarao. Microscópicamente, está constituido por fenocristales de albita-oligoclasa y feldespato potásico, de hasta 4 mm de largo, con masa fundamental traquítica, conformada por microlitos de plagioclasa albitizados, además de microvetillas de cuarzo y epidota. Un proceso de alteración se evidencia por la presencia de biotita secundaria de color verde, que forma cúmulos intersticiales.

Al este de la localidad de Parga, Söllner *et al.* (2000) han reconocido la presencia de rocas metavolcánicas de composición ácida, intercaladas en filitas y cuarcitas, que interpretan como metaignimbritas. Las rocas están formadas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, clorita, sericita, granate, allanita, zircón y minerales opacos. El feldespato potásico, la plagioclasa y el cuarzo evidencian deformación frágil. Parte de esta mineralogía sería de origen magmático, aunque también se identificó crecimiento de clorita como producto de metamorfismo (Duhart *et al.*, 2001).



Hacia el sector sur del CMBM, en la Isla de Chiloé se presentan rocas metasedimentarias de la facies esquistos verdes que conforman el Complejo Metamórfico de Chiloé (Kato y Godoy, 1995), el cual también se considera parte de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico.

Entonces para las rocas metamórficas de la Hoja Queule se tienen principalmente dos asignaciones de unidades de la Serie Occidental:

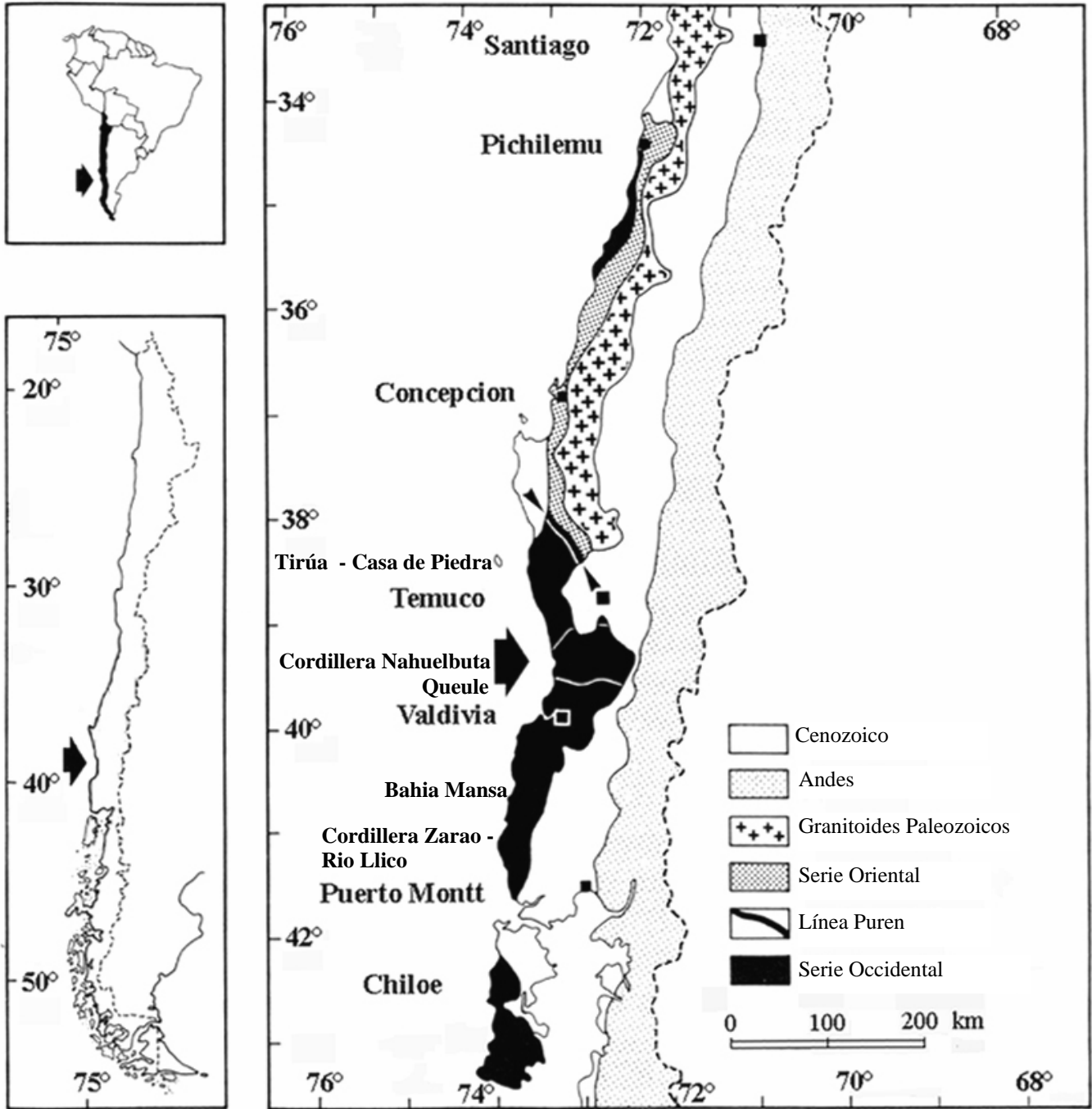
- Unidad Cabo Tirúa del Complejo Nahuelbuta-Queule (CMNQ) descritas por Oyarzún y Clemmey, (1986) entre los 37°45'S y 39°45' S.
- Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM) entre los 39°30' y 42°S descrito por Kato y Godoy (1995) que hacen referencia a la Unidad Corral , y por McDonough *et al.* (1998), Duhart *et al.* (1998) y Duhart *et al.* (2001). Se lo considera potencialmente extendido al norte y al sur de dichas latitudes y por lo tanto incluiría a las rocas metamórficas de la Hoja Queule.

Principalmente su protolito correspondió a rocas basálticas afines geoquímicamente a basaltos oceánicos, cherts, cuerpos ultrabásicos y rocas sedimentarias como pelitas, semipelitas, areniscas y secuencias tipo flysch, los cuales se formaron en un ambiente volcánico y sedimentario submarino. Estas rocas fueron incorporadas a un prisma de acreción durante el Paleozoico al margen suroeste de Pangea, más específicamente Gondwana, con procesos metamórficos en el Devónico, Carbonífero, Pérmico y Triásico, de modo que en este ambiente metamórfico pasaron a formar parte de un melange tectónico de micaesquistos, metacherts, esquistos verdes, esquistos cuarzo feldespáticos, serpentinitas y esquistos azules -anfíbolitas, además de cuerpos de sulfuros macizos, de hierro macizo o formaciones bandeadas de hierro y depósitos bandeados de manganeso. Las condiciones tectónicas regionales corresponden a un complejo de acreción subducción. Dataciones en zircones detríticos de la Serie Occidental indican la incorporación de sedimentos depositados en cuencas locales y sintectónicas al ambiente metamórfico.

### 2.1.2 Características estructurales

Oyarzún y Clemmey (1986) describen los siguientes aspectos estructurales del Complejo Nahuelbuta-Queule (**Figura 4**):

- **Unidad Cabo Tirúa:** Se caracteriza por una foliación de bajo ángulo y un desarrollo menor de pliegues en cofre.
- **Unidad Lleu-Lleu:** Se caracteriza por una foliación de bajo ángulo ondulante con pequeños pliegues intrafoliales y pliegues recumbentes apretados en micaesquistos y metacherts.
- **Unidad Colcura:** Se caracteriza por un paso gradual de pliegues flexurales a recumbentes, y finalmente a una foliación de bajo ángulo con pliegues intrafoliales y zonas de cizallamiento.



*Figura 3 : Distribución de las Series Oriental y Occidental del Basamento Metamórfico Paleozoico, y ubicación del área de estudio (extraído de Schira et al., 1990).*

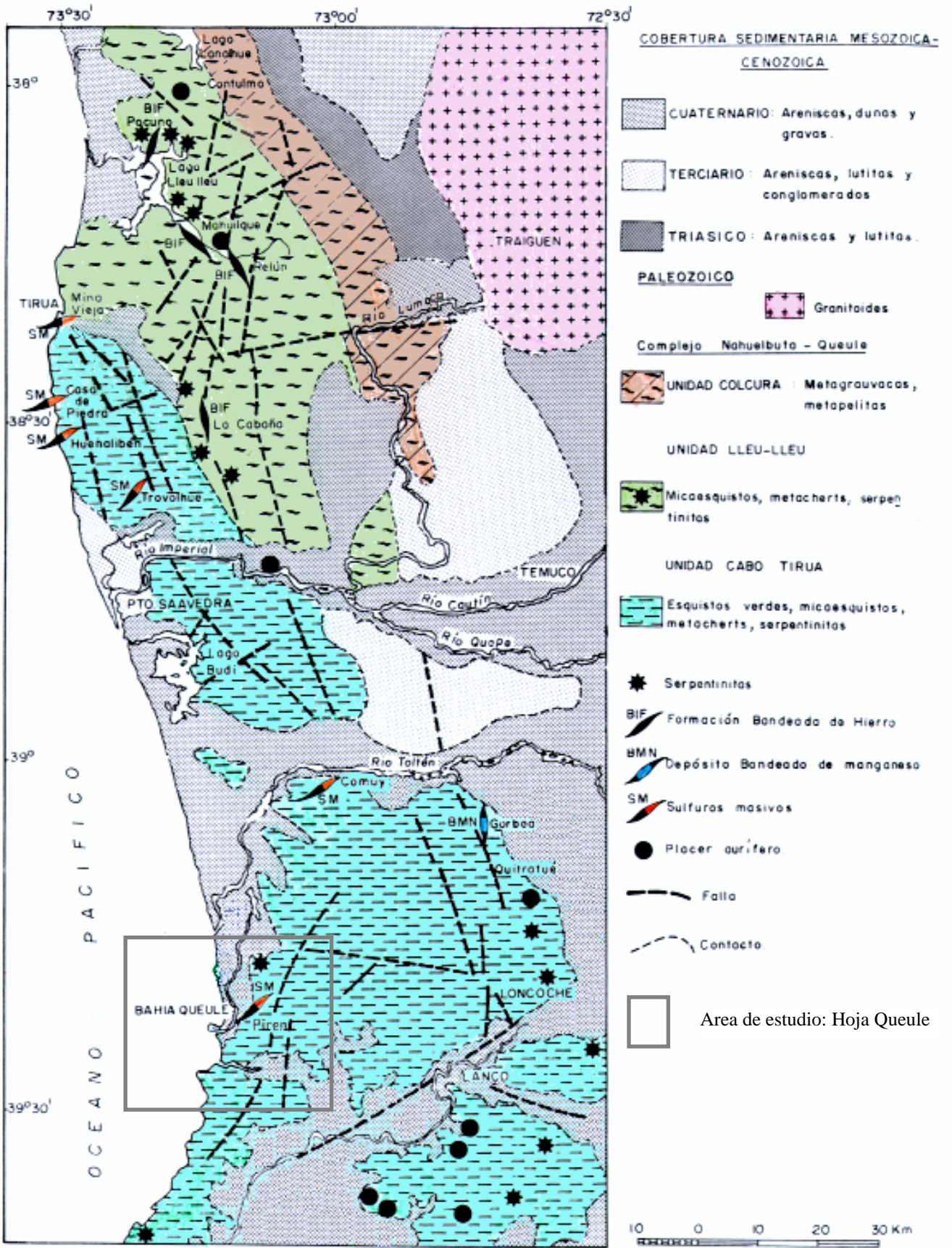


Figura 4 : Marco Geológico Regional. (extraído de Oyarzún y Clemmey, 1986).



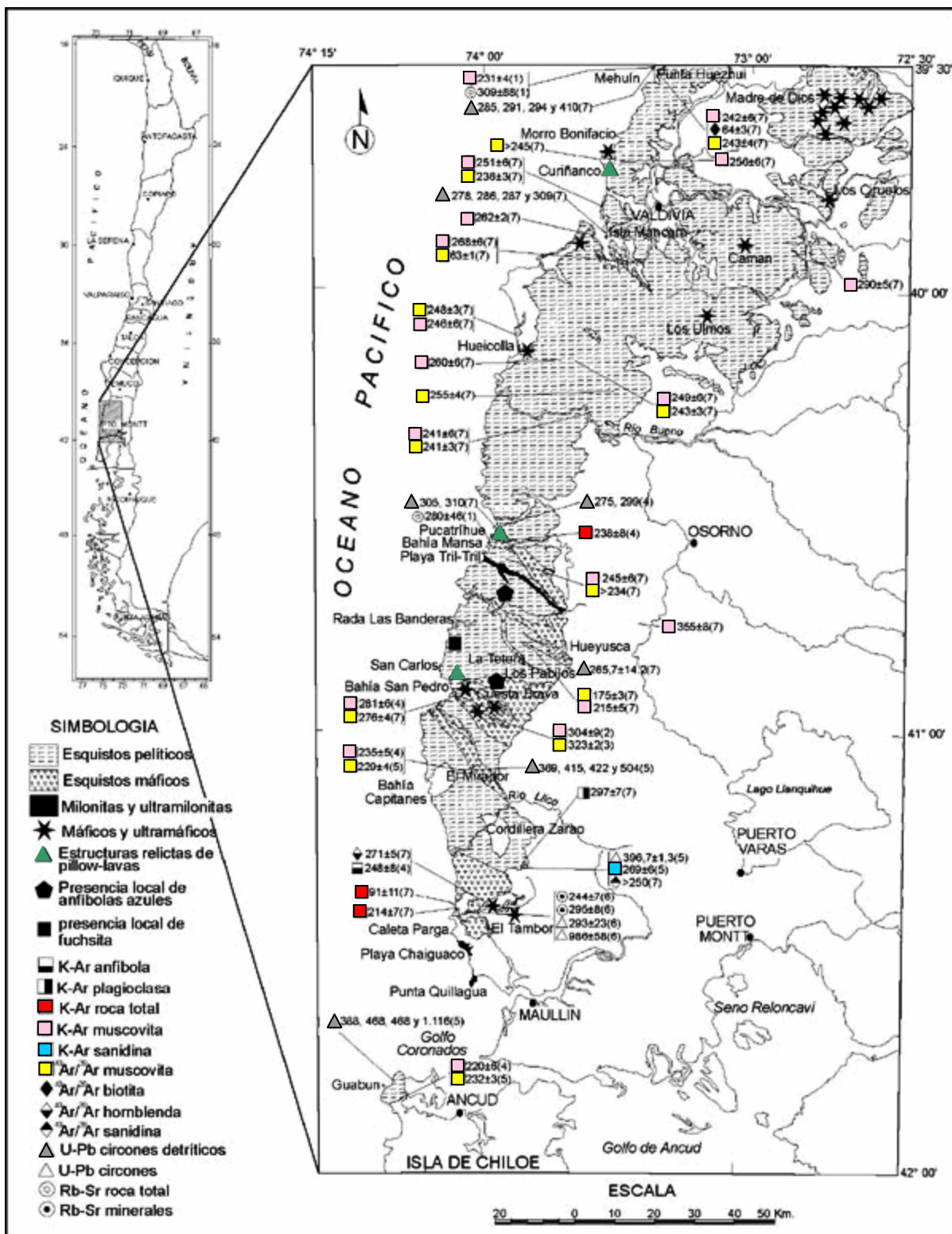


Figura 5 : Geología y datos geocronológicos del Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM) (extraído de Duhart et al., 2001).

Las rocas del Complejo Metamórfico Bahía Mansa presentan características estructurales que corresponden a foliaciones denominadas (S1), (S2) y (S3) y pliegues (F2) y (F3), todas ellas generadas en eventos metamórficos estructurales (D1), (D2) y (D3). A grandes rasgos, para las rocas del CMBM se tiene que durante los eventos de deformación y metamorfismo al estado dúctil a frágil-dúctil se generaron estructuras que corresponden a la foliación principal (S2), ejes y planos axiales de pliegues (F3) que afectan a (S2), un clivaje de crenulación (S3) localmente desarrollado y asociado a (F3), además de una lineación de estiramiento (L2) asociada a la foliación milonítica (SM), estos dos últimos asociados a (S2) (McDonough *et al.*, 1997a, 1998; Duhart *et al.*, 1998, 2001; Kato y Godoy, 1995; Kato, 1976, 1985; Ardiles *et al.*, 2003; González-Bonorino y Aguirre, 1970; González-Bonorino, 1971; Ojeda, 1976; Hervé, 1977; Kato *et al.*, 1997). Una descripción más detallada de éstas características estructurales asociadas a deformación dúctil y dúctil-frágil se presenta a continuación:

- Las relaciones estratigráficas originales del protolito están completamente obliteradas encontrándose presentes, entre los esquistos máficos o metavolcánicos, cuerpos aislados de basaltos almohadillados.
- Las rocas metamórficas exhiben una foliación regional penetrativa de origen dúctil (S2) impuesta durante un evento metamórfico estructural (D2) responsable de la fábrica estructural predominante en el CMBM.
- La foliación principal (S2) está definida, en los esquistos máficos, por la orientación de minerales tabulares, como las anfíbolos y ocasionalmente por epidota, mientras que se expresa más fuertemente en las metapelitas como bandas lepidoblásticas micáceas que alternan con bandas granoblásticas de cuarzo.
- (S2) presenta regionalmente un rumbo predominante en dirección NW-SE (con variaciones al WNW-ESE) y manteos moderados al NE y al SW, con escasos manteos cercanos a la vertical.
- La foliación principal (S2) oblitera parcial a completamente una foliación más antigua (S1) produciendo una foliación compuesta (S1+2).
- Evidencias de la Foliación (S1) se presenta en capas ricas en grafito incluidas en porfiroblastos de albita, donde en el caso de la Unidad Corral las capas de grafito se presenta con lineamientos paralelos oblicuos y cortados por los planos de la foliación (S2).
- La presencia a escala microscópica en secciones transparentes de micropliegues isoclinales desraizados de cuarzo, micropliegues intrafoliales relictos y foliación interna desarrollada en porfidoblastos de albita, también evidencian la existencia de la foliación anterior (S1), asociada a un evento de deformación previo.
- Sobre los planos (S2) Se presenta una lineación de estiramiento (L2), evidenciada por el desarrollo de varillas de cuarzo-albita de rumbo NW y de rumbo similar al rumbo de (S2), y que caracteriza una dirección de extensión que corresponde a la máxima elongación sobre el plano de (S2) lo cual constituye una fábrica tectónica tipo (L-S).
- Una foliación milonítica (SM) se desarrolla coplanar a (S2) asociada a la lineación de estiramiento (L2) en el mismo rumbo que la foliación y se interpreta como zonas de corrimiento oblicuo que han puesto rocas del CMBM sobre sí mismas.
- Las rocas miloníticas (SM) estarían vinculadas a una fase de apilamiento de láminas delgadas por un sistema de corrimientos, ocurrido durante el evento regional principal de deformación y metamorfismo(D2).
- La lineación de estiramiento (L2) de rumbo actual NW (con variaciones al WNW) indica un sistema de acortamiento y apilamiento que tenía una dirección de desplazamiento de alto ángulo al margen occidental de Pangea, con un componente menor de movimiento oblicuo.

- La foliación principal (S2) se asocia regionalmente con pliegues apretados e isoclinales (F2) y abiertos (F3) y es cortada por una foliación recta que la crenuló (S3).
- Los pliegues (F2) presentan plano axial paralelo a (S2), como en el caso de las milonitas de playa Tril-Tril que presentan, a escala de afloramiento, pliegues isoclinales desraizados (F2) y pequeños pliegues en vaina, ambos con plano axial paralelo a la lineación, además de pequeños cuerpos abudizados de metacherts y esquistos Mn-stilpnomelánicos.
- Variaciones en el rumbo y manteo de (S2) son el producto de plegamientos de (S2) a escala local y regional, correspondientes a pliegues simétricos abiertos (F3), con flancos de manteos suaves del orden de 10° a 30°. También, muy localmente, se han observado pliegues simétricos moderados a cerrados.
- Los grandes pliegues abiertos (F3) imparten un manteo a S2 que es subhorizontal a moderado NE-SW, con rumbo NW-SE, interrumpiendo la fábrica estructural general de (S2) lo cual se observa además en los mapas aeromagnéticos.
- Una dirección de foliación NE-SW menos desarrollada, observada al norte del área de Valdivia, con manteos variables, indica probablemente replegamiento en una dirección ortogonal a (S2), lo cual es concordante con la actitud de los ejes de pliegues medidos, que buzanan, preferentemente, al NW, SE, NE y SW, es decir buzamientos en la dirección del rumbo de (S2) y en la dirección del rumbo de la nueva foliación.
- (S2) es cortada por una foliación recta que la crenuló (S3), dado que localmente (S2) está afectada por el clivaje de crenulación de plano axial de (S3), tal como ocurre en el área al oeste de Ancud, donde (S3) corresponde al clivaje de crenulación asociado a pliegues isoclinales cerrados (F3).
- En algunos lugares, una lineación de intersección (L3) es evidente y corresponde al plano de la foliación (S2) intersectado por (S3).
- Las microfábricas deformacionales asociadas a (S2) evidencian mecanismos de recristalización dinámica, flujo cristaloplástico, deformación intracristalina y disolución por presión. Procesos de recuperación son evidenciados por el desarrollo de subgranos en cuarzo.

Algunas de las rocas metamórficas están emplazadas tectónicamente en el Complejo Metamórfico Bahía Mansa. Los grandes rasgos estructurales se reflejan en los rasgos aeromagnéticos regionales (Godoy y Kato, 1990; McDonough *et al.*, 1997a) de modo que son consistentes con estructuras NW-SE observadas en las imágenes satelitales, lo cual es coincidente con la fábrica estructural dominante (S2) del CMBM. Si bien las anomalías aeromagnéticas más puntuales parecen corresponder con la ubicación de cuerpos máficos y ultramáficos (Godoy y Kato, 1990) y con volcanitas máficas terciarias (Alfaro, 1994), las grandes anomalías magnéticas lineales de orientación NW-SE, en el ámbito de la cordillera de la Costa, parecen corresponder, mas bien, a la yuxtaposición tectónica de esquistos máficos con esquistos pelíticos, lo cual genera un fuerte gradiente magnético asociado, espacialmente, con zonas de corrimiento (McDonough *et al.*, 1997a).

Las milonitas se presentan en las localidades de Punta Quillagua, y playas Tril-Tril y Chaiguaco, ya descritas en el capítulo anterior, además de Corral, Niebla, Punta Curiñanaco, Punta Chungunga (Duhart *et al.* 2001; McDonough *et al.*, 1998) (**Figura 5**).

En los esquistos verdes de la localidad de Los Pabilos (Kato y Godoy, 1995) se presenta una foliación (S2) más homogénea que en los bloques de esquistos azules – anfíbolita, lo cual puede explicarse por un relativamente menor esfuerzo de cizalle en la serpentinita y una alta presión de fluido en su interior y en sus bordes, durante el ascenso del diapiro, lo que habría blindado o

protegido a los esquistos azules del total desarrollo de la foliación (S2). Contrariamente Duhart *et al.* (2001) plantea que los bloques de esquistos azules – anfibolita son bloques erodados de algún afloramiento del CMBM.

El estilo estructural del CMBM resulta similar al Basamento Metamórfico sin estructuras primarias del Archipiélago de los Chonos (Duhart *et al.*, 2001; Godoy *et al.*, 1984), mientras que en el Complejo Chiloé no se presentan evidencias claras de una facie temprana de esquistos azules, salvo por la presencia de lawsonita al SW de Castro (Kato y Godoy, 1995; Saliot, 1969). En la Isla de Chiloé las rocas solo contienen evidencias menores de la foliación (S2) manifestada a través de clivaje de crenulación incipientes (Kato y Godoy, 1995) y se muestran con una fábrica estructural más caótica, con evidencias de deformación inhomogénea, incluyendo pliegues (F1) disarmónicos desarraigados y capas de extensión paralela, características de los estilos de deformación tipo Melange.

Extendiendo el estilo de deformación de la escala mesoscópica, con milonitización y apilamiento de pliegues isoclinales, según la dirección de estiramiento NW, a una escala cortical, el estilo estructural de las zonas miloníticas parece semejante al apilamiento de las napas del basamento de los Alpes Occidentales Suizo-Italianos (Duhart *et al.*, 2001).

Una deformación al estado frágil ha afectado al CMBM con posterioridad a la deformación dúctil y que ha sido posible identificarla a escala regional a partir de la interpretación de información aeromagnética (Ugalde *et al.*, 1997), satelital Landsat y Radarsat (Muñoz, 1997), sísmica de perfiles sísmicos superficiales y de pozos de exploración petrolífera, (McDonough *et al.*, 1997b). Dichos estudios han permitido establecer rasgos de carácter regional que, en conjunto con información de campo, permiten caracterizar la deformación frágil a partir de la observación de los siguientes lineamientos (Duhart *et al.* 2001):

Sistema de lineamientos magnéticos de rumbo NW-SE, dominante en el dominio costero y coincidente con el rumbo de la foliación principal (S2), por lo que reflejaría la deformación dúctil presente en las rocas del CMBM (Godoy y Kato, 1990). Este sistema se extiende hacia el E internándose hacia el dominio de la Depresión Intermedia (Ugalde *et al.*, 1997), mientras que hacia el W el diseño de las anomalías magnéticas estaría truncado por el actual margen continental (Kato *et al.*, 1997), lo cual podría deberse a un fallamiento transcurrente dextral, a gran escala, que haya desplazado hacia el N fragmentos de su margen W y truncado el patrón magnético de la costa durante el Triásico-Jurásico. Esta hipótesis se ve reforzada por las semejanzas texturales y mineralógicas entre los bloques de esquistos azules de Los Pabilos y Pichilemu, además de la ausencia de brecha arco-fosa (Kato *et al.*, 1997).

Lineamientos Satelitales de rumbo N20°-40°E y N20°-40°W, ambas relacionadas al contacto geológico entre el CMBM y rocas sedimentarias terciarias. Los lineamientos de rumbo N20°-40°E corresponden a fallas extensionales e inversas, que ponen en contacto rocas del CMBM con rocas sedimentarias terciarias y dichas fallas están cortadas por fallas transversales de alto ángulo, que coinciden con los lineamientos de orientación N20°-40°W. Ambos sistemas de fallas habrían controlado la apertura de las cuencas de deposición terciarias en el Oligoceno. Estas fallas inversas levantaron e invirtieron parcialmente las cuencas, probablemente, durante el Mioceno Superior (McDonough *et al.*, 1997b).

Lineamientos Satelitales de rumbo N45°W que corresponden a una serie de lineamientos densos y de pequeña extensión, localizados íntegramente en rocas del CMBM, y relacionados directamente a su fábrica dúctil.

Lineamientos satelitales de rumbo N-S, distribuidos de manera localizada en rocas del CMBM y relacionados, parcialmente, con bordes de pequeñas cuencas de deposición terciarias, que son interpretados como las trazas de probables fallas normales.

Lineamientos satelitales de rumbo E-W, que coinciden con rasgos geográficos mayores, como el valle del río Bueno.

### 2.1.3 Condiciones Presión - Temperatura del metamorfismo

Las condiciones P/T del metamorfismo de las rocas del basamento están dadas por el ambiente tectónico en que tuvo lugar dicho metamorfismo y que corresponde a un complejo de subducción – acreción desarrollado en el margen SW de Gondwana (Duhart *et al.*, 2001, Willner *et al.*, 2004) y que se expone hoy como la clásica distribución de cinturones metamórfico pareados (Hervé *et al.*, 1984).

Para la Serie Oriental las facies metamórficas presentes corresponden a esquistos verdes y anfibolita, y las condiciones de formación son de presión intermedia a baja, con rangos de temperatura alta en el caso de cercanía a batolitos (Aguirre *et al.*, 1972).

Para la Serie Occidental (Duhart *et al.*, 2001; Aguirre *et al.*, 1972) las asociaciones minerales indican que el metamorfismo predominante corresponde a temperaturas de la facies esquistos verdes, con evidencias locales de presiones intermedias a altas, incluyendo la facies esquistos azules. La ocurrencia local de granate y biotita sugiere que la temperatura que alcanzó el complejo fue elevada dentro de la facies de esquistos verdes en el grado de biotita y probablemente alcanzó a la transición con la facies de anfibolita, la cual posteriormente fue afectada por metamorfismo retrógrado, que habría culminado en el grado de clorita. Las asociaciones mineralógicas típicas son las siguientes:

- **Esquistos pelíticos:** cuarzo + albita + mica blanca + clorita ± epidota ± grafito ± titanita, con escaso granate (espesartina) y biotita.
- **Esquistos máficos:** anfíbola (actinolita) + epidota + titanita + clorita + albita ± cuarzo ± stilpnomelano.

En la Serie Occidental se presentan minerales de escasa ocurrencia que pueden indicar un metamorfismo de alta presión (Aguirre *et al.*, 1972), dependiendo de la asociación mineralógica presente, como es el caso de:

- **Lawsonita ( $\text{CaAl}_2(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})_2\text{H}_2\text{O}$ ):** Ocurrencia en Carahue (38°50'S) en esquistos de cuarzo mica caracterizados por la presencia de cuarzo – albita - clorita - mica blanca – biotita – granate – lawsonita – epidota. En metargilitas de la Isla de Chiloé al suroeste de Castro se describe la presencia de lawsonita (Saliot, 1969), donde la temprana facies de esquistos azules difícilmente sobrevivió a las tardías y pervasivas facies de esquistos verdes (Kato y Godoy, 1995).



- **Stilpnomelano**  $((\text{Ca},\text{Na},\text{K})_{0.6}(\text{Mg},\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+})_6\text{Si}_8\text{Al}(\text{O},\text{OH})_{27}\cdot 2\text{-}4\text{H}_2\text{O})$ : Ocurrencia en Nahuelbuta (39°S) en cuarzitas y esquistos de cuarzo mica (Vergara, 1970).
- **Glaucofano**  $((\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2)$ : Ocurrencia en Contulmo (38°S) con la asociación mineralógica cuarzo – albita – hematita – glaucofano (Álvarez, 1970).
- **Cianita**  $(\text{Al}_2\text{SiO}_5)$ : Ocurrencia en Valdivia (40°S) en la asociación cianita – espesartina (Illies, 1960). Además cristales de este mineral han sido como componente de arenas de playa cerca de Concepción (Vergara, 1968).

A partir de los minerales descritos en los párrafos anteriores solo es posible inferir presiones intermedias a altas en la Serie Occidental, dado que estos minerales no han sido encontrados en una asociación estrictamente indicadora de alta presión como lo es, por ejemplo, la asociación glaucofano – lawsonita. Sin embargo evidencias más determinantes de condiciones metamórficas de Alta Presión de la facie de esquistos azules han sido descritas posteriormente por Collao *et al.* (1986), Kato y Godoy (1995), Massonne *et al.* (1996), Muñoz *et al.* (1997), Massonne *et al.* (1998), McDonough *et al.* (1998), Muñoz y Hervé (2000), Muñoz, (2000) y Willner *et al.* (2004). Según estos nuevos antecedentes el metamorfismo y deformación que afectó al CMBM corresponde mayoritariamente a la facies de esquistos verdes, la cual produjo fábricas tectónicas penetrativas sobreimpuestas en una facie relictiva de esquistos verdes transicional a anfíbolita y /o esquistos azules. El conjunto de edades obtenidas por métodos geocronológicos señalan edades de deformación desde el Missisippiano Tardío o Carbonífero Inferior hasta el Triásico Tardío. Un evento metamórfico en condiciones de alta presión-baja temperatura, en la facies de esquistos azules, afectó a los componentes más antiguos del actual CMBM (Duhart *et al.*, 2001; Kato y Godoy, 1995; Massonne *et al.*, 1996, 1998). Este evento se encuentra casi completamente obliterado, desde el punto de vista estructural y mineralógico, por un evento metamórfico sobreimpuesto en la facies de esquistos verdes, de carácter dúctil y penetrativo, que habría pasado por las etapas de biotita y luego clorita (Duhart *et al.*, 1997).

Collao *et al.* (1986) aplicando el geobarómetro de la esfalerita en los sulfuros de Pirén, localizados en la Hoja Queule, obtienen presiones entre 4,4 y 9,0 kbar, es decir presiones desde intermedias a altas con posibilidad de facies de esquistos azules.

Collao (1988) establece mediante el estudio de inclusiones fluidas en cristales de cuarzo en rocas del Basamento Metamórfico, temperaturas del orden de 400° a 700°C para los sulfuros de Casa de Piedra y entre 446° y 451°C para los sulfuros de Alto Pirén. Concluye que las condiciones P-T del metamorfismo que afectaron al Complejo Metamórfico Nahuelbuta-Queule fluctuaron desde grados altos a bajos en la facies de esquistos verdes, donde las condiciones retrógradas se ven reflejadas por la asociación mineralógica lawsonita-albita-clorita. Collao y Alfaro (2000) en un estudio de inclusiones fluidas, de similares características al realizado previamente por Collao (1988), obtienen rangos de temperaturas entre 191°C y 451°C, con dos peaks de temperatura, uno relacionable a las condiciones de alto grado metamórfico entre los 390°C y 410°C, y otro cercano a los 350°C, estimando que las condiciones de metamorfismo retrógrado están dadas por peaks entre 270-290°C.

Schira *et al.* (1990) estudian muestras de Pirén aplicando el geotermómetro de grafito (Firsova *et al.*, 1986) a través de difractogramas de rayos x en material grafitico, en esquistos de cuarzo mica

en contacto con los sulfuros y obtienen  $T > 400^{\circ}\text{C}$  excluyendo las bajas temperaturas de la facies de esquistos azules para los metasedimentos. Proponen una historia metamórfica que se compone de las siguientes etapas, desde la más antigua a la más reciente:

- **Etapa 1:** Correspondiente a una fase progrado, caracterizada por la primera aparición de biotita más muscovita y el posterior campo de estabilidad de muscovita más clorita supuestamente con almandino, por lo que se la sitúa en condiciones metamórficas de baja P/alta T ( $P < 4\text{kbar}$  a  $T = 500^{\circ}\text{C}$ ,  $520^{\circ}\text{C} > T > 430^{\circ}\text{C}$  a  $P = 1\text{kbar}$ ).
- **Etapa 2:** Correspondiente a un metamorfismo retrógrado, caracterizado por albita – actinolita – clorita seguido de una cloritización que reemplaza totalmente al almandino y parcialmente a las biotitas, por lo que se la sitúa en condiciones metamórficas de baja P/baja T de la facies esquistos verdes ( $430^{\circ}\text{C} > T > 310^{\circ}\text{C}$  a  $P = 1\text{kbar}$ ).
- **Etapa 3:** Correspondiente a un evento tardío, caracterizado por ribbons de cuarzo recristalizado y micas que cortan a la foliación, por lo que se la considera un evento metamórfico termal de baja P.

Por lo tanto, para los esquistos y sulfuros de Piren, Schira *et al.* (1990) señalan como condiciones metamórficas predominantes presiones menores que 4kbar y temperaturas en el rango de facies metamórfica de esquistos verdes a mayores que  $400^{\circ}\text{C}$  y consideran que los resultados de presiones entre 4,4kbar y 9kbar obtenidos por Collao *et al.* (1986) no son válidos, ya que se habría usado, en el análisis de Collao *et al.* (1986), esfalerita formada por el relleno de espacios producto de diferentes acomodados durante el proceso metamórfico. Además en base a la presencia de mackinawita en los sulfuros macizos de Pirén Alto, plantea que estos minerales pasaron por un proceso de desulfurización retrógrada de bajas temperaturas ( $T = 150^{\circ}\text{C}$ ).

Sobre la base de las asociaciones mineralógicas que presentan los esquistos del área de Bahía Mansa, Kato y Godoy (1995) estimaron que las condiciones físicas del evento de facies de esquistos verdes, alcanzaron temperaturas del orden de 300 a  $400^{\circ}\text{C}$  y presiones de 3 a 4 kbar. Para el área de En los Pabilos se tienen bloques exóticos o tectónicos de esquistos azul-anfibolita ricos en granate donde la asociación de minerales de esquistos azules (anfíbolos sódicos + epidota) reemplaza a la asociación de minerales de anfíbolitas y posibles Eclogitas (Kato y Godoy, 1995). Dicho reemplazo indica una presión máxima a gran profundidad de enterramiento y un camino retrógrado con alto gradiente P/T, que involucra una importante hidratación reflejada en el cambio mineralógico y el paso, de una textura cataclástica en anfíbolitas, a una textura de esquistos de grano fino con esquistosidad de flujo en los esquistos azules. Los reemplazos mineralógicos más importante de la facies anfíbolita por la facies esquistos azules, desarrollados durante esta trayectoria en el campo P/T son los siguientes:

- **Anfíbolos pargasíticos aluminosos:** reemplazadas por anfíbola sódica, granate, clorita y mica blanca con actinolita en bordes de reacción intermedios entre anfíbolos sódicos y aluminosos.
- **Rutilo:** reemplazado por titanita
- **Magnetita:** reemplazado por hematita
- **Granates ricos en almandino:** reemplazado por clorita
- **Plagioclasa:** reemplazado por albita y epidota (poco común)

Para el área de Los Pabilos la composición y las razones de Fe/Mg de anfíbolos cálcicos (actinolita) en esquistos máficos coexistentes con clorita son consistentes con bajas temperaturas de la facie de esquistos verdes (Kato, 1985). Además Kato y Godoy (1995) aplican el geobarómetro de anfíbola cálcica de Brown (1977) en los esquistos máficos en base a la asociación actinolita + albita + clorita + magnetita obteniendo presiones entre 2,0 a 5,5 kbars. También aplican el geobarómetro de anfíbola sódica para los esquistos azules, en base a los estudios experimentales de Maruyama *et al.* (1986), sobre la transición de esquisto azul – esquisto verde, obteniendo rangos de presión entre 6,8 a 7,5 kbar. Además la ausencia de anfíbolos sódicos en los esquistos máficos regionales indica condiciones de presión que no exceden los 4 kbar, para fase retrógrada del grado metamórfico de esquistos verdes. La presencia de micas blancas que tienden a ser fengíticas (Si = 6,6 a 6,9) en el Complejo Corral sugieren elevadas presiones y bajas temperaturas (Kato y Godoy, 1995; Velde, 1967).

Según Kato y Godoy (1995) la reconstrucción de los caminos P/T de progrado para la Unidad Corral es difícil debido a la superposición de los estados metamórficos tardíos. Para el sector de Los Pabilos la principal evidencia para la construcción de caminos de progrado consiste en la escasa presencia de hornblendas relictas en esquistos máficos y similar a las presentes en anfíbolitas, además de la evidencia composicional que indica que el bloque tectónico podría haber derivado de basaltos de almohadilla presentes en los esquistos máficos o más probablemente de corteza oceánica subyacente a arcos volcánicos. Una forma de explicar caminos diferentes en el campo P/T, para rocas que están hoy en la misma localidad, consiste en que el actual bloque con esquistos azules – anfíbolitas haya sido generado a partir de un fragmento de corteza oceánica que fue separado y subductado a profundidades importantes, donde la facies esquistos azules se superimpuso a la facies anfíbolitas. Posteriormente un proceso de serpentización del material del manto, posiblemente relacionado a la deshidratación de la anfíbolita, podría haber transportado estos bloques tectónicos densos a altos niveles corticales, resultando así una inversión relativa en la posición de los bloques tectónicos de esquisto azul – anfíbolita respecto al resto de Complejo Metamórfico de esquistos verdes (*in situ*) (Kato y Godoy, 1995).

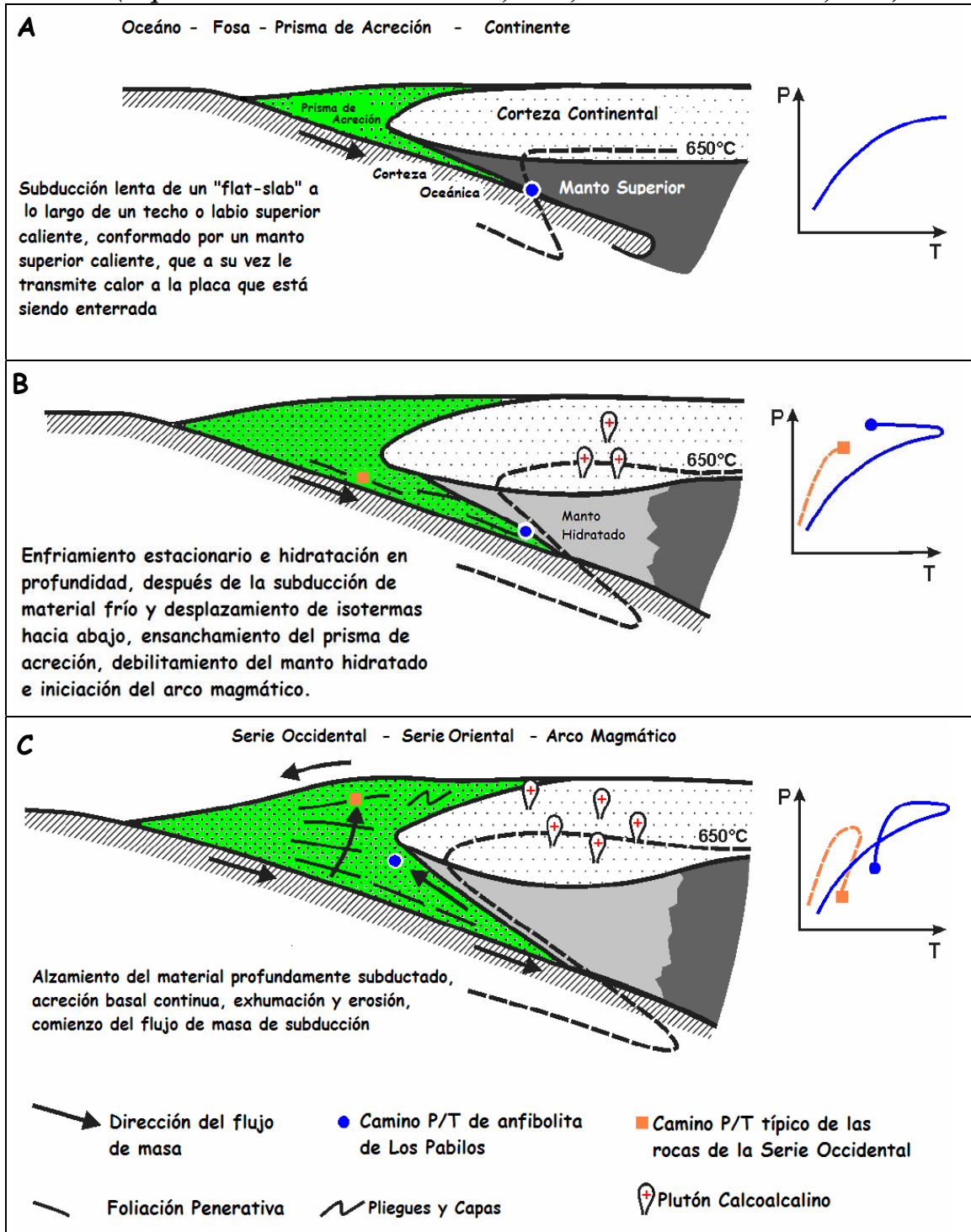
En muestras del área de Los Pabilos se desarrolló un estudio geotermobarométrico (Willner *et al.*, 2004) en minerales de anfíbolita de granate, con facie de esquistos azules superimpresa obteniendo un peak de las condiciones metamórficas con 600-764 °C y 11-16,5 kbar y un camino P/T antihorario que contrasta con el usual camino P/T de las rocas de la Serie Occidental. Para Bahía Mansa el camino metamórfico predominante es en sentido horario, en condiciones de facies esquistos verdes con un peak de condiciones P/T de 300-370°C y 6-8 kbar, y con un camino retrógrado caracterizado por descompresión hasta los 2 kbar, temperaturas de enfriamiento alguna menores que 300°C, con influjo de fluidos externos y cristalización libre de stress en la fase retrograda. En base a las etapas de los caminos metamórficos P/T antihorario, para el caso de Los Pabilos, Willner *et al.*, 2004, y Glodny *et al.*, 2002 proponen los siguientes procesos, ocurridos en el complejo de acreción-subducción (**Figura 6**):

- **Camino progrado inicial:** El metamorfismo empieza con un enterramiento en condiciones de gradiente geotermal de alrededor de 15°C/km, abierto hacia la parte de alta presión de la facie de esquistos verdes, y pasando desde la alta presión en la facie de esquistos verdes hacia un estado transiente desarrollado en la facie de anfíbolita con albita-epidota, caracterizada por granates gruesos, hornblenda y epidota. Estas condiciones metamórficas coinciden con las condiciones imperantes en un canal de subducción (**Figura 6**).

- **Estado I:** Corresponde a un peak de las condiciones metamórficas con 600-764 °C y 11-16,5 kbar en el cual la facie de anfibolita sufre un proceso transicional a una facie de eclogitas. El gradiente termal es aproximadamente el mismo desde el inicio del camino de progrado hasta el estado I y esta condición calza con lo que experimentaría material subductado tempranamente, profundamente en el canal de subducción y que fuese calentado en contacto con el manto ubicado en la pared colgante del canal de subducción. El manto, durante la subducción temprana y el estado I, aún no ha sido afectado en su temperatura, por su interacción con el material subductado, así que está en condiciones de máxima temperatura y aporta el calor suficiente para que las isothermas den el alto gradiente geotérmico de alrededor de 15°C/km. Además las condiciones de presión registradas para el estado I son las más altas obtenidas para el metamorfismo en el complejo acrecionario (*Figura 6*).
- **Estado II:** El peak alcanzado en el estado I fue sobreimpreso, durante una infiltración de fluido externo, por una facie de esquisto azul – epidota con condiciones de 350-500°C y 10-14 kbar que corresponde al estado II, evidenciada por sobrecrecimiento de galucofano en hornblenda, titanita en rutilo y reemplazo parcial de granate por clorita y fengita, todo lo cual sugiere un enfriamiento aproximadamente isobárico. El crecimiento del conjunto característico de la facie de esquistos azules involucra el influjo de fluidos acuosos externos y como toda la matriz de mica blanca creció durante este estado, entonces un metasomatismo potásico podría haber estado involucrado en la infiltración de fluidos. Esta condición se puede explicar por la acreción tardía de material, el cual se deshidrata en el proceso, liberando el agua que causa la hidratación y enfriamiento del material acrecionado tempranamente y del manto circundante (*Figura 6*).
- **Camino retrógrado final:** El influjo de fluidos externos, desde las zonas profundas del canal de subducción hacia la base del prisma y hacia el manto, causa sucesivos reequilibrios locales y particularmente crecimientos locales de clorita y mica blanca. Un proceso de descompresión se manifiesta por estados de equilibrio retrógrado localizados bajando a condiciones de 300°C, 5 kbar. La evolución retrógrada es idéntica en las anfibolitas de granate y en los micaesquistos de granate. Esta etapa, también relacionada a condiciones reológicas, se debe a una exhumación efectiva del material tempranamente subductado, ya que es transportado desde la base del prisma hacia los niveles superiores del prisma por un proceso de flujo de masa. Este proceso de ascenso se produce en un ambiente de enfriamiento, con respecto a las condiciones de enterramiento temprano, ya que el gradiente geotérmico, en este proceso de exhumación, es de alrededor de 10-15°C/km y por lo tanto menor que el gradiente previo en el enterramiento temprano (15°C/km) (*Figura 6*).

Aplicando el geobarómetro de fengita en metapelitas de Queule y Pichilemu se ha obtenido una presión máxima de 7 a 8 kb para temperaturas estimadas entre 300 y 400 °C (Massonne *et al.*, 1996; Martin *et al.*, (1999), que representaría el evento metamórfico previo de alta P-baja T, en la facies esquistos azules. Condiciones de metamorfismo a partir de análisis multivariadas en cóticulas de Bahía Mansa indican un peak de 270–370°C, 6–8 kbar, seguido de un camino P/T retrógrado marcado por descompresión de hasta 2 kbar y temperaturas menores que 300°C, con influjo de fluidos externos y cristalización libre de estrés en la fase retrograda (Willner *et al.*, 2001). La aparición de ferriwinchita, ferribarroisita y fengita en cóticulas y metabasitas marcan la transición de la facie de esquistos verdes a la facies esquisto azul - epidota (Willner *et al.*, 2001).

**Figura 6:** Los esquemas A), B) y C) ilustran las etapas sucesivas de la evolución del Complejo de Acreción – Subducción, propuestas por Willner et al. (2004), para la génesis de la Serie Occidental y Oriental, así como del Arco Magmático. Las etapas correspondieron a: acumulación de sedimentos en paleocuevas (388 Ma, 369 Ma, 275-310 Ma) y formación inicial del prisma; subducción temprana profunda, hidratación profunda y descenso de las isothermas (320-300 Ma); iniciación del Arco Magmático (300-310 Ma); acreción basal en el prisma y flujo de masa continuo, tanto en la subducción como en el prisma activo hasta el Triásico (esquema extraído de Willner et al., 2004; datos de Duhart et al., 2001).



Resultados comparables, en las condiciones metamórficas, a los obtenidos para el CMBM también se han obtenido en estudio de rocas de la Serie Occidental más al norte entre las latitudes 34°S-35°30'S, con peaks de condiciones P/T de 380–420°C y 7,0–9,3 kbar, 350–400°C y 7–11 kbar, 350–385°C y 9,5–10,7 kbar, 390–440°C y 9,6–14,7 kbar, además de condiciones retrógradas de 3-4 kbar y 300-380°C (Willner, 2005; Willner *et al.*, 2006), todo lo cual indica condiciones de un proceso de acreción basal y flujo de masa en el prisma de acreción del centro de Chile comparable a los procesos que dieron origen al CMBM.

Durante el desarrollo de este trabajo se realizaron hallazgos mineralógicos en el área de Queule, tales como la presencia de zussmanita, cymrita y fengitas, procediendo a publicar la ocurrencia de estos minerales (Muñoz *et al.*, 1997; Massonne *et al.*, 1998; Muñoz y Hervé, 2000; Muñoz, 2000) ya que aportan evidencias para la facies esquistos azules en el proceso metamórfico que afectó al basamento, especialmente en el caso de zussmanita mineral indicador de condiciones de alta P baja T. Los resultados analíticos, de la composición química de estos minerales, se exponen en detalle en este trabajo. Los antecedentes bibliográficos de que se dispone para interpretar la ocurrencia y significado de estos minerales están incorporados en el capítulo de estimación de condiciones del metamorfismo, dado que es importante tenerlos a la vista para interpretar dichos resultados.

Hufmann (2003), obtuvo condiciones de metamorfismo de alta presión y baja temperatura para la Serie Occidental en la Isla de Chiloé, asociadas a un complejo de subducción donde bloques aislados estructuralmente fueron transportados a profundidades entre 23 km y 33 km y con temperaturas máximas de 450°C pasando a formar parte del prisma de acreción hoy expuesto

En base las condiciones del metamorfismo presentadas para el CMBM de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico (Kato y Godoy, 1995; Massonne *et al.*, 1998; Muñoz y Hervé, 2000; Duhart *et al.*, 2001; Willner *et al.*, 2001; Willner, 2005; Willner *et al.*, 2006) se identifican al menos dos eventos metamórficos, el primero (D1) desarrollado en condiciones de alta presión, asociado a la subducción profunda y temprana y a acreción basal, donde pueden estar presentes las facies epidota- anfibolita, eclogita y esquistos azules, y el segundo evento (D2) que es desarrollado predominantemente en la facies esquistos verdes y asociado a condiciones de subducción a menor profundidad y temperatura y al metamorfismo en el prisma (*Figura 6*).

#### **2.1.4 Características geoquímicas, posible protolito y condiciones tectónicas**

Según Hervé *et al.* (1984), la razón Sr87/Sr86 es  $0,7124 \pm 0,0007$  para las metamorfitas de Tanumé en la Serie Oriental, lo cual es coherente con una proveniencia de material cortical reciclado como el que se espera encontrar en una secuencia clástica depositada en una cuenca de antearco. Mientras que la razón Sr87/Sr86 es  $0,7060 \pm 0,0005$  para las metamorfitas de Pichilemu de la Serie Occidental, lo cual es coherente con una naturaleza volcánica oceánica para su protolito y compatible con la idea de que corresponden a secuencias oceánicas acrecionadas. En la Serie Occidental es posible encontrar metabasaltos ampliamente distribuidos como esquistos verdes que en algunos casos mantienen preservados su estructura original de basaltos almohadillados (Hervé, 1988) y los estudios geoquímicos de estos esquistos verdes indican características similares a las de basaltos oceánicos modernos.

Vivallo *et al.* (1988b), en estudios de la Serie Occidental en Bahía Mansa al sur de la Hoja Queule señalan que las características químicas de esquistos micáceos grises indican que su

protolito corresponde a rocas pelíticas y psamíticas, no calcáreas y probablemente derivadas de una fuente de composición granítica. Además las razones  $MnO/TiO_2$  y  $Co/TiO_2$  indican que este protolito sedimentario fue acumulado en una posición relativamente próxima a la fuente de origen de material clástico. Según Vivallo *et al.* (1988a) el contenido de Ti, Y, Zr, Cr y tierras raras de esquistos verdes es comparable con basaltos formados en un ambiente de dorsal oceánica anormal o con basaltos depositados en cuencas marginales. Sugieren por lo tanto una posible cuenca marginal como el ambiente tectónico más probable en que se habrían depositado las rocas de la Serie Occidental en Bahía Mansa.

Estudios de Sm-Nd en muestras del Basamento Metamórfico en Donguil, aproximadamente a 50 Km al noreste de la Hoja Queule, indicaron parámetros cercanos a los valores representativos de basaltos oceánicos generados en una dorsal, lo cual es coherente con la estructura original de basaltos en almohadilla preservada en Donguil (Hervé *et al.*, 1990). En una muestra de esquistos grises de Pirén se obtuvo una alta concentración en elementos de tierras raras con fuerte enriquecimiento en elementos livianos de tierras raras (Nd: 22 veces la norma en condrito); así como enriquecimiento en Nd no radiogénico, lo cual señala un aporte de origen continental al protolito (Hervé *et al.*, 1990),.

Alfaro y Collao (1990) presentan análisis de tierras raras en esquistos verdes de Pirén con valores  $La/Lu=0,71$  y  $Eu(\text{muestra})/Eu(\text{condrito})=0,90$ , lo cual señala un enriquecimiento en tierras raras pesadas y una anomalía negativa de Eu para este tipo de esquistos.

Por su parte, Schira (1991) estableció un ámbito de cuenca marginal ensiálica madura para la ofiolita de la Cordillera de la Costa.

Kato y Godoy (1995) señalan que en metabasaltos de almohadilla la razón  $Fe/Mg$  es más alta que en rocas metavolcanoclásticas máficas, lo cual es coherente con una mayor abundancia de magnetita en los metabasaltos de almohadilla. Además los metabasaltos de almohadilla de afinidad toleítica exhiben un perfil normalizado en Tierras Raras enriquecido en LREE, indicando como posible protolito basaltos de dorsal oceánica enriquecidos (E-MORB) o basaltos de arcos de isla primitivos. Los bloques de esquistos azules – anfíbolita muestran menor variación composicional que los esquistos máficos in situ y muestran razones ligeramente mayores de  $FeO/MgO$  y perfiles planos de REE compatibles parentalmente con Toleítas.

Alfaro *et al.* (1994) propusieron que los cuerpos de rocas ultramáficas corresponden a una franja de sutura de un bloque alóctono de rocas afines a una derivación desde toleítas y materiales de fondo oceánico.

La composición química de las rocas metasedimentarias indica que su protolito corresponde a rocas pelíticas y psamíticas, no calcáreas, con materiales detríticos provenientes de la erosión de corteza continental, que incluye fuentes de composición granítica (Díaz *et al.*, 1988). La composición química de los esquistos máficos del CMBM señala que sus protolitos fueron rocas basálticas de afinidad toleítica y alcalina (Díaz *et al.*, 1988; Crignola *et al.*, 1997).

En el área de La Cabaña se tienen serpentinitas con escasas cromitas que preservan su composición original, con un mínimo grado de alteración, y que han sido utilizadas como indicadores petrotectónicos de manera que sus valores de 'número de cromo' ( $\#Cr=Cr/(Cr+Al)$ ) entre 0,65 y 0,90, de 'número de magnesio' ( $\#Mg=(Mg/(Mg+Fe^{+2}))$ ) entre 0,40 y 0,70, indican un

ámbito de arco de islas para el emplazamiento de las peridotitas en que están incluidas (Barra *et al.*, 1998).

Collao y Alfaro (2000) presentan un resultado promedio de  $\delta^{34}\text{S}$  para los sulfuros macizos, desde Tirúa a Pirén, que es coherente con una formación a partir de fuentes magmáticas en un ambiente volcanogénico submarino. El resultado de isótopos de azufre indican una fuente de carácter magmático e hidrotermal para la mineralización de estos sulfuros macizos, que habría estado cercana a los sulfuros en el caso de Casa de Piedra y Hueñaliben, mientras que dicha fuente habría estado localizada más distal en el caso de Tirúa y Pirén (Collao y Alfaro, 2000).

Según Duhart *et al.* (2001), el protolito de los esquistos máficos de afinidad toleítica ha sido interpretado, mayoritariamente, como basaltos de dorsales oceánicas normales (N-MORB), mientras que aquellos de afinidad alcalina y calcoalcalina les correspondería un protolito formado en un ambiente arco-trasarco. Lo anterior sugiere acreción al margen sur-occidental de Gondwana de fragmentos de corteza generada en diferentes ambientes tectónicos.

La razones isotópicas de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtenidas para muestras de esquistos máficos del CMBM muestran una variación que sugiere fraccionamiento de la razón Sm/Nd durante el proceso metamórfico que afectó a estas rocas, impidiendo el cálculo de edades modelo (Duhart *et al.*, 2001). Sin embargo, si se considera que este fraccionamiento ocurrió alrededor de los 220-240 Ma, rango más restringido para el evento de deformación y metamorfismo principal (D2) en la facies de esquistos verdes, se puede calcular una edad modelo asumiendo dos etapas en la evolución isotópica del Nd, un primer estado desde la diferenciación del manto hasta los 220 Ma y un segundo estado desde los 220 Ma hasta el presente. Asumiendo estas dos etapas, las edades modelos varían desde los 300 a los 500 Ma, intervalo que puede ser interpretado como una época de probable diferenciación mantélica de los magmas máficos-ultramáficos (Duhart *et al.*, 2001).

Los valores de las razones isotópicas actuales de Sr se ubican en el rango 0,70294 y 0,71065 y se asocian con una menor variación de los valores de las razones isotópicas actuales de Nd, lo cual refleja, probablemente, las modificaciones al sistema isotópico de Sr impuestas por el metamorfismo. En el estudio de una muestra se tiene el valor más bajo actual de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y un valor alto actual de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $e\text{Nd}(0)=9,34$ ) lo cual ubicaría sus razones isotópicas de Sr y Nd, tanto actuales como iniciales, dentro del campo del arreglo del manto (Duhart *et al.*, 2001).

Los valores iniciales de  $e\text{Nd}(T)$ , calculados para los esquistos máficos a los 220 Ma, edad promedia estimada para el metamorfismo en la facies de esquistos verdes, varían entre +8,85 y +6,04, mientras que para los 320 Ma, edad estimada para el evento de deformación y metamorfismo en la facies de esquistos azules, varían entre +8,62 y +5,59. En ambos casos, los valores  $e\text{Nd}(T)$  indican claramente una fuente mantélica, posiblemente con composición similar a un manto empobrecido (Duhart *et al.*, 2001). Una conclusión similar se obtuvo para metabasaltos de Donguil, reconocidos aproximadamente a los 39°S, al oeste de Gorbea (Hervé *et al.*, 1990).

Muy localmente han sido descritas rocas cuyo protolito se interpretó como metaignimbritas intercaladas en esquistos pelíticos (Söllner *et al.*, 2000) y diques félsicos e intrusivos traquíticos (Duhart, 1999).



Estudios en la Isla de Chiloé señalan la presencia de basaltos y andesitas de composiciones toleíticas y calcoalcalinas (Hufmann y Massonne, 2000). Según Hufmann (2003), el análisis geoquímico de estudios petrogenéticos en muestras de Chiloé indicó la presencia de rocas clasificables como MORB, salvo en el caso de dos muestras, un caso de roca característica de arcos de islas y otro de margen continental destructivo. Estos dos últimos resultados provienen de 2 muestras de esquistos verdes, las cuales han sido interpretadas como formadas a partir de rocas volcánica. Su contenido de REE está enriquecido aproximadamente 10 veces que el usual indicador de MORB, y sus anomalías distintivas de Nb, Pb y P en el diagrama multielemento conducen, según Hufmann (2003), a la conclusión de que en la fuente magmática fueron asimilados sedimentos y esto indicaría su afinidad con un arco de islas volcánico. Dado que los basaltos de cuencas de tras arco reúnen ambas características, correspondientes a Arco Volcánico y MORB, Hufmann (2003) interpreta dichas muestras como basaltos de cuencas de trasarco, asociado a un arco de islas.

En base a los antecedentes aquí expuestos (Hervé *et al.*, 1984, 1990; Hervé, 1988; Vivallo *et al.*, 1988a, 1988b; Alfaro y Collao, 1990; Schira, 1991; Kato y Godoy, 1995; Barra *et al.*, 1998; Duhart, 1999; Collao y Alfaro, 2000; Hufmann y Massonne, 2000; Söllner *et al.*, 2000; Duhart *et al.*, 2001; Hufmann, 2003), es posible resumir que el protolito de las rocas del CMBM de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico corresponde a rocas sedimentarias pelíticas a semipelíticas y volcánicas basálticas de afinidad toleítica (N-MORB), alcalina y calcoalcalina que generalmente se les ha asignado a basaltos de dorsal oceánica y en algunos casos han sido interpretadas como asociadas a arcos de islas. También se encuentran en el basamento cuerpos de sulfuros macizos, asociados genéticamente a actividad hidrotermal submarina, y serpentinitas cromíferas asociadas a metadunitas. Esta variedad de rocas fueron afectadas por un proceso de subducción e incorporación a un prisma de acreción. Además hay evidencias locales de metaignimbritas y diques félsicos.

### 2.1.5 Geocronología y historia geológica

Los estudios geocronológicos de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico indican diversas edades que van desde las más jóvenes en el Cretácico, a partir de datación en intrusivos alojados en el Basamento Metamórfico, hasta edades más antiguas del Devónico en zircones de los metasedimentos. Un conjunto de edades intermedias, entre el Devónico y Cretácico se han obtenido por cierre de los sistemas K-Ar y  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  en los eventos metamórficos que dieron origen al Basamento Metamórfico.

En los estudios geocronológicos previos en el Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa (Hervé, 1988; Hervé *et al.*, 1977, 1984, 1990, 1998, 1999; Munizaga *et al.*, 1988; Kato y Godoy, 1995; Duhart *et al.*, 1997; Kato *et al.*, 1997; Duhart *et al.*, 1998, McDonough *et al.*, 1998; Duhart *et al.*, 2001) se han aplicado diversos métodos tales como los descritos a continuación:

- **Rb-Sr:** Las edades obtenidas por este método representan la rehomogenización del sistema ocurrida durante el metamorfismo. Se ha hecho análisis en esquistos resultando representativas, en algunos casos, del metamorfismo principal de alta presión y en otros de metamorfismos tardíos.
- **K-Ar:** Las edades obtenidas por este método se consideran edades de enfriamiento a las temperaturas de cierre de Ar en los minerales analizados y son representativas del evento

metamórfico asociado a los minerales analizados. Se han hecho análisis en muscovita de rocas metasedimentarias, en mica blanca de esquistos azules, en roca total de esquistos máficos, en muscovita de felsita y en plagioclasa de la traquita. Los resultados en muscovita de rocas metasedimentarias se han considerado como representativos del metamorfismo a la facies de esquistos verdes, que es posterior al de alta presión. Los análisis en mica blanca de esquistos azules se les considera como representativos de la edad de ocurrencia de la facies esquistos azules.

- **40Ar/39Ar:** Las edades obtenidas por este método se consideran como edades de enfriamiento, a las temperaturas de cierre de Ar, en los minerales analizados y, representativas del evento metamórfico asociados a dichos minerales. Se han hecho análisis en muscovita de esquistos pelíticos, en muscovita de la felsita, en hornblenda de esquistos máficos, en biotita de esquistos pelíticos y en sanidina de traquita. Los resultados en esquistos pelíticos se consideran representativos de las últimas etapas de enfriamiento.
- **U-Pb:** Se han hecho análisis en zircones detríticos, incorporados a los metasedimentos, y en zircones de rocas ígneas. Los resultados en zircones detríticos son indicativos de la edad de una parte de las rocas fuentes de los sedimentos y además la edad de la fracción más joven se interpreta como la edad máxima de deposición, de estos sedimentos, que en algunos casos señalan procesos sedimentarios coetáneos con algunos de los procesos metamórficos. Las edades U-Pb efectuadas en zircones separados de rocas ígneas se interpretan como la edad de cristalización de la roca, o de la incorporación de zircones detríticos desde la roca de caja al magma ascendente, si así corresponde.

Hervé *et al.* (1984), en estudios de edades Rb-Sr de los cinturones metamórficos pareados de Chile Central, a 600 km. al norte de Valdivia, obtienen una edad de  $347\pm 32$  Ma para las metamorfitas de Tanumé, correspondientes a la Serie Oriental, y  $311\pm 10$  Ma para las metamorfitas de Pichilemu correspondientes a la Serie Occidental.

Hervé *et al.* (1990), en estudios geocronológicos en esquistos verdes y esquistos grises de Pirén, con el método de Rb-Sr obtienen dos edades para las rocas de esta zona, la más antigua  $313\pm 13$  Ma, y la más reciente  $133\pm 31$  Ma, por ello la deformación del protolito se asigna al Carbonífero con un último proceso metamórfico en el Mesozoico. Esto es coherente con estudios similares en rocas metamórficas de la Serie Occidental ubicadas en Mina Vieja Tirúa con  $313\pm 7$  Ma, Casa de Piedra con  $331\pm 29$  Ma y posible rejuvenecimiento a  $163\pm 33$  Ma, y Donguil con  $177\pm 32$  Ma.

Kato y Godoy (1995), obtienen una edad de  $304\pm 9$  Ma, por método K-Ar en mica blanca en uno de los bloques de esquistos azules de Los Pabilos, que resulta comparable con las edades obtenidas por Munizaga *et al.* (1998) por el método de Rb-Sr en esquistos de cuarzo mica y correspondientes a  $309\pm 88$  Ma en muestras de Mehuin ( $39,5^{\circ}\text{S}$ ) y  $280\pm 46$  Ma en muestras de Bahía Mansa ( $40,5^{\circ}\text{S}$ ). Según Duhart *et al.* (2001), estas edades correspondientes al Carbonífero Tardío están asociadas al evento metamórfico deformativo (D1), que daría paso al siguiente evento deformativo (D2) que culminaría con la acreción de la Unidad Corral, del CMBM, al margen de Gondwana durante el Pérmico al Triásico Medio en base a una edad K-Ar de  $231\pm 4$  Ma obtenida en muestras de Mehuin por Munizaga *et al.* (1988) y que ha sido interpretada como una edad de enfriamiento final. Subsecuentemente a este evento los vectores relativos de convergencia de placas se habrían reorientado conduciendo a una diferente configuración en el margen continental (Kato, 1985).

Según McDonough *et al.* (1998), el metamorfismo y deformación que afectó al Complejo Metamórfico Bahía Mansa ocurrió desde el Mississipiano tardío hasta el Triásico Tardío en base a las edades de cierre de los sistemas K-Ar, Ar-Ar y Rb-Sr que se han obtenido en muestras del Complejo (Munizaga *et al.*, 1998; Duhart *et al.*, 1997; Kato *et al.*, 1997).

Söllner *et al.* (2000), obtuvieron dos isócronas Rb-Sr de una metaignimbrita reconocida en las proximidades de la localidad de Parga. La edad de  $244 \pm 7$  Ma, obtenida en minerales (clorita-feldespatos potásico-granate), fue considerada como indicativa de la edad del metamorfismo en la facies de esquistos verdes, mientras que la edad de  $295 \pm 8$  Ma, obtenida en biotita-roca total, representaría la edad de su extrusión.

Según Duhart *et al.* (2001), la edad de la deformación dúctil y penetrativa (D2) que afecta al CMBM, en particular el desarrollo de foliación (S2), al igual que la lineación de estiramiento y la foliación milonítica, con el consecuente desarrollo de zonas de corrimiento, se obtiene a partir de edades de enfriamiento K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  principalmente en muscovitas de esquistos pelíticos. Dado que la temperatura alcanzada durante este evento metamórfico (D2), desarrollado en la facies de esquistos verdes, es de  $300\text{-}400^\circ\text{C}$  y la temperatura de cierre de Ar en muscovita es de  $300 \pm 50^\circ\text{C}$ , entonces las edades K-Ar y  $40\text{Ar}/30\text{Ar}$  representan la edad de este evento y considerando que la temperatura alcanzada es ligeramente superior a la de cierre, se pueden interpretar como edades de enfriamiento muy cercanas a la edad del máximo metamorfismo. Así las edades de enfriamiento  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  y K-Ar en minerales indican que la deformación y metamorfismo predominante desarrollado en la facie de esquistos verdes ocurrió durante el Pérmico-Triásico, en el lapso  $260\text{-}220$  Ma, aunque la mayoría de ellas define el rango más restringido  $240\text{-}220$  Ma. Por otro lado las edades K-Ar obtenidas en roca total de esquistos máficos constituyen sólo una estimación de la edad del evento metamórfico e indican un promedio de las edades de enfriamiento de los minerales, por lo que algunas de ellas coinciden con el rango de las edades K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en muscovita de esquistos pelíticos (Duhart *et al.*, 2001).

El evento metamórfico de alta presión-baja temperatura (D1), desarrollado en la facie de esquistos azules ocurrió probablemente durante el Carbonífero Superior, en el lapso  $320\text{-}300$  Ma (Duhart *et al.*, 2001), en base a las edades de enfriamiento en los sistemas K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en muscovitas provenientes de bloques de esquistos azules (Kato y Godoy, 1995). Inicialmente, isócronas Rb-Sr en roca total dieron edades entre  $300$  y  $330$  Ma para esquistos pelíticos y máficos, expuestos en las cercanías de los  $39^\circ$  S, las cuales fueron interpretadas como representativas de la edad del evento metamórfico (D2) de bajo grado (Hervé *et al.*, 1990), sin embargo estas edades corresponden más bien a la edad del evento metamórfico de alta presión (D1). Errorcronas Rb-Sr, en rocas similares a las anteriores, en las localidades de Mehuín y Bahía Mansa, dieron valores de  $309$  y  $280$  Ma, interpretados como la edad del metamorfismo (Munizaga *et al.*, 1988), sin embargo, estas errorcronas podrían indicar que este sistema isotópico experimentó, probablemente, perturbaciones y las edades representarían un promedio de los eventos metamórficos (D1) y (D2) registrados en las rocas.

Una edad U-Pb en zircones de  $396$  Ma obtenida en un cuerpo traquítico, que intruye a esquistos máficos, señala la edad de cristalización de este cuerpo y establece una edad mínima Devónico Inferior para los esquistos máficos en los cuales se emplaza. (Duhart *et al.*, 2001). Lo anterior es apoyado por los datos de geoquímica isotópica, que indican un rango de edad de entre  $300\text{-}500$

Ma para la diferenciación mantélica de los magmas máficos a ultramáficos. Lo anterior sugiere que los componentes metavolcánicos y, posiblemente, los cuerpos máficos y ultramáficos del CMBM pueden ser más antiguos que los componentes metasedimentarios del mismo complejo.

Según Duhart *et al.* (2001) un análisis de las edades K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  evidencia tendencia con edades más antiguas hacia el norte. De modo que al sur de Hueyusca ( $41^{\circ}15'S$ ) se han obtenido las edades más jóvenes de 215-230 Ma, mientras que más al norte, en el sector Bahía Mansa-Valdivia, las edades son más antiguas de 230- 260 Ma. Estos resultados permiten proponer que la parte sur representa niveles estructurales más profundos que aquellos de la parte N con edades más antiguas, lo cual se relacionaría a una exhumación y exposición progresiva del CMBM hacia el sur, ocurrida en el lapso Pérmico-Triásico. Además hacia el S otros complejos metamórficos habrían evolucionado en el Triásico-Jurásico y en el Jurásico-Cretácico, lo cual implica un diacronismo en la acreción en el borde continental de Gondwana y Sudamérica (Duhart *et al.*, 2001).

Glodny *et al.* (2002) reportan edades de minerales a partir de datos de isocronas Rb-Sr obtenidas para la principal deformación penetrativa en las rocas del complejo, en el rango entre 250 y 230 Ma, con una tendencia al rejuvenecimiento hacia el sur. Martin *et al.* (1999) sugieren que el peak metamórfico de la alta P/T, en la Serie Occidental, ocurre entre los 328 y 304 Ma, siendo seguido por una completa retrogresión a edades menores que 275 Ma. Para el área de Valdivia el metamorfismo de progrado comienza a los 250 Ma (Glodny *et al.*, 2002) y fue inmediatamente seguido de una deformación milonítica entre 250-245 Ma a 8,5 kbar. Zonas de cizalle semidúctil se desarrollaron 10 Ma después a los aproximadamente 237 Ma a 7 kbar. Fisuras de tensión se formaron 30 Ma de años después de la deformación milonítica a los aproximadamente 215 Ma a 3 kbar, a esta edad también cesa la acreción basal para el área de Valdivia. Las diferentes edades para la deformación milonítica según latitud indican una edad más joven de norte a sur, lo que se puede interpretar como una propagación hacia el sur del sistema acrecionario. Se tiene un patrón similar para las edades de fisuras de tensión (Glodny *et al.*, 2002).

Concentrados de minerales de 2 muestras de Los Pabilos fueron analizados por el método de dilución isotópica Rb-Sr en minerales, obteniendo estados de equilibrio retrógrado, que fueron datados a través de las isócronas con  $305,3 \pm 3,2$  Ma para la facie de esquistos azul – epidota, en una anfibolita de granate correspondiente a 350-500°C y 10-14 kbar (Willner *et al.*, 2004, Glodny *et al.*, 2002); también se obtuvo una edad levemente más joven, de  $296,6 \pm 4,7$  Ma, en un micaesquistos de granate adyacente a la muestra anterior. Estas son las edades más antiguas registradas en el prisma fósil a estas latitudes. Este bloque de esquistos azules provee de importantes marcadores de tiempo para los primeros comienzos de los procesos de circulación de masa en el prisma de acreción ya que dicha circulación de masa habría comenzado en el Carbonífero Tardío y duró por cerca de 100 Ma hasta el Triásico Tardío (Willner *et al.*, 2004; Glodny *et al.*, 2002). Dataciones de el plutón Chaihuin, emplazado en el complejo, indican una edad de emplazamiento de 86 a 91 Ma y una profundidad de emplazamiento de 3 km, según barometría en hornblenda en muestras del plutón (Glodny *et al.*, 2002), por lo tanto la denudación total, del complejo acrecionario, desde el Cretácico no fue más que de unos pocos kilómetros, y según antecedentes provenientes de estudios de trazas de fisión en el Paleógeno Temprano la temperatura habría bajado de los 100°C, correspondientes a la temperatura de cierre de trazas de fisión (Gräfe *et al.*, 2002).

La experimentación análoga (Glodny *et al.*, 2002) sugiere que en condiciones de acreción frontal se verifica una acreción basal en el prisma, con un continuo flujo de masa en su interior. Esto se produce dado que el material erodado en la superficie del antearco del complejo y erodado en la región del arco, junto el material de la corteza oceánica, son transportados por el movimiento de la placa oceánica, hacia la fosa donde entran al canal de subducción. En el canal de subducción sufren un transporte tectónico en profundidad, deshidratación y metamorfismo de progrado paralelo a la imbricación de metasedimentos con litologías oceánicas de la placa inferior. A medida que se incrementa la sobrecarga, debido a la subducción continua y por lo tanto al enterramiento del material subductado, el material es intensamente deformado y basalmente acrecionado a la placa superior pasando a formar parte del prisma de acreción. Este proceso de acreción basal induce un duplex tectónico y consecuentemente alzamiento en el prisma, además de combamiento y extensión del material sobreyacente al material basal y previamente acrecionado. La erosión superficial, una vez expuesto el prisma, conduce finalmente a la exposición de las rocas metamórficas de alta P/T (Glodny *et al.*, 2002). Una condición reológica para que se produzca la acreción basal en el prisma, del material tempranamente subductado, es que se produzca una hidratación y una concomitante reducción de densidad en las peridotitas del manto en la pared colgante del canal de subducción; dicha hidratación pudo provenir de las metagrauvasas profundamente subductadas y que se habrían deshidratado aportando los fluidos necesarios para favorecer el proceso de hidratación del manto y acreción basal del material tempranamente subductado (Willner *et al.*, 2004). Este proceso de hidratación del manto además habría gatillado el ascenso de magma, hacia el arco, en los estados tempranos de la evolución de los cinturones metamórficos pareados (Willner *et al.*, 2004), lo cual es coherente con las edades obtenidas para el comienzo y los principales pulsos de magmatismo calcoalcalino relacionado a subducción en el centro sur de Chile, con edades del Carbonífero Superior  $<316\pm 7$ Ma y estando la mayoría de ellas acotadas entre 300-310Ma (Beck *et al.*, 1991; Martin *et al.*, 1999), es decir edades cercanas a la obtenida para la facie de esquisto azul – epidota de  $305,3\pm 3,2$  Ma en las muestras de Los Pabilos y correspondientes a un evento de hidratación y enfriamiento isobárico de las mismas (Willner *et al.*, 2004).

Edades U-Pb en zircones detríticos del sector sur, en las localidades Guabún y El Mirador señalan edades máximas de deposición en el Devónico Medio con edades de 388 Ma y 369 Ma, mientras que para componentes metasedimentarios del sector centro norte del CMBM, en las áreas de Valdivia y Bahía Mansa, las dataciones U-Pb en zircones señalan el Carbonífero Superior-Pérmico con 275-310 Ma. (Duhart *et al.*, 2001), lo cual implica que el metamorfismo y deformación en la facies de esquistos azules, en el lapso 320-300 Ma, habría afectado sólo a las rocas con edades máximas de deposición más antiguas del Devónico Medio, verificándose al menos dos episodios de sedimentación y similar número de eventos de deformación y de metamorfismo, es decir que esto coincide con la datación de los eventos metamórficos (D1) y (D2). algunas rocas que constituyen el CMBM indican edades máximas de deposición durante el Pérmico y el Devónico, estas edades no restringen la edad de la totalidad del complejo costero (Duhart *et al.*, 2001).

Los zircones presentes en las rocas metasedimentarias habrían derivado desde fuentes magmáticas expuestas en áreas adyacentes originados en el interior de Gondwana, siendo eventuales candidatos los batolitos del Carbonífero-Pérmico, como por ejemplo los batolitos localizados hoy en Chile, Futrono-Riñihue (Campos *et al.*, 1998) y Nahuelbuta (Hervé *et al.*, 1976), el Granito La Pintada, y en Argentina (Dalla Salda *et al.*, 1994). La edad Carbonífero-Pérmico de las rocas fuentes de los zircones y la edad Pérmico-Triásico del evento metamórfico registrado en las rocas

metasedimentarias que contienen estos zircones, sugiere un tiempo geológico relativamente breve entre los procesos de emplazamiento-cristalización y la siguiente exposición-erosión de los intrusivos del Carbonífero-Pérmico (Duhart *et al.*, 2001) y su posterior sedimentación-metamorfismo, por lo que se plantea que ésta deposición se produjo probablemente en una cuenca sintectónica, al complejo de acreción-subducción, la cual fue rápidamente incorporada en el CMBM e inhumada tectónicamente. Los zircones devónicos fueron depositados antes que el evento metamórfico en la facies de esquistos azules (Duhart *et al.*, 2001) y su fuente puede corresponder en Chile a cuerpos intrusivos graníticos del Devónico tales como el reconocido en subsuperficie bajo la Depresión Central, en el cual se ha obtenido una edad de  $359,3 \pm 4,4$  Ma por el método Ar-Ar en hornblenda. Además, en las cercanías de Chaitén, se ha reportado una edad U-Pb en zircones de  $400 \pm 5$  Ma para un cuerpo gneísico. No se descarta la proveniencia de zircones desde fuentes graníticas devónicas más distales, ubicadas actualmente en territorio argentino, como el Granito Viuda de Gallo (Dalla Salda *et al.*, 1994).

La presencia de zircones detríticos con edades U-Pb concordantes, aún más antiguas que los anteriores, tanto en la parte norte del CMBM, con 410 Ma, como en la parte sur del CMBM con 415 y 422 Ma, evidencian fuentes de edades silúricas para el material detrítico de estos metasedimentos. Se ha identificado Granitoides del Silúrico en la Península Antártica (Harrison y Piercy, 1990), que podrían constituir parte de las rocas fuentes de éstos zircones, dado que en el Silúrico habrían ocupado una posición proximal a lo que actualmente corresponde al borde sur-occidental de Sudamérica. Zircones detríticos de la parte sur del CMBM, también con edades concordantes, han indicado edades de 468, 468 y 504 Ma además de 1.116 Ma, es decir zircones con edades del Ordovícico Medio que podrían provenir de granitoides del Ordovícico localizados actualmente en territorio argentino como Granitoides de Mamil Choique (Dalla Salda *et al.*, 1994) y en la Península Antártica (Harrison y Piercy, 1990), y también zircones del Proterozoico que representan rocas magmáticas con edades comparables a aquellas de la orogénesis Grenville. Los zircones de la metaignimbrita de Parga definen una línea de discordia, la intersección superior a los  $986 \pm 56$  Ma (Söllner *et al.*, 2000) que también señala una fuente de zircones de edad comparable con la anterior (Duhart *et al.*, 2001).

La asociación de rocas metasedimentarias, de protolito pelítico, semipelítico y arenoso, con esquistos máficos, de protolito volcánico con características geoquímicas de fondo oceánico, la presencia de estructuras tipo lavas almohadilladas y, localmente, de minerales indicativos de condiciones de alta presión, como anfíbolos azules y zussmanita, sugieren un complejo de acreción-subducción para el CMBM, tal como ha sido sugerido por Hervé (1988), el cual habría evolucionado entre el Devónico y el Triásico. En particular, la edad del metamorfismo en la facies de esquistos verdes y la interpretación dada para el CMBM indican un sistema de subducción activo durante el Triásico. Sin embargo, a esa latitud, se desconoce la presencia actual en Chile de la expresión de su arco magmático contemporáneo que probablemente está representado en Argentina, donde granitoides como la Formación Lipetrén y volcanitas de esta edad podrían representar remanentes de dicho arco (Duhart *et al.*, 2001).

Al sur del CMBM, entre los 45 y 47°S, la presencia de fósiles (Fang *et al.*, 1998), las edades de zircones detríticos y las edades del metamorfismo indican una evolución durante el Triásico-Jurásico para el denominado Complejo Metamórfico Los Chonos (Hervé *et al.*, 1998; Hervé y Fanning, 2001). Aún más al sur, a los 51°30'S, en el Complejo Metamórfico Diego de Almagro, zircones detríticos y edades de metamorfismo señalan una evolución entre el Jurásico y el Cretácico (Hervé *et al.*, 1999). Lo anterior indica diferencias de edad, tanto en los protolitos

como en las edades de deformación y metamorfismo, para distintos segmentos del Basamento Metamórfico del centro-sur de Chile. Esto sugiere un diacronismo de la acreción en el borde sur-occidental tanto de Gondwana como de Sudamérica, verificándose edades cada vez más jóvenes hacia el sur. Este diacronismo puede ser explicado según Hervé *et al.* (1998), siguiendo las propuestas de Bangs y Cande (1997) para el actual margen continental de Chile, en términos de las variaciones temporales del espesor de sedimentos en la fosa, donde se produce acreción solamente si hay abundantes sedimentos en ella (Duhart *et al.*, 2001).

Hufmann (2003), a partir de la interpretación de sus datos geoquímicos, propone la generación de basaltos con impronta de MORB y Arco Volcánico en un ambiente de tras arco, para parte del protolito del Complejo Metamórfico de la Isla de Chiloé, plantea el siguiente modelo para la historia geológica del basamento en la Isla de Chiloé:

- En tiempos pre-Devónicos fue construido un arco de islas oceánico con una cuenca de tras arco ubicados al oeste de Gondwana..
- La zona de subducción del arco de islas viajó directamente hacia el este colapsando y la actividad de extensión, en la cuenca del trasarco de islas, fue detenida.
- Desde del Devónico Tardío al Carbonífero, en el margen continental oeste de Gondwana, evolucionó una zona de subducción de rumbo NS y con corteza oceánica enterrándose hacia el este.
- Paralelamente a la subducción se depositaron sedimentos pelíticos que fueron transportados hacia el prisma de acreción por la placa oceánica.
- Parte del prisma de acreción fue subductado y experimentó condiciones de metamorfismo de alta P – baja T.
- Debido al proceso de subducción y la convergencia entre la corteza oceánica y continental, el arco de islas y la cuenca de trasarco previamente formadas al oeste de Gondwana, se acercaron el margen oeste de Gondwana.
- Desde el Pérmico Medio al Triásico Medio el terreno de arco de islas y cuenca de tras arco colisionó con Gondwana al llegar a la fosa.
- Partes del terreno fueron estructuralmente aislados e incorporados en el prisma de acreción.
- Desde el Triásico tardío al Jurásico Medio el terreno de arco de islas y cuenca de tras arco fue subductado.

Por lo tanto a modo de resumen de la información expuesta en los trabajos anteriores (Hervé, 1988; Hervé *et al.*, 1977, 1984, 1990, 1998, 1999; Munizaga *et al.*, 1988; Fang *et al.*, 1998; Kato y Godoy, 1995; Duhart *et al.*, 1997; Kato *et al.*, 1997; Duhart *et al.*, 1998, McDonough *et al.*, 1998; Martin *et al.*, 1999; Hervé y Fanning, 2001; Duhart *et al.*, 2001; Hufmann, 2003; Glodny *et al.*, 2004; Willner *et al.*, 2004; Augustsson *et al.*, 2006) se tiene que los aspectos más relevantes de la historia geológica del CMBM y por lo tanto de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico, son los siguientes. El CMBM habría evolucionado como un complejo de acreción-subducción, durante el lapso Devónico-Triásico, en el borde sur-occidental de Gondwana. Los actuales metasedimentos, o esquistos pelíticos, semipelíticos y metaarenitas, que se encuentran hoy en el basamento como esquistos cuarzo micáceos, en algunos casos con albita, se originaron a partir de sedimentos depositados en un cuencas que fueron incorporadas al CMBM e inhumadas tectónicamente. Los procesos de depositación de estos sedimentos se produjeron en el Devónico Medio con edades de 388 Ma y 369 Ma, y el Carbonífero Superior-Pérmico con edades de 275-310 Ma, es decir sintectónicas a una parte de los procesos metamórficos, con un aporte sedimentario proveniente de la erosión de rocas ígneas expuestas en áreas adyacentes al margen

suroccidental de Gondwana y correspondientes a intrusivos de edades Carbonífero-Pérmico, Devónico, Silúrico, Ordovícico y Proterozoico, de los cuales es posible localizar evidencias de su existencia en Chile, Argentina, la Península Antártica y el sur de África. Rocas volcánicas máficas de afinidad oceánica y con estructuras tipo lavas almohadilladas, con un rango de edad entre 300-500 Ma, acompañarían a los sedimentos en su proceso metamórfico en el complejo de acreción-subducción, pasando a conformar los actuales esquistos máficos o esquistos verdes. La composición geoquímica de estas rocas volcánicas indica variedades basálticas de afinidad toleítica (N-MORB), alcalina y calcoalcalina y han sido interpretadas como asociadas dorsal oceánica o a una cuenca de trasarco, cuenca marginal y también a un arco de islas. Depósitos metálicos de probable origen volcánico-exhalativo submarino, también interpretados en un caso como asociados a un arco de islas, tales como sulfuros macizos, cuerpos ricos en hierro, cromo, níquel y cherts con manganeso también serían incorporados al complejo de acreción-subducción. Las rocas incorporadas al complejo fueron afectadas por un primer evento metamórfico (D1) desarrollado en facie de esquistos azules durante el Carbonífero Superior, principalmente en el lapso 320-300 Ma. Estas condiciones metamórficas (D1) afectan al material tempranamente subductado y acrecionado en condiciones P/T de alto gradiente geotérmico y alta presión pudiendo llegar al estado de facie de epidota-anfibolita, transicional a eclogita, para pasar luego a la facies esquistos azules, producto de un proceso de enfriamiento e hidratación, debido al aporte de agua por la deshidratación de material tardíamente subductado. El evento metamórfico-deformativo (D1) generó una foliación (S1) afectando a rocas volcánicas máficas y a los sedimentos más antiguos, ya depositados y incorporados como rocas sedimentarias al proceso metamórfico, y por lo tanto no está presente en todo el CMBM ya que esta condición metamórfica fue factible para material subductado tempranamente y posteriormente hidratado. Asociado el evento (D1) y debido a la subducción tardía de material, el manto también sufre un proceso de hidratación, gatillándose el ascenso de magma, hacia el arco alimentando el magmatismo calcoalcalino relacionado a la subducción en el centro sur de Chile, con edades del Carbonífero Superior entre 300-310Ma (Beck *et al.*, 1991; Martin *et al.*, 1999), es decir con edades cercanas a la obtenida para la facie de esquisto azul – epidota de  $305,3 \pm 3,2$  Ma en las muestras de Los Pabilos y correspondientes a un evento de hidratación y enfriamiento isobárico de las mismas (Willner *et al.*, 2004). Un segundo evento metamórfico (D2) esta registrado en la mineralogía del complejo acrecionario con condiciones predominantes de la facies esquistos verdes, producto de un sistema de subducción activo durante el Pérmico-Triásico principalmente en el lapso 260-220 Ma . Tanto el evento (D1) como el (D2), corresponden a las dos condiciones metamórficas mejor registradas en la mineralogía del complejo acrecionario, y que se desarrollaron en el mismo ambiente tectónico regional de un complejo de acreción-subducción, activo por un lapso de 100 Ma desde el Carbonífero Superior al Triásico, con un proceso de subducción continua y acreción basal en el prisma y con un continuo flujo de masa en el prisma de acreción, de carácter ascendente desde su base hasta sus niveles superiores, terminando con un proceso de exhumación. La diferencia entre el registro mineralógico de ambos eventos (D1) y (D2) radica por lo tanto en las condiciones específicas que experimentaron las rocas, dentro del mismo marco tectónico regional, y en que las condiciones metamórficas de (D1) solo pudieron ser experimentadas por rocas subductadas temprana y profundamente e incorporadas al prisma de acreción, desde su base, después de un proceso de hidratación. Como resultado final de los procesos metamórficos las relaciones estratigráficas originales del protolito fueron completamente obliteradas desarrollándose una foliación regional penetrativa (S2), predominante en el CMBM, y asociada a las condiciones metamórficas del evento metamórfico estructural (D2), de carácter dúctil, y de modo que en las rocas que estuvieron expuestas, previamente, a las condiciones metamórficas de (D1) solo subsistieron vestigios de la foliación anterior (S1), tales



como microtexturas y minerales indicadores de condiciones de alta P/baja T. En la fase final del evento (D2) , en el lapso Pérmico-Triásico, se tiene una deformación dúctil-frágil y frágil con exhumación y exposición progresiva del CMBM hacia el sur de modo que en la parte sur se representan niveles estructurales más profundos, con edades más jóvenes, que aquellos de la parte norte con edades más antiguas. La interpretación dada para el evento (D2) en el metamorfismo del CMBM indica un sistema de subducción activo durante el Triásico con un arco magmático contemporáneo que está, probablemente representado hoy en Argentina por granitoides y volcanitas de esta edad. Un rejuvenecimiento Mesozoico, probablemente de origen termal, afecta al CMBM y se presenta con edades en el Jurásico-Cretácico entre los 177-133 Ma, seguido del emplazamiento local de cuerpos intrusivos Cretácicos, con edades entre 103-86 Ma. y de un cuerpo intrusivo Paleoceno de 52 Ma. Mientras que el CMBM habría evolucionado durante el lapso Devónico-Triásico, al sur del CMBM, para el denominado Complejo Metamórfico Los Chonos el metamorfismo se habría producido durante el Triásico-Jurásico, mientras que, aún más al sur, el Complejo Metamórfico Diego de Almagro habría tenido una evolución metamórfica entre el Jurásico y el Cretácico, todo lo cual indica un diacronismo en la acreción para distintos segmentos del Basamento Metamórfico del centro y sur de Chile ubicados en el borde sur-occidental, tanto de Gondwana como de Sudamérica, verificándose edades cada vez más jóvenes hacia el sur.

Respecto a la controversia sobre la naturaleza del origen del protolito de los esquistos verdes o máficos, se presenta un análisis más detallado en el capítulo final de conclusiones y discusiones.

## **2.2 Rocas Estratificadas**

Corresponden a rocas sedimentarias que se disponen discordantemente sobre el Basamento Metamórfico Paleozoico, y que corresponden a los períodos Oligoceno, Mioceno, Pleistoceno, Holoceno.

### **2.2.1 Oligoceno - Mioceno**

#### **Formación Santo Domingo (Mioceno Inferior – Mioceno Medio)**

Philippi (1988), al igual que Illies (1960, 1970), describen en la zona de Valdivia una secuencia de rocas sedimentarias marinas Terciarias, que tiene su localidad tipo en Llancahue a 4 km al sur de Valdivia, asignándole el nombre de Series Marinas de Navidad. El piso de la serie es un conglomerado basal de 3 a 15 m de potencia formado por rodados de las rocas antiguas de la Cordillera de la Costa y aglutinados por un cemento calcáreo glauconítico. Sobre el conglomerado basal se alternan conglomerados y arcillolita gris azuleja para ceder a una predominancia de arcillolita que contienen concreciones calcáreas en algunos horizontes.

Martinez y Pino (1979), definen la Formación Santo Domingo a partir de afloramientos en la Cuesta Santo Domingo, al sureste de Valdivia. La describen como una secuencia sedimentaria marina compuestas, en orden de abundancia, por limolitas arenosas, limolitas, areniscas limosas, paraconglomerados y micritas impuras. Contiene minerales frágiles, frescos y con escaso redondeamiento, que derivan en su mayor parte de la erosión del Basamento Metamórfico.

La Formación Santo Domingo se dispone discordantemente sobre la Formación Piedra Laja (Basamento Metamórfico) y presenta dos miembros (Martínez y Pino, 1979):

- **Miembro inferior:** De 74 m de potencia y caracterizado por la presencia de limolitas y depositado durante un proceso de transgresión marina durante el Mioceno Medio.
- **Miembro Superior:** De 36 m de potencia y compuesto por sedimentitas de grano más grueso depositado en un proceso de regresión.

Las rocas de la Formación Santo Domingo (Martínez y Pino, 1979) presentan un color gris medio con un leve tinte azulado, color que cambia amarillo ocre en las secuencias de grano más grueso, por la superposición de un paleosuelo laterítico. Presentan niveles con óxidos de hierro en los sedimentos más gruesos, mientras que en los niveles donde el grano es más fino no se desarrolla esta oxidación porque el tamaño de los granos actúa como una barrera frente a la alteración.

McDonough *et al.* (1998) redefinieron la Formación Santo Domingo, como una unidad sedimentaria continental – marina y que incluye a la formaciones definidas previamente por Illies (1960, 1970), Martínez y Pino (1979) y Philippi (1988), y además las correlacionan estratigráficamente con la Formación Cholchol de la Cuenca Temuco y con los estratos marinos del Piso Navidad. Según (McDonough *et al.*, 1998) el ambiente de la Formación Santo Domingo corresponde a un proceso de transgresión del océano Pacífico que comienza en el Mioceno Inferior con la inundación progresiva de valles fluviales y que culmina en el Mioceno Medio con la formación de un embahamiento profundo en esta región. Esta formación se compone principalmente de:

- **Areniscas y fangolitas cuarzo micáceas:** Areniscas finas a muy finas, limolitas y arcillolitas cuarzo-líticas muy micáceas, con horizontes fosilíferos, de color gris oscuro a negro (frescas) o gris verdoso a pardo claro (meteorizadas). Sus fragmentos líticos y de cuarzo son de origen exclusivamente metamórfico. Se caracteriza por una estratificación fina decimétrica horizontal planar, que localmente presenta laminación cruzada producida por laminación de ondulitas de corriente. Contiene especies de escafópodos, gastrópodos, bryozoos, braquiopodos, bivalvos, crustáceos, gusanos, cirrípedos, equinodermos y conularios, además de improntas de flora terrestre. Sobreyacen e interdigitan en contacto transicional a los estratos de Pupunahue-Catamutún (McDonough *et al.*, 1998) o se disponen en discordancia angular y de erosión sobre las rocas metamórficas del Complejo Bahía Mansa.
- **Areniscas cuarzo-líticas:** Areniscas de granulometría media, de textura madura a sobremadura, con clastos de cuarzo y líticos de proveniencia metamórfica, muy deleznable, de color gris medio a claro a pardo amarillento anaranjado. No se han encontrado fósiles. Presentan estratificación cruzada planar formando sets truncados. Sobreyacen a la unidad anterior a través de un contacto transicional concordante y al Basamento Metamórfico en onlap. Se distribuye en el sector sureste del área de Valdivia.

#### **Estratos de Pupunahue-Catamutún (Oligoceno – Mioceno Inferior)**

Unidad sedimentaria continental-parálca descrita inicialmente por Illies (1970) como Estratos de Pupunahue y redefinida por McDonough *et al.* (1998), quienes la describen como compuesta por fangolitas y en menor proporción areniscas finas, de color gris medio a negro, de composición

cuarzo-micáceas, ricas en materia orgánica carbonosa e intercalaciones de mantos de carbón de interés comercial (minas Arrau, Millahuillín, Máfil, Pupunahue, y Mulpún). Estudios microscópicos de su composición, señalan una proveniencia de detritos de una fuente metamórfica. Sus estratos se presentan con laminación fina, paralela, regular a ondulosa, encontrándose presente, en algunas láminas, pirita diseminada o en cúmulos, e incluyendo láminas de tobas de caída de ceniza muy finas. Además, en una secuencia descrita en el sector del Río El Rincón en Valdivia, presentan conglomerados arenosos medios a finos y areniscas gruesas microconglomerádicas que gradan a areniscas medias a finas arcillosas hacia el techo.

El carbón incluido en estos estratos es sub-bituminosos (Alfaro y Gantz, 1997) y se presenta en mantos que en algunos casos conforman mantos de carbón pizarrosos de 1 m de potencia. En ellos se han identificado la presencia de algas, hongos, helechos, polen de gymnoespermas y angioespermas, además de improntas de Nothofagus y Mirtáceas (López y Palma-Heldt, 1988; Palma-Heldt y Alfaro, 1982; Helle *et al.*, 1990).

Los estratos de Pupunahue-Catamutún (McDonough *et al.*, 1998) infrayacen en contacto gradacional a los estratos de la Formación Santo Domingo y sobreyacen en discordancia de erosión y angular al Complejo Metamórfico Bahía Mansa. Incluyen a las sedimentitas de Catamutún de la Cuenca Osorno, con localidad tipo en Mina San Pedro de Catamutún, y se correlaciona hacia el sur con los estratos de Cheuquemó y los de Parga.

Según McDonough *et al.* (1998), las facies de los Estratos de Pupunahue-Catamutún se depositaron en cuencas pequeñas alargadas, generalmente de unos pocos kilómetros de ancho entre rocas metamórficas, siguiendo las irregularidades de fondo y acuñándose hacia los márgenes de los paleovalles, en un típico sistema estuario caracterizado por ambientes continentales fluviales y aluviales (estuario superior) y parálisis compuestos de subambientes lagunares intermareales de pantanos costeros y playas marginales (estuario medio a inferior), siendo ambientes comparables a los presentes actualmente en Valdivia.

## **2.2.2 Pleistoceno - Holoceno**

En el sector de la desembocadura del río Queule, en la ribera suroriental del estuario de Queule, Pino (1983), describe Marismas que se desarrollaron después del terremoto de Valdivia en 1960. En el margen norte del estuario, correspondiente al sector de Isla Los Pinos, describe una terraza marina Pleistocénica, con una cota de 50 m sobre el nivel del mar, compuesta por areniscas volcánicas poco consolidadas conformadas principalmente por fragmentos de andesitas y en menores cantidades por fragmentos de plagioclasa, piroxeno y cuarzo. Esta terraza se presenta erosionada, cubierta en parte por dunas y rodeada al oeste por una playa expuesta que hacia el sur se transforma en la barra que da origen al estuario. Pino (1983), considera probable que la actividad sísmica de la región, que ha generado constantes alzamientos y hundimientos de la zona costera, contribuya a la formación de ciertos tipos de sedimentos y sea responsable del origen del estuario Queule (*Figura 7*).

En la X Región inmediatamente al sur de la zona de estudio, (McDonough *et al.*, 1998), describen depósitos sedimentarios no consolidados de edades entre Pleistoceno a Holoceno, lo cual se resume a continuación indicando la edad asignada y nomenclatura utilizada por estos autores.

### **Depósitos de Playas (Hp) (Holoceno)**

Corresponden a arenas, gravas y ripios litorales, bien seleccionados, subredondeados a redondeados, en ocasiones con estratificación masiva y horizontal plana. Están compuestos por fragmentos de cuarzo, de rocas volcánicas, metamórfica e intrusivas.

### **Depósitos Fluviales (PlHf) (Pleistoceno Superior – Holoceno)**

Corresponden a depósitos fluviales, fluvioestuarianos, abanicos aluviales y conos de eyección. Los depósitos fluviales y fluvioestuarianos forman terrazas de hasta 5 m, por sobre el lecho de las actuales corrientes de agua, y están compuestos por gravas medias a finas moderadamente seleccionadas a bien seleccionadas, bien redondeadas y en parte imbricadas, inmersas en matriz de arenas gruesas y medias. Los abanicos aluviales y conos de eyección descienden de laderas abruptas de la Cordillera de la Costa y son minoritarios.

### **Depósitos Glacifluviales (Plgf1) (Pleistoceno Superior)**

Corresponden a facies clasto soportadas con matriz de arenas gruesas, incluyendo gravas y ripios con clastos moderadamente a bien seleccionados, subredondeados a redondeados, que. Incluyen lentes de arenas y limos. Conforman terrazas medias y bajas, de hasta 10 a 15 m de altura sobre los cauces actuales de ríos y fueron formados por cauces distales de antiguas corrientes de desagüe glacial. Se los correlaciona con la glaciación Llanquihue.

### **Depósitos Eólicos (Plcn) (Pleistoceno Medio – Superior)**

Corresponden a campos de dunas transversas al viento noroeste, que es predominante en condiciones de buen tiempo. Se componen de arenas medias a gruesas, cuarzolíticas, texturalmente maduras y con abundantes detritos de bivalvos Ocultan en parte la morfología de terraza que se presenta en la costa, como en Niebla donde son definidos como Estratos de Niebla.

### **Depósitos Glacifluviales, fluviales y estuarianos (Plgf2) (Pleistoceno Medio)**

Se componen de arenas medias a gruesas, semicementadas en una matriz de arenas finas. Presenta cemento de óxidos de hierro, sílice y óxidos de manganeso. La composición de las arenas indica un aporte volcánico correspondiente a fragmentos líticos andesíticos y basálticos, fragmentos de plagioclasa, vidrio y minerales máficos ligeramente alterados, junto a cuarzo y ocasionalmente pómez alteradas. Más restringidos arealmente se ubican niveles de gravas, arenas, limos, cenizas, fragmentos de fósiles marinos e incluye a algunos depósitos eólicos y de playas. Conforman una topografía plana en la llanura de San José de la Mariquina y terrazas de 10 a 20 m de alto sobre el cauce actual de ríos y en los sectores costeros. Sus niveles superiores, con una componente volcánica importante, se depositaron en un ambiente fluvial tranquilo y estuario en una época entre las glaciaciones Santa María y Llanquihue. Sus otros niveles se correlacionan temporalmente con la glaciación Santa María.

### **Depósitos de Gravas Cuarcíferas (Plgq) (Plesitoceno Inferior - Medio)**

Zuccone (1988), describe gravas cuarcíferas que forman parte de un paleosistema fluvial en el sector Madre de Dios. McDonough *et al.* (1998), describe afloramientos de depósitos de gravas cuarcíferas dispuestos en la zona de Valdivia como parches discontinuos de gravas y arenas gruesas con un alto porcentaje de cuarzo. En los afloramientos más importantes es posible encontrar al menos 10 m de gravas que se caracterizan por clastos bien redondeados, con una buena a regular clasificación, y compuestas por una matriz arenosa, compuesta por arenas medias a gruesas con una oxidación fuerte, que le otorga un característico color rojo a la matriz. Sus clastos provienen de esquistos y otras rocas metamórficas. Es en esta unidad donde se ha desarrollado una parte importante de la minería en placeres auríferos tanto en la Hoja Queule como en el resto de la IX y X Región.



***Figura 7: Sector inmediatamente al sur del río Lingue o Mehuin, camino a Mississipi, donde se aprecia la vegetación en la zona de estudio y un área inundada durante el terremoto de Valdivia de 1960, donde el terreno descendió bruscamente de manera que los árboles en la zona de inundación quedaron parcialmente bajo el agua, pudiendo apreciarse hoy sus troncos muertos.***

## 2.3 Rocas intrusivas

La Serie Occidental del Basamento Metamórfico, al sur de los 39°S, aloja cuerpos intrusivos de edad Cretácica, y composición predominante granodiorítica, cuyas características se resumen a continuación.

Cuerpo intrusivo y localidad	Descripción	Edad	Observaciones
Dique granitoide, aproximadamente en Los Boldos al norte de Hoja Queule	Dique granitoide	K-Ar en biotita 86±3 Ma	
Plutón Chaihuin, ubicado aproximadamente en Chaihuin, Peña Dorada	Granodiorita. Plutón de 22 Km (NW) por 6 Km	K-Ar en biotita 103±2 Ma 92±2 Ma  U-Pb en zircón 85.8±1 Ma	Corta a falla Corral. Cubierto por estratos marinos de la formación Santo Domingo y por depósitos fluviales Pleistocénicos
Pórfido Ramón, localizado en Ramón, en las cercanías de Río Futa	Pórfido dacítico con fenocristales de plagioclasa fuertemente argilizados y contenidos en una masa afanítica alterada a sericita y caolín. Subsuperficial, de forma tabular con una potencia entre 10 y 30 m	K-Ar en sericita 52.6±1.7 Ma	Contiene sericita, pirita, arsenopirita estibnita y oro. Fue sondeado con fines exploratorios. La edad de la alteración se le considera igual a la edad de intrusión y mineralización
Diques Porfíricos, en la costa cercana al Pórfido Ramón y en Chaihuin	Diques que cortan a la fase principal del Plutón Chaihuin por lo que son más jóvenes que 85.8±1 Ma y son correlacionables al Pórfido Ramón	< 85.8±1 Ma	Tanto los diques como el Pórfido Ramón pueden corresponder a la última etapa de intrusión del Plutón Chaihuin
Granodiorita Oncol, en Cerro Oncol, Estero San Pedro	Granodiorita con una fase porfírica dacítica a riódacítica	K-Ar en biotita-clorita 91±2	Foliación en sus bordes producto del proceso intrusivo
Pórfido Laurel, en localidad El Laurel	Pórfido dacítico Cuerpo pequeño	No datado, se asume Cretácico	Contiene pirita

**Tabla 1: Rocas intrusivas alojadas en la Serie Occidental del Basamento Metamórfico (Munizaga et al., 1988; Duhart et al., 1997; Peri y Rivera, 1991).**

## 2.4 Antecedentes de Geología Económica

En la Serie Occidental del Basamento Metamórfico se presentan depósitos de sulfuros macizos de Fe-Cu-Zn que están presentes, de norte a sur, en las localidades de Tirúa a los 38°21'S en el margen costero, Casa de Piedra, Hueñaliben, Trovolhue y Pirén a los 39° 21,5'S y 73° 5'W en la Hoja Queule. Son cuerpos lenticulares, con potencia máxima de 0,5 m y corridas máximas de 15 m, como en el caso de Tirúa, dispuestos de manera concordante con la foliación predominante y asociados con metabasaltos y metasedimentos del Basamento Metamórfico (Collao y Alfaro, 2000; Vivallo, 2000).

Estos sulfuros macizos están compuestos principalmente por pirita ( $\text{FeS}_2$ ), calcopirita ( $\text{CuFeS}_2$ ), pirrotita ( $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$ ) y esfalerita ( $(\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$ ). Collao y Alfaro (2000) señalan que sus elementos metálicos predominantes, en peso promedio, son Cu (0,4-1,7 %), Zn (0,1-1,2 %), Fe (10-47%), Ni (29-115 ppm), Co (14-78 ppm), Pb (5-470 ppm), Mo (0,08-27 ppm), Ag (6-92 ppm) y Au (0,04-0,05 ppm). Se los considera formados en un ambiente sedimentario volcánico-exhalativo submarino y los sulfuros macizos de Pirén han sido clasificados como tipo Kieslager (Schira *et al.*, 1990). Isótopos de azufre indican una fuente de carácter magmático e hidrotermal para la mineralización de estos sulfuros macizos, que habría estado cercana en el caso de Casa de Piedra y Hueñaliben, mientras que dicha fuente habría estado localizada más distal en el caso de Tirúa y Pirén (Collao y Alfaro, 2000).

Otros indicios de mineralización metálica de Fe en el basamento corresponden a metacherts ricos en hierro en Mahuilque (38° 15'S) con hasta un 40% de Fe en peso (Hervé, 1988), y cuerpos de hierro macizo en el sector de Pirén (Silva, 1983; Vieira, 1994).

Cuerpos de serpentinita están presentes entre los 38° y 41°S (Godoy y Kato, 1990), caracterizadas por serpentina ( $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ni}, \text{Al}, \text{Zn}, \text{Mn})_{2-3} \text{Si}_2 \text{O}_5 (\text{OH})_4$ ) y por magnetita rica en cromo (6% en peso de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) y que en algunos casos contienen lentes podiformes y vetillas de cromita ( $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ ) + pirrotita ( $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$ ) + pentlandita ( $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$ ).

En el área de La Cabaña se tienen serpentinitas, que corresponden a dunitas de grano grueso, parcial a totalmente serpentinizadas, con cuerpos de dimensiones desde 250 m hasta 3500 m de largo y potencias de hasta 45 m, con posibles emplazamientos por falla o de tipo diapírico, alojados en esquistos grises y esquistos verdes (Vergara, 1970; Alfaro, 1980; Barra *et al.*, 1998). Las serpentinitas contienen cromita, también conocida como espinela crómica ( $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ ), de carácter accesorio, que se presenta diseminada y en menor medida conformando lentes y podos, los que a su vez presentan fracturas polidireccionales rellenas de serpentina. Los cristales de cromita están generalmente alterados, en grado variable a ferricromita, presentando zonaciones de cromita-ferricromita-magnetita y ferricromita-magnetita. También se presentan cromitas con un mínimo grado de alteración, utilizadas como indicadores petrotectónicos, de manera que indican un ámbito de arco de islas para el emplazamiento de las peridotitas en que están incluidas (Barra *et al.*, 1998).

Los tipos de serpentina presentes en La Cabaña corresponden principalmente a lizardita, y subordinadamente a antigorita y crisotilo (Alfaro, 1980). Otros minerales presentes corresponden a relictos de olivino y clinopiroxeno, clorita, anfíbolos, clorita rica en magnesio (clinocloro), magnetita, talco, pirita, pentlandita, pirrotina, awaruita ( $\text{FeNi}_3$ ), vetillas de carbonato (probablemente magnesita o dolomita), vetas de actinolita-tremolita localizadas en zonas de falla

y en el borde de serpentinitas donde también se presentan rocas compuestas enteramente por clorita. Los minerales accesorios asociados a las cromititas corresponden a granate (hidrogrosularia y uvarovita), vesuvianita y perovskita, los cuales han sido interpretadas como un posible producto de un proceso metasomático cálcico (rodingitización) ocurrido durante la serpentinización de las rocas ultramáficas (Hernández y Barra, 1997). En cromititas diseminadas se presentan inclusiones de sulfuros de Fe-Ni, Fe-Cu y de Ni, además de inclusiones de Ag, Cu y de sulfato de Ba. El Ni de las inclusiones puede ser de origen primario (magmático) o de origen secundario (producto de la alteración de olivinos). Solo dos inclusiones compuestas por Ru-Ir-As y Os-Ru constituyen la única evidencia de la presencia de platinoides en las cromititas de La Cabaña (Barra *et al.*, 1998).

Además en los esquistos máficos se tienen ocurrencias ocasionales de antigorita ((Mg,Fe<sup>2+</sup>)<sub>3</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>5</sub>(OH)<sub>4</sub>) correspondiente a una variedad de serpentina y que se presenta con textura de bastita (Gana y Hervé, 1983).

Otros antecedentes de interés para la geología económica señalan anomalías de oro en alteración hidrotermal, alojada en fallas y fracturas del basamento de la Hoja Queule (Ávila, 1990), y placeres auríferos, algunos de los cuales han sido explotados artesanalmente y con métodos de pequeña minería (Zuccone, 1998).

#### 2.4.1 Sulfuros macizos de Pirén

En la zona de Pirén, también denominada Pirén Alto o Alto Pirén, afloran en una quebrada, sulfuros macizos que han sido el objeto de estudios científicos y uno de los motivos de exploración minera en el área. Según Schira *et al.* (1990), los sulfuros macizos de Pirén Alto contienen principalmente hierro, cobre y zinc, estando compuestos principalmente por pirita (FeS<sub>2</sub>), calcopirita (CuFeS<sub>2</sub>), pirrotita (Fe<sub>1-x</sub>S) y esfalerita ((Zn, Fe)S), y en menor cantidad por mackinawita (Fe, Ni)<sub>1.1</sub>S, molibdenita (MoS<sub>2</sub>), marcasita (FeS<sub>2</sub>), digenita (Cu<sub>9</sub>S<sub>5</sub>), calcosina (Cu<sub>2</sub>S), covelina (CuS), y con muy raras ocurrencias de galena (PbS), carrollita (Cu(Co, Ni)<sub>2</sub>S<sub>4</sub>) - linneita ((Co, Ni)<sub>3</sub>S<sub>4</sub>) - pentlandita ((Fe, Ni)<sub>9</sub>S<sub>8</sub>), talnakita (Cu<sub>9</sub>(Fe, Ni)<sub>8</sub>S<sub>1</sub>) y haycocita (Cu<sub>4</sub>Fe<sub>5</sub>S<sub>8</sub>). La composición geoquímica promedio corresponde a

Cu (%)	Fe (%)	Mo (ppm)	Ag (ppm)	Zn (ppm)	Au (ppb)
0.96	43.76	26.66	5.8	400	50

**Tabla 2: Composición promedio de sulfuros macizos de Pirén Alto a partir de análisis en 10 muestras (Alfaro y Collao, 1990).**

Descripciones microtexturales de los sulfuros indican la presencia de (Schira *et al.*, 1990):

- Pirita granoblástica con orientaciones preferenciales producto de recristalización sintectónica.
- Pirita cataclástica con fisuras rellenas por calcopirita, pirrotita y posterior esfalerita.
- Sombras de presión de calcopirita en torno a Pirita, que señalan cristalización y acomodo de calcopirita en torno a cristales de pirita durante el metamorfismo.
- Reemplazo supérgeno de esfalerita por carbonatos y formación supérgena de calcosina y covelina.



Schira *et al.* (1990) describen las siguientes rocas de caja para los sulfuros macizos de Pirén Alto que en el afloramiento, desde arriba hacia abajo, siguen el siguiente orden aproximado:

<b>Litología</b>	<b>Posible protolito a partir de datos geoquímicos</b>
Esquistos verdes, en algunos casos con bandas cuarcíticas y carbonatos	Rocas volcánicas máficas con cherts
Capas gnéicas clasificadas como leptitas con apatito y descritas como esquistos cuarzo feldespáticos con muscovita y clorita, con ribbons de cuarzo y bandas de albita, y ocasionalmente apatito y hematita	Riolitas alcalinas o rocas volcánicas félsicas conformando parte de una suite bimodal
Esquistos de cuarzo mica con variaciones composicionales que incluyen la presencia de turmalina, carbonatos, albita y grafito (hasta 0,34% en peso y 2% en volumen)	Grauvackas intercaladas con pizarras arcillosas, es decir secuencias flyschoides

**Tabla 3: Características de las rocas donde se encuentran emplazados los sulfuros macizos de Pirén (Schira *et al.*, 1990).**

Además Schira *et al.* (1990), consideran que la secuencia de Pirén Alto forma parte de un pliegue a gran escala estando invertida con respecto a las secuencias normales en fondo marino, con sulfuros macizos, donde de techo a base se pasa de secuencias flyschoides a rocas máficas volcanoclásticas con cherts.

Los sulfuros macizos de Pirén son de origen volcanogénico submarino exhalativo y fueron afectados por un proceso metamórfico, posterior a su génesis original en un ambiente volcánico sedimentario submarino, lo que se refleja en las siguientes características (Schira *et al.*, 1990):

- Forma estratoligada en secuencias metasedimentarias hospedantes.
- Conformidad estructural y metamórfica con las rocas metasedimentarias con evidencias de:
  - Deformación dúctil.
  - Recristalización de granos orientados de sulfuros.
  - Movilización selectiva en el siguiente orden de movilidad decreciente: calcopirita - pirrotita - pirita
- Evidencias de actividad hidrotermal en el protolito indicada por:
  - Concentración estratiforme de turmalinas ricas en magnesio.
  - Anomalías de bario en los sulfuros y en la roca huésped.
  - Patrones de alteración de elementos mayores y trazas coherentes con dicha hipótesis.

Además se les considera comparables a yacimientos tipo Kieslager (variedad distal de los tipo Cyprus) y Besshi debido a las siguientes características que están presentes en Pirén Alto:

<b>Tipo Kieslager o Cyprus distal</b>	<b>Tipo Besshi</b>
Secuencias ofiolíticas asociadas a la mineralización	Ambiente sedimentario
Predomino de rocas máficas	Porciones de roca huésped tipo flysch con grafito
Composición pirítica de la mena, casi sin galena	Presencia de molibdenita y sulfuros de cobalto
Calcopirita > Pirrotita	Fe>Cu y Co(58 ppm)>Ni(41 ppm)

**Tabla 4: Características de Los depósitos tipo Kieslager y Besshi (Schira et al., 1990).**

Schira *et al.* (1990) concluyen que los sulfuros macizos de Pirén Alto son más afines al tipo Kieslager o Cyprus Distal y caracterizados principalmente por la presencia de secuencias de esquistos verdes y metaflyschoides ligados a un ambiente de cuenca marginal ensiálica madura.

#### **2.4.2 Fallas con alteración y mineralización**

Según Ávila (1990), e informes inéditos de la Compañía Minera Sierra Morena, al este de Pirén, entre Cerro El Lingue, El Lingue y Cerro Pichilingue, se observan fallas con rumbos NS, EW y NE, con ángulos de manteo variables entre 65° y 90° hacia el este, oeste, noreste, noroeste y menos frecuentemente hacia el sur, también se presentan fallas y fracturas con manteos de menor ángulo, entre 30° y 40°, con orientación no descrita y menos frecuentemente subhorizontales. En las fallas, de espesor métrico, se tiene alteración hidrotermal compuesta por limonita – hematita (goethita) – sílice - sericita de textura brechosa. La roca de caja corresponde a esquistos verdes y esquistos cuarzo feldespáticos (Ávila, 1990).

Estas fallas son descritas como de potencias variables entre 0,3 m a 15 m en superficie, con corridas de 50 m a 200 m. Análisis geoquímicos de muestras en la roca alterada y mineralizada, en superficie, señalan valores variables de oro entre 0,5 ppm a 5 ppm (Ávila, 1990). En muestras de sondajes de diamantina los análisis indican una disminución de estas leyes y de la potencia del relleno de la estructura con la profundidad, de modo que entre los 50 y 100 m de profundidad tanto la potencia como la ley disminuye al 50% con respecto a sus valores en superficie. En profundidad se presenta cuarzo, pirita y arsenopirita. La pirita y arsenopirita se presentan con textura subhedral, diseminadas en la zona de alteración y con aspecto macroscópico pulverulento. El oro se encuentra asociado principalmente a arsenopirita, la cual disminuye su presencia con la profundidad. Además la obtención de valores anómalos de oro mayores en superficie es atribuida a un enriquecimiento superficial, producto de alteración supérgena en la parte superior de la alteración y de las estructuras (Ávila, 1990).

La pirita, arsenopirita y el oro en estas fallas son producto de depositación a partir de fluidos hidrotermales que circularon dichas estructuras (Ávila, 1990; informes inéditos de Cia. Minera Sierra Morena). Esta alteración estaría asociada a intrusivos félsicos, reconocibles solamente en sondajes, y descritos como metadioritas subvolcánicas alteradas. Estudios de magnetometría terrestre permiten una correlación bien definida entre anomalías magnéticas y las posibles metadioritas subvolcánicas alteradas (Ávila, 1990; informes inéditos de Cia. Minera Sierra Morena).

Troncoso (1995), describe un sondaje con la presencia de esquistos verdes con gradaciones de zonas cloríticas a albíticas, esquistos feldespáticos grafiticos y esquistos cuarzosos con bandas de cuarzo blanco y rosado. Troncoso (1995), describe fallas y fracturas con un agregado de grafito, cuarzo, caolinita, pirita y posible arsenopirita, diseminadas y un mineral metálico blanco, no identificado de hábito acicular, además de vetillas de cuarzo gris. La mineralización metálica es principalmente pirita y arsenopirita diseminada en posibles intrusivos félsicos, y en las vetillas de cuarzo, que pueden ser singenéticos a un proceso tectónico posterior al metamorfismo. Los sulfuros presentes en los posibles cuerpos intrusivos ácidos tienen una aureola de material negro posiblemente grafito y se propone una posible removilización de sulfuros presentes en rocas del Basamento Metamórfico como origen de las anomalías de oro encontradas en las estructuras (Troncoso, 1995).

### **2.4.3 Placeres auríferos**

A lo largo de la Cordillera de la Costa se presentan placeres auríferos depositados sobre rocas del Basamento Metamórfico. En la Hoja Queule se encuentra un placer en Pichilingue, cuya explotación estuvo activa hasta los años 80, y que corresponde a un depósito de origen fluvial con oro incorporado en la matriz (informes inéditos de Cia. Minera Sierra Morena, A. Oñate, comunicación verbal) y con un control granulométrico de modo que si el tamaño promedio de los clastos aumenta, entonces disminuye el contenido de oro por metro cúbico. Entre los clastos presentes en estos depósitos fluviales se presentan clastos de cuarzo agrupables en dos tipos, uno tipo I de color blanco y duro, y otros tipo II de color blanco grisáceo a gris pardo, frágil y astilloso y que suelen presentarse acompañados de un mayor porcentaje de óxidos de Fe en la matriz. Para la génesis de estos depósitos se proponen las siguientes etapas (informes inéditos de Cia. Minera Sierra Morena):

- **Etapa I:** Evento postmetamorfismo, caracterizado por actividad hidrotermal e intrusivos félsicos, que habría removilizado el oro alojado en las rocas del Basamento Metamórfico concentrándolo como complejos sulfurados en fallas y fracturas con cuarzo - hematita - limonita.
- **Etapa II:** Alteración supérgena de sulfuros en fallas y fracturas con elevación de las leyes de oro en superficie.
- **Etapa III:** Removilización del oro por procesos de erosión y transporte sedimentario desde estructuras con alteración hidrotermal, con cuarzo - hematita - limonita, hacia la matriz de depósitos fluviales conformando los actuales placeres auríferos. En este proceso, a partir del cuarzo brechoso hidrotermal, se habrían formado los clastos de cuarzo, en especial los tipo II que habrían acompañado al oro y óxidos de Fe en su transporte y depositación fluvial

### 3 Geología de la Hoja Queule

La Serie Occidental del Basamento Metamórfico en el mapa geológico de la Hoja Queule, a escala 1:50.000 presentado en esta tesis, se compone de subunidades litológicas conformadas a su vez por los diversos tipos litológicos presentes en el área. La similitud de las características mineralógicas, texturales y estructurales de los tipos litológicos presentes en la Hoja Queule, con respecto a las descripciones hechas hacia el sur (Duhart *et al.*, 2001), indican que en la Hoja Queule las rocas metamórficas corresponden a una extensión hacia el norte del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa. Además se presentan ocurrencias metálicas como sulfuros macizos y cuerpos de hierro macizo. En las rocas del basamento se exponen dominios estructurales, definidos por la foliación, con características distintas de oeste a este y variaciones locales asociadas a pliegues mayores. En el mapa geológico se incluyen también rocas estratificadas del Oligoceno - Mioceno y los depósitos del Pleistoceno - Holoceno (*Anexo J*).

#### 3.1 Tipos litológicos de la Serie Occidental en la Hoja Queule

Es posible distinguir diversos tipos litológicos en el Basamento Metamórfico clasificados principalmente en base a sus características mineralógicas y texturales (*Anexos A y B*). En la identificación de minerales se ha utilizado el resultado de análisis con microsonda (*Anexos F, C, G y D*) y de difracción de rayos x (*Anexo H*).

Además se realizaron análisis geoquímicos, multielementos por ICP, de muestras de estos tipos litológicos, aunque en algunos casos solo se analizó una sola muestra de un tipo litológico, ya que el objetivo de dichos análisis fue solo resaltar las características más distintivas de cada tipo litológico normalizando, los resultados geoquímicos, con respecto a esquistos cuarzo micáceos y con respecto a un promedio de los esquistos (*Anexo E*). El resultado de estos análisis y comparaciones se expone para cada tipo litológico, pero dado que para algunos elementos como Fe, Mg Al y Ti solo se tiene el análisis de una sola muestra, de cada tipo de esquisto, entonces para estos elementos las comparaciones entre esquistos solo indican diferencias geoquímicas locales, mientras que las comparaciones de la composición geoquímica de los demás tipos litológicos con el promedio de composición química de los esquistos, por elemento, es más representativa de las diferencias composicionales químicas de la zona de estudio.

Entre dichos tipos litológicos se presentan algunos más abundantes en superficie como los esquistos cuarzo micáceos, esquistos verdes y esquistos cuarzo feldespáticos y otros, de ocurrencia más restringida, que corresponden a metacherts con todas sus variedades, esquistos de talco y anfíbola, y serpentinita. Tanto la mineralogía como las asignaciones previas en el CMBM (Duhart *et al.*, 2001; McDonough *et al.*, 1998) permiten asignarle un protolito de rocas básicas de origen volcánico, en ambiente oceánico, a los esquistos verdes y un protolito correspondiente a pelitas y semipelitas para los esquistos cuarzo micáceos. Respecto a los demás tipos litológicos se presenta en el capítulo final una discusión sobre este tema, ya que se analiza su posible relación genética con actividad volcánico exhalativa submarina.

Se presenta a continuación una descripción, de cada tipo litológico, mencionando las localidades donde están expuestos los afloramientos.

### 3.1.1 Esquistos cuarzo micáceos

#### Descripción y distribución

Son los esquistos más ampliamente distribuidos en la Hoja Queule. Afloramientos poco meteorizados se encuentran en todo el sector costero siendo de fácil acceso los de Playa Cheuque Norte, Missisipi Sur y Punta Choros, mientras que otros de más difícil acceso se encuentran en Cordón Queule y el nacimiento de Estero Pirén y Alto Pirén Sur (*Anexo A, B*).

Los afloramientos presentan un color gris a pardo, habitualmente de grano fino, con al menos una foliación penetrativa y bien definida, con bandas y lentes de cuarzo de dimensiones milimétricas a centimétricas. En algunos casos el cuarzo se presenta en texturas tipo lápiz.

Comúnmente se componen de cuarzo, muscovita, clorita, biotita, apatito y ocasionalmente albita y granates (espesartina y otros relictos). Localmente incluyen stilpnomelano, epidota, anfíbolos, rutilo, ilmenita de manganeso ((FeMn)TiO<sub>3</sub>), muscovitas de dimensiones milimétricas en Missisipi Sur, turmalina y zircón. En esquistos cuarzo micáceos, en contacto con los sulfuros macizos de Pirén, se tiene pirita diseminada y dispuesta en bandas paralelas a la foliación..

En Punta Choros y Cordón Queule afloran esquistos cuarzo micáceos con una cantidad mayor de biotitas y que alcanzan dimensiones milimétricas, y además se presentan granos aislados de albita.

#### Microtexturas

Se presentan sombras de presión de cuarzo en torno a minerales opacos, plagioclasas con texturas sigma, ribbons de cuarzo con bordes R y S. En Alto Pirén Sur y Estero Pirén se presentan microestructuras y microtexturas como micropliegues, ribbons de cuarzo, kink bands, inclusiones fluidas en cuarzo, sombras de presión de clorita en torno de granates, micas paralelas a la foliación y también subperpendiculares a la foliación, ribbons de feldespato, cuarzo con extinción ondulosa y bordes finos, y pescaditos de mica o “mica fish”.

En Missisipi Sur los esquistos cuarzo micáceos incluyen cuarzo con inclusiones fluidas de 3 fases, texturas de ribbons de cuarzo, microfallas en albita, micropliegues interpretados como antiguos probablemente formados en facies de alta presión, y kink bands de generación tardía.

Los esquistos cuarzo micáceos con biotita de Punta Choros se presentan ocasionalmente con albita con subgranos y poikiloblastos de turmalina.

#### Características geoquímicas

Los esquistos cuarzo micáceos presentan un mayor contenido de Fe, Mg, Ti que los demás esquistos, y un menor contenido de As, mientras que contienen valores intermedios entre los resultados para esquistos verdes y esquistos cuarzo feldespáticos para los demás elementos Au, Hg, Ag, Mo, Pb, Co, Ni, Zn, Cu, Cr, Mn, Al (*Anexo E*).

Los análisis de Fe, Mg Al y Ti fueron realizados en una sola muestra esquistos cuarzo micáceo recolectada de los sulfuros macizos de Pirén Alto, donde hay pirita y cloritas ferromagnéticas en

los esquistos cuarzo micáceos, mientras que para los mismos elementos las muestras de esquistos verdes y esquistos cuarzo feldespáticos provienen de Punta Nihue donde contienen porfiroblastos de albitas, de mayor tamaño y más abundantes que en el resto de la zona de estudio, así estas diferencias mineralógicas locales pueden explicar que el mayor contenido de Mg y Fe en los esquistos cuarzo micáceos.

### **3.1.2 Esquistos verdes**

#### **Descripción y distribución**

En terreno presentan un color verde claro a oscuro, habitualmente con porfiroblastos de albita y con al menos una foliación bien definida. Se encuentran afloramientos poco meteorizados en los sectores Pirén Bajo en la ladera sur del Estero Pirén y al norte de Punta Nihue mientras que en otros sectores, como Colegual Alto y Missisipi, se presentan fuertemente meteorizados y alterados supérgenicamente (*Anexo A, B*).

Típicamente se componen de anfíbolos del tipo tremolita-actinolita, clorita (ferromagnésicas), biotitas habitualmente cloritizadas, epidota, porfiroblastos de albita, muscovita (fengitas), cuarzo, granate (espartina), calcita, apatito y titanita. Al norte de Punta Nihue presentan anfíbolos con núcleos glaucofánicos y bordes del tipo tremolita - actinolita, además de pirita diseminada y dispuesta en bandas que siguen la foliación de la roca. En Pirén Bajo incluyen óxidos de P-Fe-Al interpretados como producto de alteración supérgena y turmalina en Alto Pirén Norte. En Missisipi, Cerro Limahue y Mirador San Pedro se presenta magnetita en los esquistos verdes.

En Missisipi los afloramientos de esquistos verdes están en contacto con metacherts y presentan una fuerte alteración supérgena y cristales de magnetita.

#### **Microtexturas**

La esquistosidad está definida por la orientación de anfíbolos, cloritas y epidota. Son habituales las albitas, que pueden presentar tamaños milimétricos como al norte de Punta Nihue, conformando porfiroblastos desarrollados en progrado y que incluyen poikiloblastos que dan forma a texturas helicíticas y que evidencian la presencia de foliaciones previas a la foliación predominante observada. Se registran diversas etapas de los procesos de deformación a partir de texturas tipo sigma de metamorfismo dinámico, sombras de presión de cuarzo en torna a albitas, albitas deformadas con subgranos recristalizados y finalmente fracturadas,. Los poikiloblastos en albita corresponden a titanita, apatito, muscovita-cuarzo-clorita y granate-epidota-muscovita. También se presentan shear bands, maclas en calcita, ribbons de cuarzo donde el borde de los cristales de cuarzo es serrado y con embahamientos. Se presentan minerales opacos como piritas con poikiloblastos al norte de Punta Nihue y granates con sombras de presión de cuarzo y micas, además de granates relictos como en Pirén Bajo en la ladera sur de Estero Pirén.

Al norte de Punta Nihue se presentan bandas centimétricas con un gran contenido de porfiroblastos de albita llegando a tener más de un 70% de la roca compuesta por albita y comparables texturalmente con pegmatita de albita.

### Características geoquímicas

Su composición química, comparada, con la composición química de esquistos cuarzo micáceos, indica que los esquistos verdes presentan un mayor contenido de As, Mn, Co, Ni, Zn y Cr, y un menor contenido de Pb, Hg, Mg, Fe y Ti (**Anexo E**). El motivo del menor contenido de Mg, Fe y Ti en los esquistos verdes ya fue explicado en la descripción de los esquistos cuarzo micáceos.

Su composición química, comparada, con la composición química de esquistos cuarzo feldespáticos, indica que los esquistos verdes presentan un mayor contenido de Co, Ni, Zn, Cu, Mn y Mg, y un menor contenido de Mo y Pb.

### **3.1.3 Esquistos cuarzo feldespáticos**

#### Descripción y distribución

Las muestras de mano presentan un color gris, porfiroblastos de albitas negras por su contenido de grafito, bandas de cuarzo y de micas. Afloramientos frescos se presentan en Playa Pichicullin, Punta Nihue Norte, Missisipi, Cordillera Queule y Estero Pirén (**Anexo A, B**).

Comúnmente están constituidos por cuarzo, albita, muscovita, clorita, y grafito. Menos frecuentemente presentan biotita.

#### Microtexturas

La foliación está dada por la orientación de micas y un bandeamiento de cuarzo intercalado con bandas más ricas en albita. Se presentan texturas SC, albitas con poikiloblastos de micas blancas conformando texturas helicíticas y ribbons de albitas. En las albitas se encuentra incluido grafito que le confiere un color negro a gris a simple vista.

### Características geoquímicas

Su composición química, comparada con esquistos cuarzo micáceos, indica que los esquistos cuarzo feldespáticos presentan un mayor contenido de As, Pb, Mo, Al y un menor contenido de Mg, Co, Ni, Cu, Mn, Zn, Ti y Hg (**Anexo E**).

Su composición química, comparada con esquistos verdes, indica que los esquistos cuarzo feldespáticos presentan un mayor contenido de Mo y Pb, y un menor contenido de Co, Ni, Zn, Cu, Mn y Mg. (**Anexo E**).

Los resultados geoquímicos aquí comparados incluyen muestras de esquistos verdes y de esquistos cuarzo feldespáticos, provenientes de Punta Nihue, con abundantes porfiroblastos de albita, y la composición química promedio de ambos esquistos resulta tener mayor contenido de As que los esquistos cuarzo micáceos (**Anexo E**).

### 3.1.4 Metacherts

#### Descripción y distribución

En los afloramientos están expuestos como cuerpos tabulares o bandas plegadas en los esquistos cuarzo micáceos y esquistos verdes. Tienen colores variables entre blanco, gris, rosado, verde y rojo. Se reconocieron metacherts en Pirén Bajo en la ladera sur del Estero Pirén, nacientes del Estero Pirén ubicadas en la zona central de Hoja Queule, Mirador San Pedro en Mehuin, Camino Pichicullin - Queule, Cerros de Puralaco, Missisipi, al sureste de Cordillera Queule entre Mehuin y Yeco Alto y en Nihue. Por trabajos anteriores se conoce que además hay metacherts al sur del Río Lingue o Mehuin cerca de Alepue Bajo, al este de Queule en Cordillera Queule, al sur del Estero Pirén en Alto Pirén Sur y en Cordillera Polcura (*Anexo A, B*).

A través de estudios mineralógico y geoquímicos se clasificaron en metacherts micáceos, cotículas o metacherts con espesartina y ocasionalmente con magnetita, metacherts con stilpnomelano y/o zussmanita. Estos tipos litológicos se detallan en las que descripciones que siguen en el texto, pero hay metacherts que no han podido ser clasificados ya que no fueron sujetos de un estudio detallado y no se dispone de más antecedentes de los mismos y que por lo tanto son mencionados en el texto y mapa solamente como metacherts y corresponden a los que están en las nacientes del Estero Pirén, al sur del Río Lingue o Mehuin cerca de Alepue Bajo, al este de Queule en Cordillera Queule, al sur del Estero Pirén en Alto Pirén Sur y en Cordillera Polcura.

### 3.1.5 Metacherts micáceos

#### Descripción y distribución

Es el metachert más abundante en la zona. Se presentan como bandas decimétricas de color blanco o colores claros compuestas principalmente por cuarzo y micas. Se identificaron en Pirén Bajo en la ladera sur del Estero Pirén, donde además se tienen bandas de metacherts micáceos intercaladas con bandas de cotículas como en Missisipi, camino Pichicullin – Queule y Cerro Puralaco (*Anexo A, B*).

Comúnmente están constituidos por cuarzo, clorita, muscovita y biotita. Menos frecuentemente contienen porfiroblastos aislados de granates del tipo almandino-grosularia y espesartina, y también se presentan ocasionalmente titanita y anfíbolos.

#### Características geoquímicas

Su composición química, comparada con un promedio de los esquistos, indica que los metachert micáceos presentan un mayor contenido de Mo y Ag y un menor contenido de Co, Ni, Cu, Zn, Mn y As (*Anexo E*). Al compararlos con los demás metacherts se encuentra que presentan un mayor contenido de Pb y Mo, mientras que el contenido de Mn, Co, Ni, Cu, Zn y As es menor (*Anexo E*).



### 3.1.6 Cotículas

#### Descripción y distribución

Se presentan como cuerpos tabulares de dimensiones decimétricas a métricas, de colores rosados claros a grisáceos. El criterio de clasificación para considerar algunos metacherts como cotículas ha sido la presencia de granates tipo espesartina cuya presencia se ha reconocido al microscopio y se han identificado con análisis químico por microsonda o bien se han considerado como tales cuando el análisis en roca total señala contenidos altos de Mn ( $Mn > 1000$  ppm) atribuibles a los granates presentes. Afloramientos frescos se ubican en los sectores de Camino Pichicullin - Queule, Cerros de Puralaco y Missisipi. Mientras que en Cordillera Queule entre Cerro Mehuin y Yeco Alto y en el Mirador San Pedro; en Mehuin los afloramientos son más pequeños y están muy meteorizados (*Anexo A, B*).

Comúnmente están constituidos por cuarzo, granates tipo espesartina, conformando bandas, muscovita, clorita, biotita (flogopita), ilmenita de manganeso, titanita, y magnetita que se presenta como granos aislados. Con menor frecuencia presentan turmalina, como en Missisipi, y anfíbolos. En Cerros de Puralaco, en el sector entre Mehuin y Yeco Alto y en el del Mirador San Pedro se presentan además granos aislados de magnetita.

En las cotículas ubicadas entre Cerro Mehuin y Yeco Alto se presentan minerales de alteración supérgena como hematita, litioforita ( $LiAl_2Mn_3(H_2O)$ ) y una precipitación coloidal de óxidos de Fe, Al, Si, Mn y P de granulometría muy fina de modo que los análisis con microsonda permitieron detectar los elementos que los componen pero no permitieron obtener una buena fórmula estructural. La litioforita es un mineral de alteración supérgena, de ocurrencia restringida en la naturaleza, y la textura coloidal de los óxidos de Fe, Al, Si, Mn y P merece un mayor estudio para definir si corresponde a una textura producto exclusivamente de la alteración supérgena o está revelando alguna textura metamórfica.

Se encuentran también clastos de cotículas, con altos contenidos de Mn, en el sector de Pichilingue incorporados a los depósitos pleistocénicos fluviales del Estero Pichilingue y que conforman placeres auríferos.

#### Microtexturas

Los granates de espesartina se presentan en bandas con mayor concentración de granates, en algunos casos estas bandas están plegadas según la foliación predominante, como entre Cerro Mehuin y Yeco Alto, y en Cerros de Puralaco. En un afloramiento entre Cerro Mehuin y Yeco Alto la orientación del largo de las anfíbolos y algunas micas es oblicua a la foliación definiendo una textura C-S. En Mehuin y el camino Pichicullin-Queule se presentan ribbons de cuarzo con fuerte anisotropía en la orientación de estructuras internas cristalinas y con granos de bordes serrados y de extinción ondulosa. También se presentan cloritas microplegadas.

#### Características geoquímicas

Su composición química, comparada con un promedio de los esquistos, indica que las cotículas presentan un mayor contenido de Mn, y un menor contenido de Co, Ni, Zn, y Pb. Con respecto a los demás metacherts presentan principalmente un mayor contenido de Mn (*Anexo E*).

### 3.1.7 Metachert de stilpnomelano y stilpnomelano - zussmanita

#### Descripción y distribución

Dos afloramientos se encuentran ubicados en la costa norte de Punta Nihue. Son metacherts con mayor contenido de Fe que el resto de los metacherts del área de estudio y su mineralogía es predominantemente cuarzo y stilpnomelano, mientras que zussmanita solo ha sido identificada en uno de los afloramientos de Punta Nihue, donde se presentan intercalaciones de (**Anexo A, B**):

- Bandas de metacherts de stilpnomelano y zussmanita.
- Bandas de granates, stilpnomelano y clorita, donde los granates son de composición intermedia entre almandino-grosularia-espesartina,
- Bandas de siderita.

Otros minerales presentes, pero menos abundantes, son plagioclasas, anfíbolos tipo tremolita-actinolita, baritina, ilmenita de manganeso ((FeMn)TiO<sub>3</sub>), magnetita y pirita.

#### Microtexturas

Se presentan pliegues centimétricos, sobrecrecimiento de zussmanita en micropliegues con stilpnomelano primario, y además stilpnomelano tardío. Los granates muestran texturas helicíticas conformadas por grafito revelando la existencia de foliaciones previas al crecimiento del granate, además sombras de presión de cuarzo y stilpnomelano en torno a granate marcan el crecimiento de una nueva foliación. Eventos tardíos en el proceso de deformación se evidencian por clorita rellenando fracturas en granate y orientadas perpendicularmente a la foliación dada por el stilpnomelano, además de vetillas de pirita y vetillas de cuarzo-clorita.

#### Características geoquímicas

Su composición química, comparada con un promedio de los esquistos, indica que los metacherts de stilpnomelano presentan principalmente un mayor contenido de Mn y Fe, además de Ag, As, Mo y Cu, mientras que un menor contenido de Pb, Al, Mg, Ti y Ni. Con respecto a los demás metacherts presentan principalmente un mayor contenido de Cu, Zn, Ni y As, y un menor contenido de Pb. Los demás metacherts, por su mineralogía deben ser más pobres en Fe que los metacherts de stilpnomelano que contienen un 20% de Fe (**Anexo E**).

### 3.1.8 Esquistos de talco y anfíbola

#### Descripción y distribución

Se presentan lentes de unos 5 cm de espesor y de 50 cm de largo, en afloramientos del Estero Pirén, donde se encuentran intercalados con bandas de dimensiones similares y compuestas por hematita – limonita. Exhiben una foliación bien definida y su apariencia es de colores verde claros siendo suaves al tacto. La mineralogía determinada por óptica y análisis en microsonda corresponde a tremolita - actinolita y talco (Mg<sub>3</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>), además por difracción de rayos x (**Anexo H**) se identificó cuarzo, talco (Mg<sub>3</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>(O)<sub>2</sub>) y posiblemente pirofilita

$\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ . También aparecen rodados de esquistos de talco y anfíbola en quebradas que conforman el nacimiento del Estero Pirén (*Anexo A, B*).

### Características geoquímicas

Su composición química, comparada con un promedio de los esquistos, indica que los esquistos de talco y anfíbola presentan principalmente un mayor contenido de Ni y Cr, además de Co, mientras que un menor contenido de Pb, Mo, As, Cu, Zn y Mn (*Anexo E*).

### **3.1.9 Serpentinitas**

#### Descripción y distribución

Se presenta un afloramiento de serpentinita, ubicado al noroeste de Cordillera de Queule cercano al camino que une Colegual y Piren. El afloramiento mide unos tres por tres metros en superficie, es de apariencia masiva, muy competente y sin foliación aparente. Se identificaron sus minerales por propiedades ópticas y por difracción de rayos x, obteniéndose que se caracteriza mineralógicamente por serpentina tipo nepouita 20 ( $\text{Ni}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ), magnesita ( $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ ) y espinela férrica o mejor denominada como hercinita ( $\text{FeAl}_2\text{O}_4$ ) y que corresponde a una serie de la espinela ( $\text{MgAl}_2\text{O}_4 - \text{FeAl}_2\text{O}_4$ ) donde el Mg ha sido totalmente sustituido por Fe (*Anexo A, B, H*).

La nepouita es un mineral que fue denominado primeramente como garnierita (Garnier, 1867) y posteriormente se la clasificó como un silicato hidratado de Ni y Mg (Glasser, 1907), y actualmente se la considera un análogo de lizardita ( $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ) donde el Mg ha sido reemplazado por Ni, y se considera la serie lizardita-nepouita como una serie isomórfica (Maksimovir, 1973; Brindley y Wan, 1975).

### **3.1.10 Bandas, Vetillas y Ojos de cuarzo**

#### Descripción y distribución

Corresponden a vetillas, lentes y bandas de cuarzo de potencia variable entre 0,5 cm y 5 cm, incluidas mayoritariamente en esquistos cuarzo micáceos y esquistos cuarzo feldespáticos y menos frecuentemente en esquistos verdes. Las bandas presentan un aspecto abudinado y es habitual encontrarlas plegadas, en algunos casos con pliegues desarraigados y bandas con pliegues isoclinales centimétricos de plano axial subparalelo a la foliación predominante. Se presentan ojos de cuarzo correspondientes a cabezas de pliegues mesoscópicos, en algunos casos desarraigados asociadas al plegamiento de bandas de cuarzo. Las vetillas de cuarzo se presentan cortando a la foliación y también siendo afectadas por la misma siendo sintectónicas en la mayoría de los casos (*Anexo A*).

### Características geoquímicas

Su composición química, comparada con un promedio de los esquistos, indica que las bandas, vetillas y ojos de cuarzo presentan principalmente un menor contenido en Co, Zn, Cu, Mn, Ni y Pb, y un contenido de Mo levemente mayor (*Anexo E*).

## 3.2 Ocurrencia de minerales metálicos en la Hoja Queule

### 3.2.1 Sulfuros macizos de Pirén

#### Descripción y distribución

Se encuentran en un afloramiento en las nacientes del Estero Pirén, en la zona central de Hoja Queule y al noroeste de la parte más alta de Cordillera de Queule, a una cota de 350 metros sobre el nivel del mar. Se presentan dos cuerpos tabulares de sulfuros macizos, de 10 a 30 cm de espesor, expuestos por algunos metros en la quebrada del Estero Pirén, concordantes con la foliación predominante (S2), la roca de caja corresponde a esquistos verdes y esquistos cuarzo micáceos con intercalaciones de bandas de cuarzo de 5 cm de espesor y que presentan pliegues, isoclinales centimétricos, de plano axial subparalelo a la foliación principal (S2) (*Anexo A, C, D*).

Las muestras frescas de sulfuros macizos estudiadas en este trabajo presentan principalmente pirita ( $\text{FeS}_2$ ), calcopirita ( $\text{CuFeS}_2$ ), pirrotita ( $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$ ) y esfalerita ( $(\text{Zn}, \text{Fe})\text{S}$ ), con presencia menor de covelina ( $\text{CuS}$ ), molibdenita ( $\text{MoS}_2$ ), galena ( $\text{PbS}$ ), calcosina ( $\text{Cu}_2\text{S}$ ) todos los cuales fueron descritos previamente, en los sulfuros macizos de Pirén Alto por Schira *et al.* (1990). Además se observó la presencia más escasa que los minerales anteriores, de electrum ( $\text{Au}$  y  $\text{Ag}$ ), bornita ( $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ ), y posible cubanita ( $\text{CuFe}_2\text{S}_3$ ). Otros minerales descritos previamente por Schira *et al.* (1990) pero que no fueron encontrados en las muestras tomadas durante este trabajo son marcasita ( $\text{FeS}_2$ ), digenita ( $\text{Cu}_9\text{S}_5$ ), carrollita ( $\text{Cu}(\text{Co}, \text{Ni})_2\text{S}_4$ ), linneita ( $(\text{Co}, \text{Ni})_3\text{S}_4$ ), pentlandita ( $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$ ), talnakita ( $\text{Cu}_9(\text{Fe}, \text{Ni})_8\text{S}_{11}$ ) y haycocita ( $\text{Cu}_4\text{Fe}_5\text{S}_8$ ). Además en el borde de piritas se obtuvo algunos resultados de análisis por microsonda con contenido de ( $\text{Fe}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Si}$ ,  $\text{O}$ ,  $\text{Mg}$  y  $\text{Mn}$ ).

Durante el desarrollo de este trabajo se identificaron silicatos no descritos previamente en el Basamento Metamórfico y que se encontraron incluidos en los sulfuros macizos de Pirén Alto y correspondientes a:

- Muscovita o mica blanca con alto contenido de óxidos de Ba (6% a 10% en peso), V (hasta 1% en peso) y Cr (hasta 1,6% en peso).
- Cymrita ( $\text{Ba}_2\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{19}(\text{OH})_3\text{H}_2\text{O}$ ), silicato con 36% a 38,8% de Ba en peso, presente como granos pequeños y aislados en los sulfuros, de tamaño entre 5 y 30 micrones.
- Posible cymrita potásica ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), también conocida como sanidina hidratada.

Estos minerales, incluidos entre los sulfuros, son seguramente la fuente para las anomalías geoquímicas de Ba determinadas por Schira *et al.* (1990). También se identificó clorita tipo chamosita.

En muestras del contacto entre los sulfuros macizos y esquistos cuarzo micáceos se presenta una mineralogía caracterizada por muscovitas con altos contenidos de Ba de hasta 2,4% en peso, cloritas ferromagnéticas, epidota, ilmenita de manganeso ( $(\text{FeMn})\text{TiO}_3$ ), cuarzo, turmalina, zircón, fluorapatito, rutilo, titanita y albita (menor). En el capítulo de condiciones P/T del metamorfismo se expone, con más detalle, las características de los silicatos presentes en los sulfuros macizos de Pirén Alto y en los esquistos en contacto con los sulfuros (*Capítulo 4.2*).

Mineral	Calco- pirita	Calco- pirita	Pirro- tita	Pirro- tita	Esfa- lerita	Esfa- lerita	Pirita	Pirita
<b>MUESTRA</b>	<b>54.3A</b>	<b>54.3B</b>	<b>54.3A</b>	<b>54.3B</b>	<b>54.3A</b>	<b>54.3B</b>	<b>54.3A</b>	<b>54.3B</b>
<b>S</b>	34.485	34.504	38.405	38.509	33.401	33.220	53.652	52.626
<b>Fe</b>	31.177	30.974	61.698	61.292	9.702	8.355	48.128	47.719
<b>Cu</b>	33.727	34.243	0.029	0.067	0.114	0.015	0.000	0.012
<b>Ag</b>	0.066	0.000	0.084	0.055	0.000	0.000	0.111	0.000
<b>Pb</b>	0.062	0.033	0.000	0.170	0.239	0.018	0.069	0.019
<b>Zn</b>	0.115	0.048	0.000	0.124	56.052	57.589	0.008	0.001
<b>Cr</b>	0.000	0.016	0.015	0.020	0.024	0.024	0.028	0.007
<b>Ni</b>	0.000	0.045	0.019	0.020	0.000	0.007	0.002	0.000
<b>Au</b>	0.000	0.000	0.002	0.062	0.000	0.000	0.000	0.067
<b>As</b>	0.084	0.041	0.076	0.073	0.104	0.013	0.027	0.092
<b>Mn</b>	0.000	0.016	0.000	0.000	0.098	0.049	0.000	0.006
<b>Ti</b>	0.016	0.013	0.009	0.014	0.000	0.000	0.007	0.012
<b>Al</b>	0.039	0.035	0.010	0.018	0.000	0.000	0.019	0.008
<b>Co</b>	0.061	0.050	0.034	0.050	0.023	0.051	0.072	0.050
<b>Hg</b>	0.290	0.000	0.225	0.174	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Mg</b>	0.007	0.014	0.000	0.001	0.000	0.019	0.016	0.009
<b>Suma</b>	100.129	100.032	100.606	100.649	99.757	99.360	102.139	100.628

*Tabla 5: Análisis con microsonda de sulfuros de Pirén Alto, los resultados están indicados en % peso y se muestra el resultado en 2 cristales de cada muestra.*

### Microtexturas

El mineral más abundante es la pirita que presenta granos, de tamaño típico entre 0,2 mm y 0,5 mm, más grandes que el resto de los minerales y es seguida en abundancia por calcopirita, esfalerita y pirrotita los cuales se ubican entre los granos de pirita y en fracturas al interior de los granos de pirita (*Tabla 2*). La molibdenita se presenta como granos pequeños y aislados de tamaño típico de 20 micrones y ocasionalmente de tamaños mayores que llegan a un máximo de 100 micrones, los cuales fueron identificados por respuesta espectral en microsonda pero sin análisis cuantitativos sobre el mineral.

### Características geoquímicas

Con respecto a la composición química promedio de los esquistos, los sulfuros macizos de Pirén Alto presentan principalmente un mayor contenido de Cu, Au, Ag, Hg, Zn, Fe y Mo, mientras que un menor contenido de Mn, Ti, Mg y Al (*Anexo E*).

La composición química de los esquistos que están en contacto con los sulfuros macizos, comparada con un promedio de los esquistos, presenta un mayor contenido de Mo y un menor contenido de Mn, As y Mg, pero estas diferencias son menores que un orden de magnitud (*Anexo E*).

### 3.2.2 Cuerpos de hierro macizo

#### Descripción y distribución

Están expuestos en quebradas donde nace el Estero Pirén, y al oeste de Cordillera Queule con cotas entre 300 y 650 metros sobre el nivel del mar. Se presentan como cuerpos macizos de goethita y en los afloramientos estudiados es difícil observar su relación con la foliación predominante ya que están semiexpuestos en el terreno con vegetación alrededor o bien han quedado semiexpuestos por excavaciones someras. Solo en un caso, al oeste de Cordillera Queule, se pueden observar lentes concordantes con la foliación predominante (*Anexo A*).

Están compuestos principalmente por goethita- pirita (en menor cantidad). Análisis de rayos x identifican la presencia de cuarzo, goethita, micas y trazas de óxidos de Mn y de caolinita. Además se presenta pirita en menor cantidad.

#### Características geoquímicas

Comparando su composición química, con un promedio de los esquistos, los cuerpos de hierro macizo presentan principalmente un mayor contenido de Cu, Au, Hg, y Ag, además de As y Mo, mientras que un menor contenido de Ni, Mn, Zn y Cr. Comparados con los sulfuros macizos tienen un mayor contenido de Mo y As, mientras que un menor contenido de Ni, Zn, Au, Ag, Cu y Mn. Sin embargo es posible observar una correlación en la variación composicional entre los cuerpos de hierro macizo y los sulfuros macizos de modo que presentan anomalías y subanomalías en los mismos elementos con respecto a un promedio de los esquistos (*Anexo E*).

### 3.2.3 Fallas y fracturas con alteración hidrotermal

#### Descripción y distribución

Corresponden a zonas de fracturas y fallas rellenas con limonita – hematita – arcilla - cuarzo. En la mayoría de los casos el relleno alcanza solo unos pocos centímetros de espesor, desde 1 cm a 20 cm, como ocurre entre Colegual Bajo y Colegual Alto, entre Cerros de Puralaco y Cerro Limahue, y en el camino a Punta Nihue y al norte de Punta Nihue. En el sector de Colegual el aspecto del relleno de las estructuras es brechoso y está muy afectado por alteración supérgena. En Cordillera Queule, más específicamente entre El Lingue y Cerro Pichilingue, la potencia del relleno varía entre 0,3 m y 3 m en estructuras consecutivas, separadas a veces algunos metros, de modo que conforman zonas con limonita- hematita - arcillas – cuarzo intercaladas con roca de caja alterada. En el campo se midió hasta 18 metros de potencia para este conjunto de estructura, alteración y roca de caja alterada. Los minerales de alteración que rellenan las fallas fueron identificadas, en cortes transparentes y con rayos x, y corresponden a limonita (goethita), hematita, cuarzo, arcilla (caolinita), micas (sericita, muscovita), talco, turmalina y calcita (*Anexo A, B, H*).

Entre El Lingue y Cerro Pichilingue la alteración, emplazada en fallas y fracturas, presenta variaciones texturales como:

- Predominio de vetillas de goethita de 2 mm a 10 mm de espesor, formando ocasionalmente un enrejado de vetillas.

- Mayor contenido de caolinita - goethita - micas, con goethita dispuesta en vetillas y nódulos.
- Vetillas de cuarzo centimétricas y cuarzo conformando una textura microbrechosa.

Estas estructuras cortan a la foliación principal y presentan rumbos principalmente NS, NNE y EW, mayoritariamente subverticales con manteos entre 90° y 55° hacia el E, W y N. La roca de caja de las estructuras corresponde en general a esquistos verdes y esquistos cuarzo feldespáticos con variaciones entre bandas micáceas grafiticas, bandas cuarzosas de colores blanco y rosado descritas en trabajos anteriores (Troncoso, 1995) y en algunos casos con sericita en planos de fractura.

En las muestras de terreno no fue posible reconocer los cuerpos subvolcánicos descritos en trabajos de exploración minera anteriores. Una revisión del sondaje DML-1, en poder actual de la Compañía Minera Catamutún, realizado en el sector entre El Lingue y Cerro Pichilingue por la Compañía Minera Sierra Morena permitió identificar lo siguiente:

- **Roca fresca:** esquistos feldespático micáceos con grafito y con bandas más cuarzosas con cuarzo blanco y rosado, esquistos verdes así como esquistos fuertemente alterados a sericita, cuarzo y calcita, además de pirita diseminada en los esquistos. Es posible observar en cortes transparentes una textura esquistosa relictas sobre la cual se dispone la limonita y micas. Se observan además metacherts micáceos con carbonatos.
- **Alteración:** Fuerte limonitización acompañada de hematita, cuarzo, caolín, sericita. Vetillas de ancho milimétrico compuestas por limonita - goethita acompañadas de arcilla tipo caolinita, vetillas milimétricas a centimétricas de cuarzo. Pirita y probable arsenopirita alterada, dado las anomalías de As presentes en el relleno y en esquistos alterados. Asociados al cuarzo, pero de manera escasa, aparecen turmalina, calcita y muscovita dispuestos en una textura microbrechosa.

### Características geoquímicas

Al comparar un promedio de los resultados geoquímicos obtenidos en muestras del relleno de fallas y fracturas, definido principalmente por un zona con limonita – hematita – arcilla - cuarzo, con la composición química promedio de los esquistos, se tiene que las zonas de alteración presentan principalmente un mayor contenido de As además de Hg, Au, Ag, Cr y Ni mientras que un menor contenido principalmente de Mg Ti y Mn (*Anexo E*).

En muestras seleccionadas de vetillas de espesores de 2 a 10 milímetros y compuestas principalmente por hematita (goethita) – limonita – arcilla (caolín) - micas se obtuvieron valores anómalos de As (3857 ppm), Au (1,4 ppm) y Hg (550 ppm), además de Ag, Co, Cu, Cr y Mn, mientras que un menor contenido de Mg y Mo. Estas vetillas presentan un mayor contenido de Au, As y Hg que el promedio del relleno de las estructuras de la que forman parte, sin embargo las vetillas y el conjunto del relleno presentan una variación composicional similar al compararlas con un promedio de los esquistos. Además en una falla normal, en Cordillera Queule, se presenta un relleno con limonita y un material no identificado de color gris donde se obtuvieron anomalías de Cr, Ni y As (*Anexo E*).

La roca de caja de las estructuras con limonita presenta variaciones, con respecto a un promedio de los esquistos, con mayor contenido promedio de As (10 veces más), además de Ni, Cu, Cr, Au, Mg, Al, Ti, y menor contenido de Pb y Mo, pero la diferencia es menor que un orden de magnitud (*Anexo E*).

En resumen se tienen fallas y fracturas rellenas con minerales de origen hidrotermal y afectados por una fuerte alteración supérgena compuesta por limonita (goethita) - hematita - cuarzo - arcilla (caolinita) - micas (sericita, muscovita) - talco - turmalina - calcita. En muestras de superficie los valores anómalos de oro están relacionados solamente a un vetilleo discreto y subeconómico en vetillas de espesor milimétrico compuestas por hematita (goethita) - limonita - arcilla (caolín), y emplazadas en las zonas de mayor alteración. Entre los minerales originales, afectados por alteración supérgena, debió estar presente principalmente piritita y arsenopiritita, ya que están descritas en sondajes como minerales frescos y en la alteración se presentan valores anómalos de arsénico. La roca de caja, en superficie, son esquistos verdes y esquistos cuarzo feldespáticos, mientras que en profundidad aparecen bandas de cuarzo blanco y rosado. Una muestra del sondaje corresponde a un metachert micáceo con carbonatos. En la revisión de muestras, realizada en esta tesis, no se encontraron evidencias de intrusivos emplazados en las estructuras. El conjunto de elementos anómalos asociados a estas estructuras y su relleno corresponde a As, Au, Hg, Ag, Co, Cu, Cr y Mn, además del evidente aporte de Fe, todo lo cual favorece la hipótesis de una removilización hidrotermal a partir de niveles con cuerpos de hierro y sulfuros macizos en el Basamento Metamórfico, y dicha hipótesis es revisada con más detalle en el capítulo final.

### **3.2.4 Placeres auríferos**

En un depósito fluvial asignado a la unidad de gravas cuarcíferas del Pleistoceno Inferior - Medio, en el sector de Pichilingue se pudo constatar la existencia de labores de minería artesanal, con construcción de pozos y túneles con técnica de encastillado para la sujeción de las paredes.

Entre los clastos que conforman el placer se tienen clastos de cotículas, que por los pirquineros del área se les conoce por el nombre local de granalla, y se los señala como asociados al oro nativo de modo que están presentes en nivel inmediatamente superiores a la circa en más de un 50% de los casos en que se encontraba oro (A. Oñate, Comunicación Verbal). Estos clastos de cotícula corresponden descriptivamente a los clastos tipo II descritos en Pichilingue en estudios anteriores y están asociados en este placer a una mayor abundancia de óxidos de Fe en la matriz. Esto puede ser una antecedente favorable para la hipótesis de que estos depósitos tengan un origen a partir de la erosión y transporte de rocas del basamento con oro, minerales de Fe y cercanos a cotículas.



### 3.3 Subunidades litológicas de la Serie Occidental en la Hoja Queule

Se definieron subunidades litológicas de la Serie Occidental Basamento Metamórfico, que se caracterizan por el predominio de uno o más de los tipos litológicos más recurrentes y que corresponden a esquistos verdes, esquistos cuarzo micáceos, esquistos cuarzo feldespáticos y metacherts. También se tienen subunidades que se caracterizan por la presencia de tipos litológicos de ocurrencia más restringida en el Basamento Metamórfico, como esquistos cuarzo micáceos con biotita, cotículas en algunos casos con magnetita, esquistos verdes con magnetita, cuerpos de hierro macizo, sulfuros macizos, serpentinita, esquistos de talco y anfíbola, y metacherts con stilpnomelano y stilpnomelano-zussmanita. El mapa geológico obtenido para la Hoja Queule confirmó una tendencia de franjas litológicas de orientación noreste ya señalada en trabajos previos (Silva, 1983; Vieira, 1994) con la diferencia de que a medida que avanzan hacia el norte dichas franjas cambian su orientación, curvándose hacia el Este.

#### 3.3.1 Subunidades litológicas mayores

Se consideraron como subunidades mayores aquellas que tuvieran una mayor continuidad en la Hoja Queule, más específicamente que abarcaran más de 10 km<sup>2</sup> en superficie, y con predominancia de los tipos litológicos más abundantes en la zona de estudio. Conforman en planta franjas de orientación N-NE a NE-E en la Hoja Queule con transiciones graduales de una hacia otra. Estas Subunidades Mayores están representadas en el mapa geológico (*Anexo J*) y son las siguientes:

##### **Subunidad de esquistos verdes, esquistos cuarzo micáceos y esquistos cuarzo feldespáticos**

Es una de las que cubre un mayor porcentaje del área del mapa geológico y se distribuye conformando 3 franjas que incluyen a las siguientes localidades:

- Franja que desde la costa hacia el este pasa por alrededores de Cerro Nihue, Puerto Esperanza, Rodeo de Puralaco y Boroa Norte.
- Franja que incluye a las localidades de Mehuin, ladera oeste de Cerro Queule, Cerro Maitenco, Cerros de Puralaco y de Boroa Central hacia el noreste-este
- Franja que cubre una parte importante del borde este de la Hoja Queule y que al sur del río Mehuin incluye a Cerro de las Tres Cruces, mientras que al norte del río Mehuin incluye a Cerro Mallay, Estero Daulluco, Colegual Alto, Cordillera de Queule, Cerro Loncotripai y Pichilingue. Su prolongación hasta el borde este de la Hoja Queule es producto de una extrapolación de la tendencia litológica recopilada.

##### **Subunidad de esquistos cuarzo micáceos y esquistos cuarzo feldespáticos**

También cubre un importante porcentaje del mapa y se presenta en dos franjas que cubren las siguientes localidades:

- Franja que incluye a la localidad de Missisipi al sur del Río Mehuin, el sector costero entre Mehuin y Queule correspondiente a Playa Pichicullin y Playa Cheuque, mientras que hacia

el noreste incluye a Cerro Tres Ulmos, Rodeos de Alto Puralaco, Boroa Sur, Boroa y Colonia Mahuida.

- Franja presente al sur del Río Mehuin en las localidades de Alepue y Rodeo Tringlo, y que se hace más angosta hacia el norte llegando solo hasta Alto Pirén Sur en el centro de la Hoja Queule. Al norte del río Mehuin incluye las localidades de Colegual Bajo, Yeco Alto y Yeco Bajo.

#### **Subunidad de metacherts, esquistos verdes y esquistos cuarzo micáceos**

Conforma una franja de orientación noreste a este y que está al sur del río Mehuin entre Missisipi y Alepue Bajo, mientras que al norte del río Mehuin incluye a Cerro Mehuin, Cordillera Queule, Cordón Alto Pirén, Cerro Puchilco, Cerro Redondo y Cordillera de Polcura. Los metacherts de esta franja son metacherts micáceos o simplemente metacherts.

#### **Subunidad de metacherts, esquistos verdes y esquistos cuarzo feldespáticos**

Conforma una franja de orientación noreste a este que corre paralela y al este a la franja anterior y que al sur del río Mehuin incluye las localidades de Mehuin Bajo, mientras que hacia el norte incluye a parte de Cordillera Queule, Alto Pirén Norte y parte de la Cordillera de Polcura. Los metacherts de esta franja son metacherts micáceos o simplemente metacherts.

### **3.3.2 Subunidades litológicas menores**

Las Subunidades Menores se caracterizan por la tipos litológicos con minerales y cuerpos metálicos poco comunes en los afloramientos de la Hoja Queule y cuya distribución en planta es espacialmente restringida. Estas Subunidades Menores se describen a continuación (**Anexo J**):

#### **Subunidad de esquistos y metacherts con sulfuros macizos, cuerpos de hierro macizo, serpentinitas y esquistos de talco y anfíbola**

Cubre un área restringida en la zona central de la Hoja Queule al oeste de Cordillera Queule y en las nacientes del Estero de Pirén. Incluye los sulfuros macizos de Pirén, cuerpos de hierro macizo (hematita – limonita), esquistos de talco y anfíbola y un cuerpo de serpentinita todos los cuales tienen como roca de caja a esquistos cuarzo micáceos, esquistos verdes, metacherts y esquistos cuarzo feldespáticos. El protolito de esta subunidad se formó en un ambiente con una impronta hidrotermal submarina que dio origen a los cuerpos de hierro macizo y a los sulfuros macizos. Las condiciones de metamorfismo también son especiales, ya que se tiene calculada la facie de esquistos azules para las máximas condiciones de presión a partir de silicatos en los sulfuros macizos de Pirén Alto, según se detalla más adelante en este trabajo.

#### **Subunidad de cotículas, cotículas con magnetita, y esquistos verdes con magnetita**

Esta subunidad es posible definirla en cuatro sectores de la Hoja Queule donde siempre están en contacto con las subunidades mayores de metacherts y se caracterizan por la presencia de cotículas o metacherts con espesartina, ocasionalmente con magnetita, y de esquistos verdes con magnetita. La presencia de cotícula indica que se les puede considerar como Subunidades con una importante influencia de actividad hidrotermal submarina en la formación del protolito.

Las localidades en que se encuentra esta subunidad son las siguientes:

- Al sur del río Mehuin, inmediatamente al este de Missisipi donde hay cotículas y esquistos verdes con magnetita muy alterados. Esta subunidad continua al norte del río Mehuin en Mehuin, Mirador San Pedro donde hay metacherts con granos de espesartina y esquistos verdes con magnetita alterados a limonita y se prolonga hasta el camino entre Playa Pichicullin y Queule donde hay bandas de cotícula y esquistos micáceos. Incluye afloramientos de esquistos cuarzo feldespáticos.
- En Cerros de Puralaco donde hay cotículas y metacherts que ocasionalmente incluyen magnetita, además de esquistos verdes con magnetita. Incluye también a afloramientos de esquistos cuarzo micáceos.
- Al norte del río Mehuin entre Yeco Alto y Cerro Mehuin, donde se presentan cotículas, ocasionalmente con magnetita y esquistos verdes con magnetita. Incluye afloramientos de esquistos cuarzo feldespáticos y metacherts micáceos.

**Subunidad con metacherts de stilpnomelano y de silpnomelano-zussmanita, bandas de siderita, esquistos verdes y esquistos cuarzo feldespáticos con porfiroblastos de albita**

Corresponde a un área restringida a Nihue y definida a partir de dos afloramientos en la costa de Punta Nihue correspondientes a metacherts de stilpnomelano, metacherts de stilpnomelano y zussmanita identificada en uno de los afloramientos, y metacherts con bandas de Siderita. Incluye a esquistos verdes y esquistos cuarzo feldespáticos ambos con porfiroblastos milimétricos de albita. Dado que estos metacherts se pueden interpretar como metadepósitos de Si-Fe entonces se les puede considerar como Subunidades con una importante influencia de actividad hidrotermal submarina en la formación del protolito. Además el proceso metamórfico en esta Subunidad incluye la facie de esquistos azules calculada a partir de la presencia de zussmanita según se detalla en los capítulos siguientes.

**Subunidad de esquistos micáceos con biotita**

Se restringe al sector Costero de Cordón Queule y Punta Choros donde se presenta la biotita como mineral importante en los esquistos cuarzo micáceos. Se tiene una transición gradual entre esta subunidad y la subunidad mayor de esquistos cuarzo micáceos y esquistos cuarzo feldespáticos, según se muestra en el Perfil.

**Subunidad de esquistos verdes y esquistos cuarzo feldespáticos**

Se encuentra incluida en la subunidad mayor de esquistos verdes, esquistos cuarzo micáceos y esquistos cuarzo feldespáticos con la diferencia de que no están presentes los esquistos cuarzo micáceos. Cubre las partes más altas de Cordillera Queule correspondientes a Cerro Las Quilas, Cerro Lingue, El Lingue y Cerro Pichilingue. En esta Subunidad se presentan esquistos verdes y esquistos cuarzo feldespáticos con porfiroblastos milimétricos de albita, especialmente en el Sector inmediatamente al norte de El Lingue. También se presentan bandas de cuarzo que podrían corresponder a metacherts. En el sector de Cerro Las Quilas se presentan bandas de esquistos verdes con sulfuros diseminados. Su ubicación calza con una zona de pliegues de

amplitud hectamétrica y en ella se aloja una parte importante de las fallas y fracturas con limonita-hematita-arcilla-cuarzo. Por análisis de muestras de un sondaje en el sector se sabe que bajo esta unidad hay metacherts micáceos con carbonatos.

### **3.4 Características estructurales de la Serie Occidental en la Hoja Queule**

En el mapa geológico de la Hoja Queule se exponen los datos estructurales medidos en terreno y recopilados de trabajos previos y que caracterizan las siguientes estructuras:

- Foliación: Rumbo y manteo. Se presentan 3 foliaciones (S1) relictas, (S2) predominante y (S3) presente en rocas en sectores específicos.
- Pliegues hectamétricos: Eje, rumbo y manteo de plano axial de pliegues cuya longitud de onda es de centenares de metros. Corresponden a pliegues mayores en la Hoja Queule y son comparables a los pliegues (F3) descritos en el CMBM.
- Pliegues decamétricos: Eje, rumbo y manteo de plano axial de pliegues cuya longitud de onda es de decenas de metros y que afectan a (S2)
- Pliegues decimétricos y Métricos: Eje, rumbo y manteo de plano axial de pliegues cuya longitud de onda son de décimas de metros y metros respectivamente. Corresponden a estructuras menores en el Basamento Metamórfico que afectan a (S2).
- Pliegues tipo kink: Eje, rumbo y manteo de plano axial de pliegues tipo kink. Están asociados a las rocas donde también se desarrolló (S3).
- Fracturas y fallas: Rumbo y manteo de fracturas y fallas, indicando para estas últimas si se trata de una falla normal, inversa, o de rumbo dextral o sinistral. También se desatacó el caso de fallas y fracturas rellenas con limonita – hematita – arcillas – cuarzo.

A partir de la foliación en la Hoja Queule (*Anexo J*), es posible definir dominios estructurales caracterizados por la presencia de dos foliaciones, de características y orientaciones diferentes, y que se les ha denominado (S2) y (S3), siendo (S2) la predominante en la Hoja Queule mientras que (S3) se presenta restringida al margen costero. También está presente una foliación (S1) relictas que se manifiesta en microtexturas y texturas que dan cuenta de su existencia previa. Además es posible identificar una franja de orientación noreste caracterizada por un sistema de pliegues hectamétricos que se le ha denominado Sistema de Pliegues de Cordillera Queule y que es comparable a los pliegues (F3) descritos en el CMBM (Duhart et al, 2001).

#### **3.4.1 Foliación (S1)**

La foliación (S1) está generalmente obliterada en las rocas de la Hoja Queule, salvo por la existencia de bandas de cuarzo paralelas a la foliación (S2), plegadas sobre si mismas y abudinas indican la presencia de una foliación previa (S1), lo mismo indican la presencia de ojos de cuarzo correspondientes a cabezas de pliegues desarraigadas por el desarrollo de (S2). Además es posible observar evidencias microtexturales de la existencia de (S1) como:

- plegamiento de bandas de granate, tipo espesartina, en cóculas.
- albitas con poikiloblastos de micas blancas conformando texturas helicíticas.
- granates con grafito conformando texturas helicíticas.

### **3.4.2 Foliación (S2)**

#### **Características estructurales y distribución**

Está presente en los tipos litológicos más abundantes en la hoja Queule y corresponden a una foliación de subhorizontal, desarrollada en el plano axial de pliegues de una foliación anterior en los esquistos (S1). (S2) se presenta afectada por pliegues menores locales y mayores abiertos de amplitud hectamétrica. Este dominio se encuentra a partir de 4 kilómetros de la costa y se mantiene hacia el este (*Anexo J*).

#### **Texturas presentes en este dominio**

En Alto Pirén Sur y Estero Pirén se presentan esquistos verdes y esquistos cuarzo micáceos con una foliación predominante dada principalmente por la orientación de anfíbolos, mica blanca y clorita, además de microtexturas asociables genéticamente con (S2) tales como sombras de presión de clorita en torno a granate, ribbons de cuarzo, pescados de mica, ribbons de feldespato, cuarzo con extinción ondulosa y bordes finos, y bandas espesartina. También se encuentran texturas que revelan la presencia de una foliación previa a (S2) y que corresponden a micropliegues y texturas C-S dada por la orientación de anfíbolos y micas que están oblicuas a la foliación (S2). Procesos posteriores o tardíos con respecto a (S2) se evidencian en microtexturas como son kink bands, micas perpendiculares a la foliación y más grandes que el común, y líneas de inclusiones fluidas en cuarzo oblicuas con respecto a la foliación, las cuales pueden estar asociadas al desarrollo incipiente de una foliación posterior (S3). Entre Yeco Alto y Cerro Mehuin los granates de espesartina en cotículas se presentan en bandas con mayor concentración, en algunos caso estas bandas están plegadas según la foliación predominante con un plano axial paralelo a la foliación (S2). En este dominio se presenta vetillas de cuarzo que cortan a (S2) por lo que su origen es posterior a la formación de (S2). También se presenta bandas de cuarzo paralelas a la foliación (S2), plegadas sobre si mismas y abudinadas, además de ojos de cuarzo correspondientes a cabezas de pliegues desarraigadas por el desarrollo de (S2).

### **3.4.3 Foliación (S3)**

#### **Características estructurales y distribución**

La foliación (S3) se presenta en los esquistos del margen costero y se caracteriza por una orientación de rumbo NNW a NNE con manteo variable entre 35° y 80° al W. Se distribuye predominantemente a lo largo del margen costero desde el sur en Missisipi pasando por Playa Pichicullin, Playa Cheuque, Punta Choros y Cordón Queule hasta Punta Nihue por el norte. En el margen costero es posible observar la sobreimposición de la foliación (S3) sobre la foliación (S2) lo que se evidencia por un sistema de pliegues métricos bien expuestos en la costa de Mehuin y con ejes de orientación NNW a NE y que se puede interpretar como una foliación mixta (S2+S3) (*Anexo J*).

#### **Texturas presentes en este dominio**

En el dominio (S3), a lo largo del margen costero, se presentan microtexturas tales como albitas con sombras de presión de cuarzo y subgranos recrystalizados en su interior, albitas deformadas, fracturadas, microfalladas y con texturas dinámicas tipo sigma, ribbons de cuarzo en algunos

casos con fuerte anisotropía en la orientación de estructuras internas cristalinas (sector Pichicullin – Queule) y con granos de bordes serrados y de extinción ondulosa. También se presentan lentes de cuarzo que corresponden a pequeños pliegues isoclinales desarraigados con plano axial paralelo a (S3). La presencia de una foliación y eventos metamórficos previos a (S3) se evidencia también por microtexturas helicíticas dadas por poikiloblastos, de silicatos, en cristales de albita y poikiloblastos, de grafito, en granate. Eventos posteriores a (S3) se muestran por la presencia de Kink Bands (en Missisipi). También se presentan granos de cuarzo con Inclusiones Fluidas que contienen hasta 3 fases (líquido, gas, sólido). Las vetillas de cuarzo se presentan en este dominio cortando a (S3) y afectadas por (S3) por lo que son sintectónicas con la formación de (S3).

#### **3.4.4 Sistema de pliegues de Cordillera Queule**

En los sectores más altos de Cordillera Queule como Cerro Colegual Alto, El Lingue y Cerro El Lingue se tiene un sistema de pliegues hectamétricos con ejes de orientación N30°E a N40°E que quedan en evidencia a partir de los datos de foliación (S2). Además en la zona en que están presentes estos pliegues se presenta una mayor cantidad de fracturas y fallas rellenas con limonita – hematita – arcillas – cuarzo que en el resto del área de estudio.

### **3.5 Rocas Estratificadas en la Hoja Queule**

#### **3.5.1 Oligoceno - Mioceno**

##### **Formación Santo Domingo (Mioceno Inferior- Mioceno medio)**

En la costa al sur de Punta Nihue, se presenta una unidad sedimentaria de 10 a 25 metros de potencia cubriendo un área de 0,5 km<sup>2</sup> y dispuesta con discordancia de erosión y angular sobre el Basamento Metamórfico Paleozoico (*Anexo J*). Se compone de areniscas y arcillas de color azul, con una fase clástica fina de cuarzo y micas. Presenta estructuras internas de estratificación cruzada y niveles de paleosuelo en su parte superior. En base a estas características esta unidad sedimentaria ha sido asignada, en este trabajo, a la Formación Santo Domingo definida por (McDonough *et al.*, 1998) indicando un ambiente de transgresión marina que comienza en el Mioceno Inferior con la inundación progresiva de valles fluviales y que culmina en el Mioceno Medio con la formación de un embahiamiento profundo, que es seguido luego de un proceso de regresión.

#### **3.5.2 Pleistoceno - Holoceno**

En el sector de Queule, en base a los antecedentes de Pino(1983) y considerando las unidades cuaternarias definidas por McDonough *et al.* (1998) inmediatamente al sur de la Hoja Queule, es posible describir las siguientes unidades cuaternarias en la zona de estudio.

##### **Depósitos de playas (Holoceno)**

Depósitos no consolidados de arenas, gravas y ripios litorales que se encuentran en Playa Cheuque, Playa Ronca y en el borde costero. Equivale a la unidad de depósitos de playas (Hp) (Holoceno) de McDonough *et al.* (1998).

### **Depósitos de playas y eólicos (Pleistoceno Medio - Holoceno)**

Depósitos no consolidados de arenas, gravas y ripios litorales en el borde costero y campos de dunas de arenas medias a gruesas que predominan al alejarse de dicho borde. Equivale a las unidades de depósitos de playas (Hp) (Holoceno) y eólicos (Plcn) (Pleistoceno Medio – Superior) de McDonough *et al.* (1998). Incluye a los depósitos de dunas descritos por Pino (1983) en el sector de Isla de los Pinos y aparece además en Playa Alepue, Playa Mehuin – La Barra, Playa Queule y Bahía Nihue.

### **Depósitos fluviales, glacifluviales y estuarianos (Pleistoceno Medio – Holoceno)**

Esta unidad se presenta en los valles de Estero Pirén, Río Lingue o Mehuin, y Río Boroa, riberas del río Queule, en la llanura de San José de la Mariquina en el extremo sureste de la Hoja Queule y como rellenos de quebrada. Incluye a los siguientes tipos de depósitos.

- Depósitos fluviales y fluvioestuarianos de gravas, con arena como matriz, que forman terrazas sobre el lecho de las actuales corrientes de agua.
- Depósitos de abanicos aluviales y conos de eyección en laderas abruptas.
- Depósitos glacifluviales de gravas y ripios clastosoportados con matriz de arenas gruesas y lentes de arenas y limos que conforman terrazas sobre los cauces actuales de ríos. También forman parte de la llanura de San José de la Mariquina en el extremo sureste de la Hoja Queule.
- Depósitos glacifluviales, fluviales y estuarianos de arenas medias a gruesas, semicementadas en una matriz de arenas finas con un aporte volcánico. Conforman una topografía plana en la llanura de San José de la Mariquina en el extremo sureste de la Hoja Queule y terrazas sobre el cauce actual de ríos y en los sectores costeros.

Esta unidad incluye a las unidades fluviales (PIHf) (Pleistoceno Superior – Holoceno), glacifluviales (Plgf1) (Pleistoceno Superior) y glacifluviales, fluviales y estuarianos (Plgf2) (Pleistoceno Medio) definidas por (McDonough *et al.*, 1998)

### **Depósitos fluviales y estuarianos (Pleistoceno Medio)**

A esta unidad ha sido asignada la terraza marina descrita por Pino (1983) y que se presenta con una cota de 50 m sobre el nivel del mar en Isla Los Pinos. Está compuesta por areniscas volcánicas poco consolidadas conformadas principalmente por fragmentos de andesitas y encontrándose plagioclasa, piroxeno y cuarzo en menores cantidades. Equivale a la unidad de depósitos glacifluviales, fluviales y estuarianos (Plgf2) (Pleistoceno Medio) definida por McDonough *et al.* (1998), y más específicamente a sus niveles superiores depositados en un ambiente fluvial tranquilo y estuariano en una época entre las glaciaciones Santa María y Llanquihue, con un importante aporte volcánico.

### **Depósito fluvial de gravas cuarcíferas (Pleistoceno Inferior - Medio)**

Son depósitos de gravas fluviales en el sector de Pichilingue. Los clastos corresponden en general a esquistos, metacherts y cuarzo, son bien redondeados con tamaños variables entre 1 cm y 50 cm y con su diámetro mayor paralelo a la esquistosidad. Su matriz es arenosa de grano fino incluyendo a arcillas, con abundante limonita y hematita en algunos sectores.

Los clastos provienen de las rocas del Basamento Metamórfico como las observados en el área de estudio. Los clastos de metachert tienen forma elíptica, siendo algunos de color gris pardo con un peso mayor que el común de las rocas observadas en el área de estudio, este tipo de clastos recibe el nombre local de granalla. Análisis geoquímicos de este tipo de clastos señalan un contenido de hasta 8% de Mn y corresponden a cotículas o metachert con espesartina. En este depósito fluvial se ha desarrollado una minería artesanal orientada que se detalla más adelante.

Se correlacionan con la unidad de gravas cuarcíferas (Plgq) (Pleistoceno Inferior - Medio) definida por McDonough *et al.* (1998) y descrita también por (Zuccone, 1988).



## 4 Condiciones Presión–Temperatura del metamorfismo de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico en la Hoja Queule

Las condiciones P/T del metamorfismo se estimaron principalmente a partir de la ocurrencia de zussmanita en el sector norte de Punta Nihue, y de clorita, mica blanca y cymrita en Pirén Alto.

### 4.1 Mineralogía y condiciones P/T del metamorfismo en Punta Nihue

En el sector norte de Punta Nihue se encontraron cristales de zussmanita, mineral metamórfico descubierto por Agrell *et al.*(1965) en California, y que no había sido encontrado nuevamente en la naturaleza hasta este segundo hallazgo en Chile. La zussmanita se presenta en metacherts bandeados, con stilpnomelano, que forman parte de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico en el sector norte de Punta Nihue (coordenadas 39° 17,91'S – 73° 13,62'W),. Además, en la muestra con zussmanita se encontró cristales finos similares químicamente a una fase retrógrada de zussmanita también reportada en Laytonville, California (Muir Wood, 1980).

Agrell *et al.*(1965) describen los minerales deerita, howieita y zussmanita en la cantera de Laytonville, Condado de Mendocino, California, donde estos silicatos hidratados ricos en hierro se presentan en metasedimentos ferruginosos del Complejo Franciscano, que incluye rocas metamórficas de la facies de esquistos azules. Posteriormente deerita y howieita han sido descritas en varias localidades, típicamente terrenos alóctonos de esquistos azules, sin embargo una segunda ocurrencia de zussmanita no había sido detectada aún. Solamente coombsita, análogo de zussmanita rico en Mn, se ha descrito en cuerpos pequeños y lenticulares de rocas silíceas ricas en Mn de Nueva Zelandia (Muir Wood, 1980).

Experimentalmente Lattard y Schreyer (1981) han obtenido una temperatura de 550°C como límite superior para el campo de estabilidad de la zussmanita a presiones de agua > 10 kbar y se la considera como un mineral que se forma en condiciones metamórficas de alta presión - baja temperatura correspondientes a la facies de esquistos azules

#### 4.1.1 Zussmanita en metacherts de stilpnomelano

Los metacherts de stilpnomelano, presentes en El sector norte de Punta Nihue, son ricos en Fe (20%) (*Anexo E*), se presentan plegados, con una foliación (S3) subparalela al plano axial de los pliegues que mantean hacia el oeste, y composicionalmente bandeados a escala milimétrica a centimétrica, y métrica. Se tienen cuatro tipos de bandas según su mineralogía:

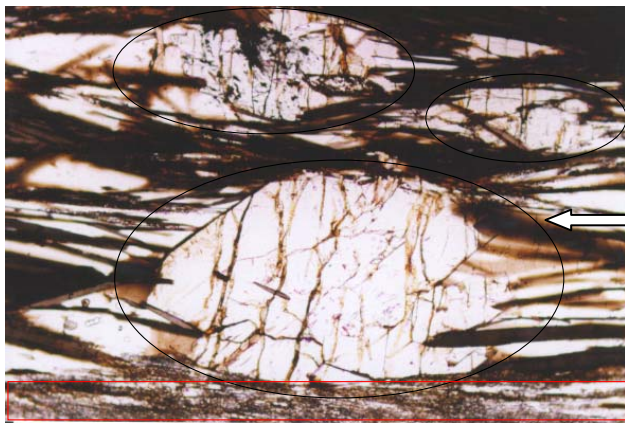
- (i) zussmanita- stilpnomelano - cuarzo
- (ii) siderita - cuarzo ± stilpnomelano
- (iii) apatito - stilpnomelano - cuarzo ± siderita.
- (iv) granates de Ca–Mn–Fe – stilpnomelano – clorita - cuarzo

En los metacherts de stilpnomelano se presentan segregaciones de cuarzo paralelas al bandeamiento, piritas alineadas paralelamente a la foliación además de dispuestas en vetillas que cortan a la foliación y de espesor menor que un milímetro. En las bandas tipo (i) la zussmanita es un constituyente mayor y se presenta como porfiroblastos de tamaño mayores a 1 mm y de color verde claro. Las bandas tipo (ii) y (iii) se encuentran adyacentes a las bandas tipo (i) formando

parte del mismo metachert. A algunos metros de distancia de los esquistos con bandas tipo (i) se encuentran bandas tipo (iv) con abundante stilpnomelano y granates ricos en espesartina. Además se encontró baritina en una muestra en las cercanías de dichas bandas (**Figuras 8, 9**).

Algunos granos de zussmanita están alineados con la foliación (S3) y otros se presentan en ángulo respecto a (S2) como si su rotación no hubiese sido completa. Sombras de presión constituidas por cuarzo se presentan en torno a zussmanita. Los porfiroblastos de zussmanita contienen inclusiones parcialmente orientadas de stilpnomelano, cuarzo y polvo de grafito, revelando texturas internas relictas. El stilpnomelano, de color pardo a verdoso, presenta un fuerte alineamiento paralelo a la foliación (S3).

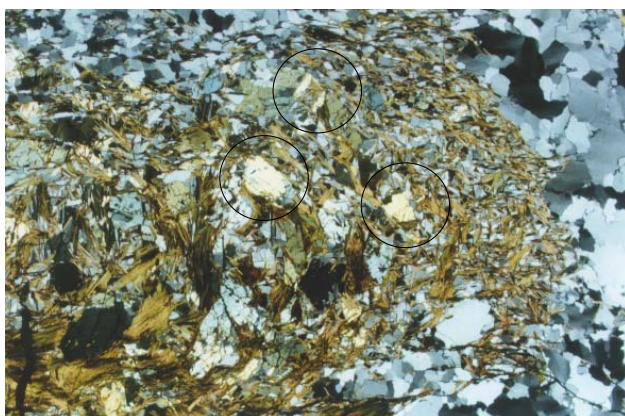
En las bandas tipo (ii) se presentan cristales finos que contienen K y Al y cuya composición química es cercana a la de zussmanita, de birrefringencia similar a la de micas y con textura de pequeños cúmulos de cristales que han crecido parcialmente radiados. Su crecimiento habría sido durante un estado tardío en el borde de granos entre siderita y cuarzo, reemplazando a siderita. Su apariencia óptica es similar a la fase retrógrada "ZU2", mineral tipo zussmanita descrito en rocas de California (Muir Wood, 1980) y es también similar a minnesotaita encontrada en formaciones de hierro de muy bajo grado (Klein, 1974).



**Figura 8:** *Microfotografía en corte transparente, con nicoles paralelos, donde se muestra una banda tipo (i) compuesta por porfiroblastos de zussmanita con stilpnomelano - cuarzo orientados.*

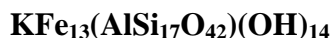
*El tamaño del cristal de zussmanita es aproximadamente 1 mm.*

*En el margen inferior de la fotografía se tiene una banda tipo (ii) compuesta por cristales de grano fino que corresponden a siderita.*

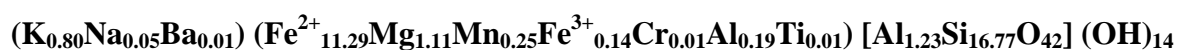


**Figura 9:** *Microfotografía en corte transparente con nicoles cruzados donde se muestra una banda tipo (i) de stilpnomelano - cuarzo - zussmanita que se encuentra plegada. Los porfiroblastos de zussmanita aparecen encerrados en ○*

La fórmula ideal de la zussmanita presente en California (Agrell *et al.*, 1965) es



Muir Wood (1980) reporta varios tipos de zussmanita en Laytonville, donde se presenta como granos finos, algunos ricos en Mn o deficientes en K y que son considerados como producto de estados tardíos del metamorfismo. La composición química de la zussmanita presente en muestras de Chile (ZS CH) se determinó realizando 70 análisis con el sistema dispersivo de onda larga de una microsonda modelo CAMECA SX50, con un voltaje de aceleración de 15 kV, y un rayo de 10 nA con un diámetro de 8 micrómetros (**Tabla 6**). La fórmula estructural obtenida a partir de dichos análisis es la siguiente:



La fórmula estructural de la zussmanita encontrada en El sector norte de Punta Nihue resultó ser aún más cercana a la composición teórica, de los miembros finales, que algunas zussmanitas de California (**Tabla 6**).

Se realizó un mapa de distribución para Al, Mg y Mn a través de un escaneo de paso definido (Bernhardt *et al.*, 1995), con un rayo de electrones sobre un área rectangular de zussmanita, usando otra microsonda modelo CAMEBAX. Los cristales grandes de zussmanita mostraron ser casi homogéneos, con los bordes deprimidos en Mg ocasionalmente. En comparación con stilpnomelano la zussmanita aparece relativamente enriquecida en Mg y Mn.

La fase retrógrada mencionada en la descripción petrográfica, con respecto a la zussmanita, presenta una marcada deficiencia de Al y K, una leve deficiencia de Mg y un leve mayor contenido de Mg (**Tabla 6**). Su composición es muy cercana a la zussmanita subpotásica (Muir Wood, 1980). que se presenta particularmente a lo largo de los bordes de zussmanita en muestras de California, por lo tanto suponemos que esta es la fase retrógrada encontrada en la muestra de Chile.

Para análisis ópticos se seleccionó una porción de cristal claro y homogéneo de zussmanita, que fue extraído con una máquina de microtestigos. Utilizando un microrefractómetro se obtuvo que los índices de refracción son muy similares a los de zussmanita de Laytonville, California (Agrell *et al.*, 1965). Análisis por espectroscopía infraroja mostraron 6 peaks entre los 3700-3500  $\text{cm}^{-1}$ , y no los 3 peaks esperables teóricamente, lo cual es explicable por varios enlaces tipo puente de O-H-O en la estructura de la zussmanita (Massonne *et al.*, 1998).

En las rocas chilenas y californianas la zussmanita se presenta con abundante stilpnomelano. En California se presentan además grunerita y granate. La zussmanita representa una fase en el sistema KF(M)ASH con sustitución limitada de cationes. A partir de una relación de fase en el sistema KFLASH se obtiene que, a temperaturas relativamente bajas, la zussmanita se forma en rocas cuya composición cae en un campo pequeño de dos y tres fases. Esta composición es menos aluminosa, menos potásica y más ferruginosa que el stilpnomelano. De acuerdo con las relaciones de fase que aparecen en las rocas californianas, se tiene un campo composicional amplio, pero esa relación puede deberse a un rango de temperatura estrecho. Mas aún el quiebre

de zussmanita a grunerita + biotita alrededor de los 550°C (Lattard y Schreyer, 1981) requiere tres campos de fases para zussmanita + granate + biotita después de la descomposición de stilpnomelano (Muir Wood, 1980). Pero nuevamente el rango de temperatura para la estabilidad en esas condiciones debe ser muy estrecho.

**Tabla 6: Composición química y fórmula estructural de la zussmanita y minerales asociados. Los análisis fueron realizados por V. Muñoz en el Instituto de Mineralogía de la Universidad del Ruhr, Bochum, Alemania, bajo la supervisión del Dr. H. J. Bernhardt.**

ÓXIDOS	ZS CH	ZS CF	STP CH	Z-R CH	Z-R CF
SiO <sub>2</sub>	47.41	48.42	46.73	51.37	50.19
TiO <sub>2</sub>	0.02	0	0	0	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.39	3.78	4.97	0.32	0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0	0.01	0.01	0
FeOtot	38.63	37.07	35.03	37.14	30.52
MnO	0.83	2.36	0.21	0.16	6.73
MgO	2.09	1.59	3.38	4.21	3.89
BaO	0.05	0	0.20	0.06	0
Na <sub>2</sub> O	0.07	0	0.73	0.05	0
K <sub>2</sub> O	1.76	1.90	2.47	0.21	0.16
F	0.07	0	0.14	0	0
H <sub>2</sub> Ocalc	<b>5.90</b>	-	<b>5.16</b>	<b>6.09</b>	-
O=F	-0.03	-	-0.06	0	-
<b>TOTAL</b>	<b>100.27</b>	<b>95.13</b>	<b>99.18</b>	<b>99.63</b>	<b>91.81</b>
<b>FORMULA ESTRUCTURAL</b>					
Si	16.768	16.93	8.047	17.697	17.88
Al[4]	1.229	1.07	0.953	0.131	0
Al[6]	0.183	0.49	0.055	0	0
Cr	0.008	0	0.001	0.004	0
Ti	0.005	0	0	0	0
Fe <sup>3+</sup>	0.091	0	0.258	0	0
Fe <sup>2+</sup>	11.335	10.86	4.786	10.699	9.11
Mn	0.250	0.70	0.031	0.046	2.03
Mg	1.103	0.83	0.868	2.160	2.06
Ba	0.007	0	0.014	0.008	0
Na	0.048	0	0.243	0.032	0
K	0.795	0.85	0.543	0.092	0.07
OH	14	-	-	-	-

**ZS CH:** Valor promedio de 70 análisis con microsonda en zussmanita en muestra del sector norte de Punta Nihue.

**ZS CF:** Composición de zussmanita de California (Muir Wood, 1980).

**STP CH:** Análisis de un punto en stilpnomelano de las bandas con zussmanita en muestra del sector norte de Punta Nihue.

**Z-R CH:** Análisis en un punto en cristal de zussmanita de fase retrógrada o tardía en muestra del sector norte de Punta Nihue.

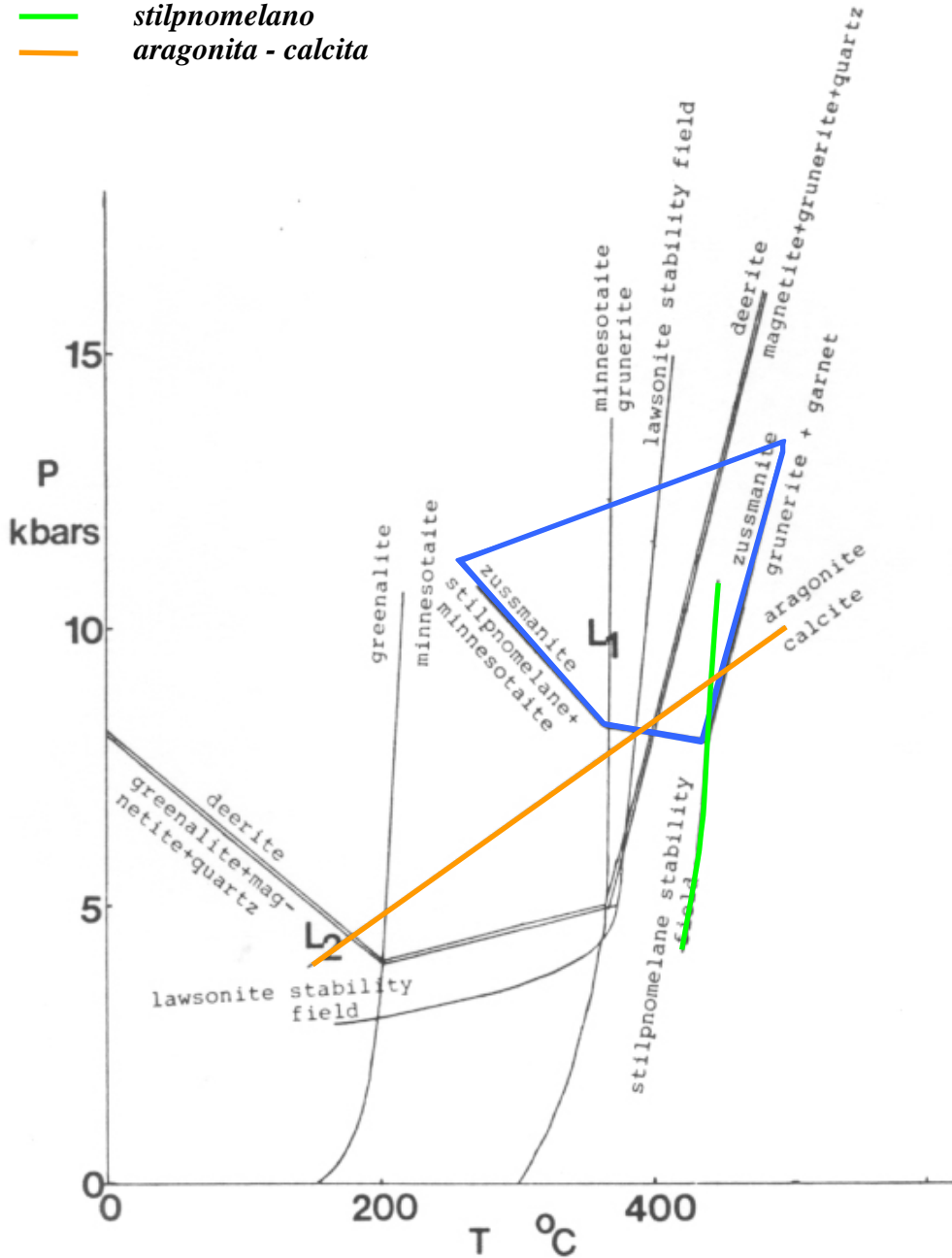
**Z-R CF:** Composición de fase tardía o retrógrada identificada como zussmanita subpotásica (Muir Wood, 1980) en muestras de California.

#### 4.1.2 Geobarometría en base a zussmanita en Punta Nihue

El campo de estabilidad obtenido experimentalmente para zussmanita (Lattard y Schreyer, 1981) aplicado a las rocas del sector norte de Punta Nihue indica la ocurrencia de la facies de esquistos azules durante parte del proceso metamórfico que dio origen al Basamento Metamórfico, con presiones sobre 9 kbar y temperaturas menores que 500°C, más específicamente menores que 400°C al considerar el campo de estabilidad del stilpnomelano presente con zussmanita:

**Figura 10: Campos de estabilidad, según Lattard y Schreyer (1981), de:**

- zussmanita para muestras de Laytonville California
- stilpnomelano
- aragonita - calcita



## 4.2 Mineralogía y condiciones P/T del metamorfismo en Pirén

En las muestras de Pirén Alto se analizaron con microsonda cristales de clorita, mica blanca y cymrita para lograr obtener un cálculo de las condiciones de metamorfismo.

Los análisis de cloritas se utilizaron para cálculos de temperatura aplicando el geotermómetro de M. Cathelineau (1988) para cloritas, correspondiente a la fórmula:

**$T^{\circ}\text{C}=321.98*\text{Al}^{\text{IV}} - 61.92$  donde  $\text{Al}^{\text{IV}}=\text{Al}$  en el sitio tetrahédrico de la fórmula estructural para clorita calculada en base a 14 oxígenos.**

Con microsonda se analizaron diversas micas blancas encontrándose variedades ricas en Ba, Cr y V y micas blancas tipo fengita, siendo estas últimas de utilidad para cálculos de presión aplicando geobarómetro de Massonne y Schreyer (1987), para mica blanca tipo fengita, en el que se necesita conocer el contenido de Si en la fórmula estructural de la fengita para 11 oxígenos, que es igual a la mitad del contenido de Si en la fórmula de 22 Oxígenos. Al aplicar este geobarómetro para el caso de las muestras de Pirén Alto se obtienen condiciones de presión mínima dado que no se dispone estrictamente de la paragénesis **cuarzo-fengita-flogopita-feldespató potásico**, necesaria para un cálculo exacto de la presión no hay identificada flogopita, pero si cloritas ferromagnesianas, en las muestras estudiadas y con respecto a la posible presencia de feldespató potásico se incluye una breve discusión sobre este tema más adelante. Así que en los párrafos siguientes cuando se estiman condiciones de presión y diferencias de presión, solo se trataría de condiciones y diferencias de presión mínima estimable.

Entre los minerales analizados se encuentra cymrita, feldespató de Ba hidratado, cuya fórmula ideal es:  **$\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\cdot\text{H}_2\text{O}$ , con  $\text{H}_2\text{O}=4,6\%$** , constituyendo su presencia en Pirén el primer hallazgo en Chile de este mineral. La cymrita ha sido descrita en otros lugares del mundo, como por ejemplo en la Isla de Andros, asociado a niveles ricos en Mn en rocas metamórficas de alta presión (Reinecke, 1982) y en Nevada, presente en una secuencia de baritina estratificada que exhibe metamorfismo de bajo grado, específicamente incluida en bandas de sílice y pirita (Hsu, 1994).

**Tabla 7: Resultados seleccionados de análisis con microsonda en muestras de Pirén. Se destacan los resultados obtenidos para contenidos en % peso de BaO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, F, V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y H<sub>2</sub>O calc ya que se citan en el texto.**

Óxidos % peso	Clor1	Clor2	Cym1	Cym2	Mic1	Mic2	Mic3	Fen1	Fen2	Kcym
ZnO	0.092	0.392	0.000	0.000	0.059	0.050	0.149	0.000	0.012	0.073
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.000	0.066	0.000	0.000	0.014	0.005	0.000	0.009	0.071	0.000
NiO	0.069	0.018	0.000	0.046	0.085	0.033	0.000	0.000	0.000	0.000
BaO	0.000	0.138	36.641	38.471	10.360	9.727	1.504	0.266	0.137	1.612
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.123	0.003	0.000	1.592	1.424	0.026	0.085	0.000	0.000
TiO <sub>2</sub>	0.038	0.077	0.138	0.210	0.587	0.340	0.237	0.319	0.047	0.040
K <sub>2</sub> O	0.000	0.008	0.113	0.124	6.388	7.218	10.452	9.380	10.756	15.691
Na <sub>2</sub> O	0.011	0.000	0.085	0.102	0.186	0.290	0.247	0.770	0.013	0.177
CaO	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	12.963	15.768	0.000	0.025	1.918	2.000	2.784	1.970	4.134	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.832	22.866	25.977	25.492	25.277	26.150	29.033	30.607	24.795	18.344
SiO <sub>2</sub>	25.950	24.617	30.611	29.931	40.278	39.767	46.703	48.566	50.541	62.424
Cl	0.021	0.000	0.000	0.000	0.034	0.026	0.007	0.000	0.014	0.048
F	0.026	0.098	0.068	0.044	0.200	0.181	0.095	0.200	0.229	0.037
MnO	1.056	0.438	0.000	0.000	0.000	0.005	0.021	0.092	0.106	0.000
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0.000	0.034	-	1.365	-	-	-	-
FeO tot	30.098	24.101	1.310	1.407	5.673	5.272	2.711	2.277	3.690	0.283
H <sub>2</sub> O calc	11.831	11.286	5.031	4.120	7.354	6.148	6.032	5.460	5.460	1.269
total	100.004	99.996	99.977	100.006	100.005	100.001	100.001	100.001	100.005	99.998

*Clor1 = Clorita con menor Al<sup>IV</sup> y menor T (T=319.5°C).*

*Clor2 = Clorita con mayor Al<sup>IV</sup> y mayor T (T=399.5°C).*

*Cym1, Cym2= Mejores análisis en cymrita.*

*Mic1, Mic 2= Mica blanca rica en Ba, Cr y V.*

*Mic3 = Mica rica en Ba con mayor contenido de Si\*(3.23).*

*Fen1 = Fengita en banda de esquistó micáceo, con mayor contenido de Si\*(3.27).*

*Fen2 = Fengita en el contacto entre banda de esquistó y banda de sulfuro, con alto contenido de Si\*(3.45).*

*K cym = Mineral composicionalmente comparable con cymrita potásica*

#### 4.2.1 Geotermometría en base a clorita en Pirén

Se analizaron cristales de cloritas ubicados tanto entre los sulfuros como en bandas de esquistos de Pirén Alto, identificándose cloritas de Fe-Mg, Mg-Fe y de tipo chamosita (**Tabla 7, Análisis Clor 1 y Clor 2**) con FeO tot=30,1%, MgO=12,9% y MnO=1,05%. Se presentaron algunos valores ocasionalmente mayores de MnO (máximo de 1,06% en peso), ZnO (0,52%), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,42%), NiO (0,18%) y BaO (0,14%).

Se obtuvo 50 análisis provenientes de 10 cristales de clorita diferentes y que presentan razones Fe/(Fe+Mg) entre 0,33 y 0,57. Puesto que en todos los cristales analizados se obtuvo una proporción de Fe/(Fe+Mg)<0,6 según De Caritat *et al.* (1993) es posible aplicar el geotermómetro de Cathelineau (1988) para clorita aplicado en sistemas geotermales (Cathelineau y Nieva, 1985).

Aplicando el Geotermómetro de Cathelineau a análisis de clorita en Pirén Alto se obtuvo temperaturas de un mínimo de **319,4°C** y un máximo de **399,5°C** a partir de valores de Al<sup>IV</sup> con un mínimo de **2,368** y un máximo de **2,866**. (**Tabla 7**). Dichos valores extremos se obtuvieron considerando cristales cuyo análisis indicaba que se trata de clorita sin esmectita (x=1). Considerando análisis de clorita-esmectita (x<1) se obtuvo una temperatura máxima de **402,2°C** en el mismo cristal en que se obtuvo **399,5°C** (**Tabla 8, Figura 11**).

Kranidiotis y McLean (1987) aplican una corrección, a la fórmula de Cathelineau, para el cálculo de temperaturas en alteración clorítica en sulfuros macizos y al aplicar su fórmula corregida a los datos de cloritas de Pirén Alto se obtienen temperaturas que varían entre **292,4°C** y **344,2°C**, resultando ser levemente más bajas que las calculadas con la fórmula original de Cathelineau, pero según De Caritat *et al.* (1993), se requiere una proporción de Fe/(Fe+Mg)>0,6 para poder aplicarla confiablemente y en los análisis de clorita obtenidos se tiene que Fe/(Fe+Mg)<0,6, por lo que no es posible utilizar la corrección de Kranidiotis y McLean (1987), sin embargo se hace el ejercicio de aplicarla para verificar el impacto de la corrección en este resultado y se tiene que solo hay una baja de aproximadamente 7°C a 55°C.

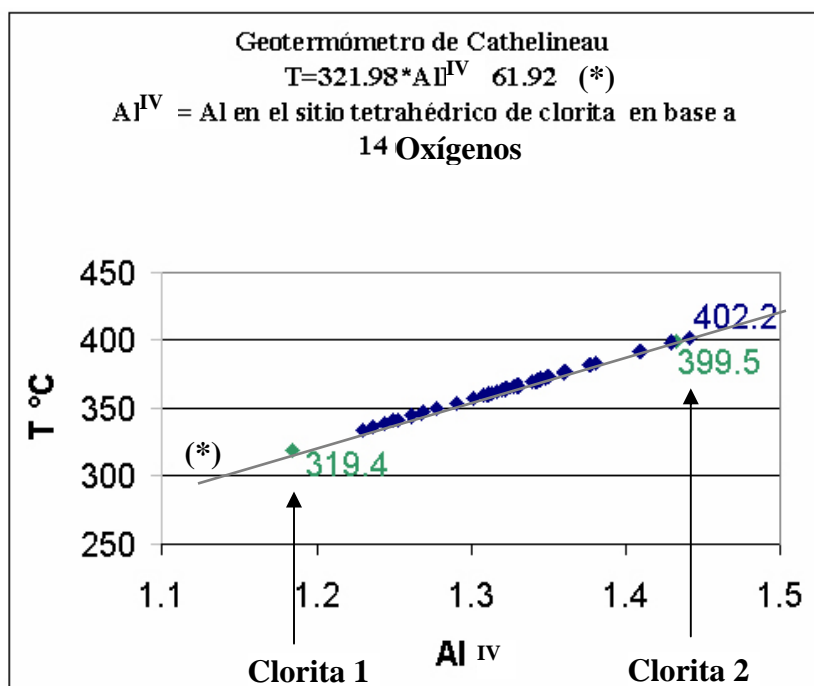
Los valores máximos de temperatura (**Tabla 8, Figura 11**) corresponden a una clorita en el dominio de la foliación principal (S2) en una banda de esquistos micáceos en contacto con los sulfuros macizos de Pirén Alto. Este cristal presenta variaciones composicionales con mayores contenidos de Fe en su centro. La aplicación del geotermómetro de Cathelineau, para este cristal, indica que las temperaturas mayores se obtienen de análisis en los bordes de la clorita y en un análisis en el centro del cristal. En la mayoría de los casos no hay una zonación estricta, al interior de los granos de clorita, en cuanto a la temperatura que se obtiene por el método de Cathelineau (1988). La mayor variación de temperatura obtenida en un solo cristal corresponde a 38°C y está dada entre dos bordes del cristal. La menor temperatura calculada del total de análisis se obtuvo en una clorita incluida en sulfuros de Pirén Alto.

A partir de estos resultados se considerará una temperatura promedio de 350°C para la aplicación del geobarómetro de Massonne y Schreyer (1987) en fengitas.



**Tabla 8 : Fórmulas estructurales en clorita y temperatura calculada.**

Elemento	Clorita 1	Clorita 2
Si	5.632	5.134
<b>Aliv</b>	<b>2.368</b>	<b>2.866</b>
<b>SUM T</b>	<b>8.000</b>	<b>8.000</b>
Ti	0.006	0.012
Alvi	2.192	2.754
Fe <sup>2+</sup>	5.462	4.203
Mn <sup>2+</sup>	0.194	0.077
Mg	4.194	4.902
Ca	0.004	0.000
Na	0.005	0.000
K	0.000	0.002
Zn	0.015	0.060
Cr	0.000	0.020
Ni	0.012	0.003
<b>SUM TOTAL</b>	<b>12.084</b>	<b>12.035</b>
<b>X Porcentaje Molar de Clorita - Esmeclita</b>	<b>1.000</b>	<b>1.000</b>
<b>Fe/(Fe+Mg)</b>	<b>0.57</b>	<b>0.46</b>
<b>T° (C) Según Cathelineau</b> <b>Fe/(Fe+Mg)&lt;0.6 =&gt; T = -61.92 + 321.98 * Al<sup>IV</sup></b>	<b>319.4</b>	<b>399.5</b>
T° (C) según Kranidiotis y McLean Fe/(Fe+Mg)>0.6 => T=106*(Al <sup>IV</sup> +0.7*(Fe/(Fe+Mg)))+18	292.4	344.2



**Figura 11 : Rango de temperaturas obtenidas en clorita de Pirén Alto.**

#### 4.2.2 Mica blanca rica en Ba, Cr y V en sulfuros macizos de Pirén

En muestras de sulfuros macizos de Pirén Alto se encontró micas blancas con valores anómalos de BaO de hasta 10,36% en peso, acompañados de contenidos anormalmente altos, medidos en % peso, de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,59%), V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,37%), F (0,20%) TiO<sub>2</sub> (0,58%), Fe total (5,67%) (*Tabla 7*).

Dichas micas están totalmente incluidas en pirita en las bandas de sulfuros macizos, mientras que el BaO disminuye en micas ubicadas en el límite entre la banda de esquisto y la banda de sulfuros, siendo menor (BaO<1%) o no encontrándose presente en micas blancas que forman parte solo en los esquistos micáceos. Es posible por lo tanto distinguir dos tipos de micas con contenidos de BaO>1% en peso (*Anexos D, G*):

- **Micas tipo I:** Micas encerradas en cristales de sulfuro en bandas de sulfuros macizos de Pirén Alto. Estas micas presentan BaO ≥ 5,2%. Sus valores extremos de Si, en la fórmula estructural para 11 oxígenos, corresponden a 3,00 y 3,17, con una variación máxima de 0,13 en un solo cristal (*Anexos D, G*).
- **Micas tipo II:** Micas en esquistos cuarzo micáceos en contacto con bandas de sulfuros macizos. Presentan 1%<BaO≤ 2,4% y los valores extremos de Si, en la fórmula estructural para 11 oxígenos, corresponden a 3,09 y 3,23, con una variación máxima de 0,08 en un solo cristal. Estas micas están presentes también en zonas donde el espacio entre cristales de sulfuro aumenta (*Anexos D, G*). Si se considera el mayor contenido de Si\* (Si en la fórmula de 11 Oxígenos) obtenido para micas ricas en Ba correspondiente a una mica tipo II, con Si\*=3,23, este valor indica una presión de 4,5 kbar para 350°C con el geobarómetro de Massonne y Schreyer.

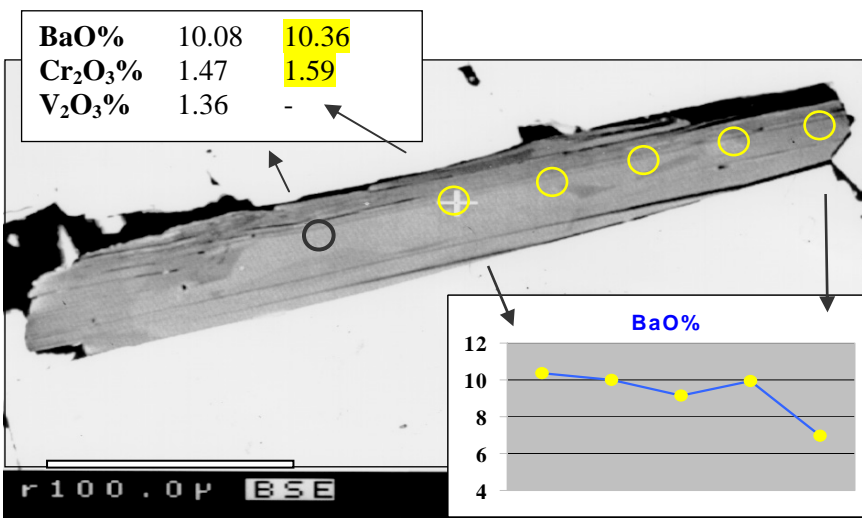
Se presentan zonaciones en cada cristal de modo que hay una tendencia general a que los contenidos mayores de BaO estén en las zonas centrales de los cristales y disminuyan hacia los bordes mientras que el Si aumenta hacia los bordes del cristal (*Figura 12*). Ello refleja un aumento de presión a medida que se forma la mica, si se considera temperatura constante durante dicho proceso. En imágenes de BSE las zonas más claras contienen mayores valores de Ba que zonas más oscuras (*Anexos D, G*). Sin embargo, dentro de esta tendencia general se presentan anomalías, ya que al menos un grano contiene una zona aisladas en el centro con menos Ba y mayor Si que en el resto de la mica, pero en el resto del mismo cristal se tiene una zonación definida por una tendencia a la disminución de BaO y aumento de Si hacia los bordes. Si se aplica directamente el geobarómetro de Massonne y Schreyer (1987) según el cual a mayor Si mayor presión para una misma temperatura, entonces estas variaciones de Si en las micas ricas en Ba podrían estar reflejando una evolución compleja en las condiciones P/T durante su formación. Zonas aisladas al interior de la mica y que pueden haberse formado a mayores presiones que el resto del cristal, pero dado que el geobarómetro de Massonne y Schreyer para fengitas no considera el efecto de la incorporación de BaO en mica blanca se estimó que su aplicación directa en este caso no era de utilidad ya que hay una relación directa entre el contenido de Si y Ba en las micas ricas en Ba, de modo que el contenido de Si disminuye a medida que el contenido de Ba aumenta (*Figura 13*).

**Tabla 9: Componentes de la fórmula estructural  $X_2 Y_4 Z_8 O_{20} (OH, F)_4$  de micas blancas tipo muscovita-fengita ricas en Ba, a partir de análisis con microsonda.**

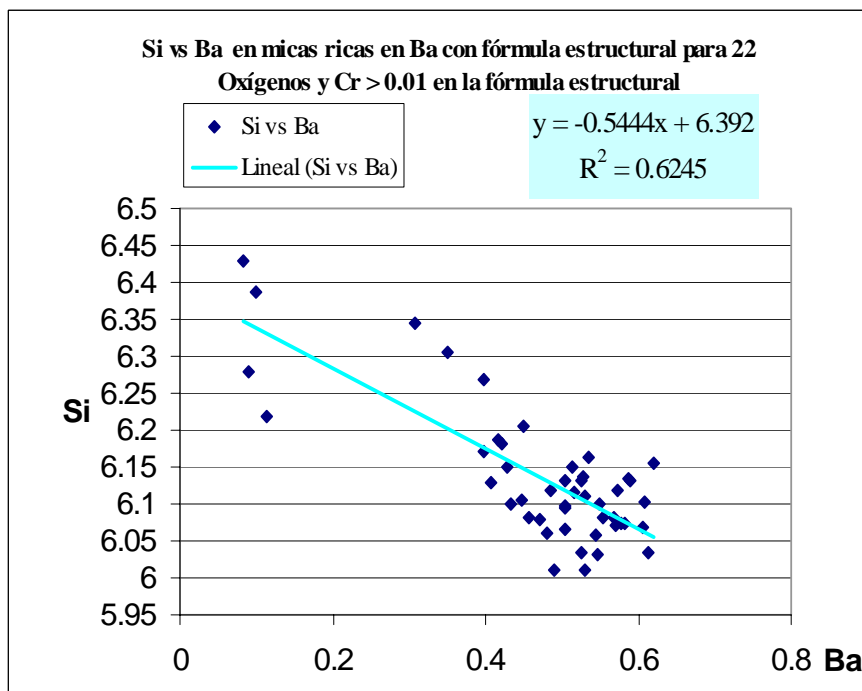
Para la mica tipo I se muestra la fórmula estructural de la parte central de un cristal con  $SiO_2=40.28\%$ ,  $BaO=10.36\%$  y  $Cr_2O_3=1.59\%$ ; cristal en el cual se obtuvo hasta  $F=0.2\%$  y  $V_2O_3=1.36\%$ .

Para la mica tipo II se muestra la fórmula estructural del cristal con máximo contenido de Si,  $SiO_2=46.7\%$ , y con  $BaO=1.50-2.09\%$ . Se consideró que todo el Fe estaba como  $Fe^{2+}$ .

	Mica tipo I	Mica tipo II
$X_2$	K <sub>1.36</sub> Ba <sub>0.61</sub> Na <sub>0.06</sub>	K <sub>1.84</sub> Ba <sub>0.08</sub> Na <sub>0.07</sub>
$Y_4$	Al <sub>2.75</sub> Mg <sub>0.43</sub> Fe <sub>0.72</sub> Ti <sub>0.04</sub> Cr <sub>0.18</sub>	Al <sub>3.19</sub> Mg <sub>0.57</sub> Fe <sub>0.31</sub> Ti <sub>0.03</sub>
$Z_8$	Al <sub>1.90</sub> Si <sub>6.10</sub>	Al <sub>1.54</sub> Si <sub>6.46</sub>



**Figura 12: Imagen BSE de mica rica en Ba, clasificada como mica tipo I en este trabajo por su alto contenido de BaO (>5,2%). En el gráfico se muestra como disminuye el contenido de BaO% desde el centro de la mica hacia los bordes. Esta zonación se observa en la mica de modo que las zonas más claras contienen más BaO (Anexo G, tabla G1).**



**Figura 13: Gráfico de Ba vs Si en Micas Blancas ricas en Ba. Se consideraron las micas tipo I y tipo II. Es posible trazar una recta que correlaciona los valores de Ba y Si en estas micas.**

### 4.2.3 Geobarometría en base a fengita en Pirén

Al aplicar el geobarómetro de Massonne y Schreyer (1987) en fengitas presentes en bandas de esquistos micáceos de Pirén Alto, se obtienen condiciones de presión mínima dado que no se dispone estrictamente de la paragénesis cuarzo-fengita-flogopita-feldespato potásico. Así en los párrafos siguientes cuando se estiman condiciones de presión y diferencias de presión solo se trataría de condiciones y diferencias de presión mínima estimable.

#### Fengitas en banda de esquistos micáceos

Entre fengitas paralelas a la foliación principal (S2) se presenta un cristal en que el Si tiene un valor bajo en el centro ( $Si^*=3,08$ ) que aumenta hacia el borde ( $Si^*=3,18$ ) lo que evidencia que las condiciones de presión (y temperatura) aumentaron a medida que crecía la mica y se desarrollaba la foliación principal, formándose por lo tanto este cristal en condiciones de metamorfismo de progrado (**Figuras 14, 15; Anexos D, G**).

Entre fengitas superperpendiculares a la foliación principal se presenta un cristal en que el Si tiene un valor alto en el centro ( $Si^*=3,27$ ) que disminuye hacia el borde ( $Si^*=3,06$ ) lo cual indica que probablemente la presión (y temperatura) disminuyeron a medida que se formó la mica (**Figuras 16, 17; Anexos D, G**). Por lo tanto se trataría de una fengita formada en una fase de metamorfismo retrógrado y que inicia su crecimiento tardíamente con respecto a la foliación principal en un peak de presión.

Considerando el máximo valor de Si ( $Si^*=3,27$ ) obtenido en la fórmula estructural de micas blancas en bandas de esquistos micáceos y considerando la temperatura de 350°C entonces el geobarómetro para fengitas de Massonne y Schreyer (1987) indica una presión mínima de 5,8 kbar (**Figura 19A**). Al aplicar el geobarómetro de Massonne y Szpurka (1997) la presión estimada es menor y corresponde aproximadamente a 3,5 kbar (**Figura 19B**).

#### Fengita con máximo contenido de Si

La mayoría de las micas blancas analizadas en el contacto entre bandas de sulfuros y esquistos contienen algún valor anómalo de BaO ( $BaO > 1\%$ ). Solo uno de estos cristales y que fue analizando en cuatro puntos (**Figura 18**) arrojó contenidos de BaO  $< 0,8\%$  por lo que se seleccionó uno de estos análisis con  $Si^*=3,45$ , un escaso contenido de BaO (0,137%) y de H<sub>2</sub>O calculada (5,46%) para aplicar el geobarómetro para fengitas y es así que considerando una temperatura de 350°C y utilizado el geobarómetro de Massonne y Schreyer (1987) se obtiene una presión aproximada de 10 kbar (**Figura 19A, Anexo D, G**). Al aplicar el geobarómetro de Massonne y Szpurka (1997) la presión estimada es menor y corresponde aproximadamente a 5 kbar (**Figura 19B**).

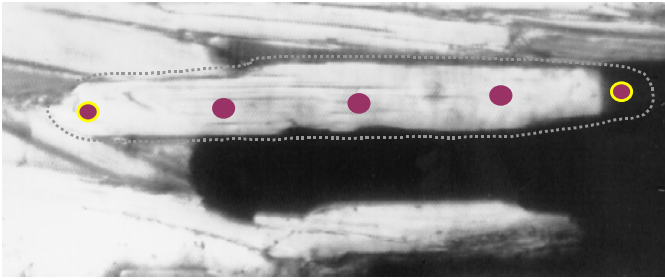


Figura 14: Muscovita paralela a la foliación, se indican los puntos de impacto del análisis con microsonda (Anexo G, Tabla G7).

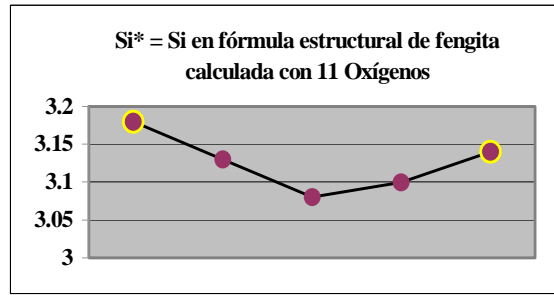


Figura 15: Variación de Si\* en muscovita paralela a la foliación.

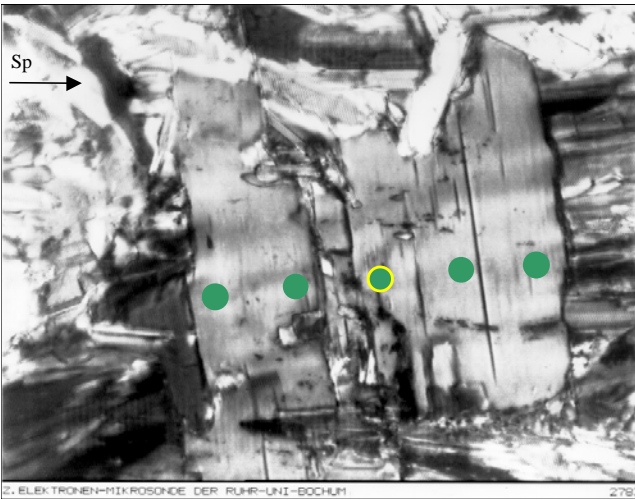


Figura 16: Muscovita perpendicular a la foliación, se indican los puntos de impacto del análisis con microsonda (Anexo G, Tabla G7).

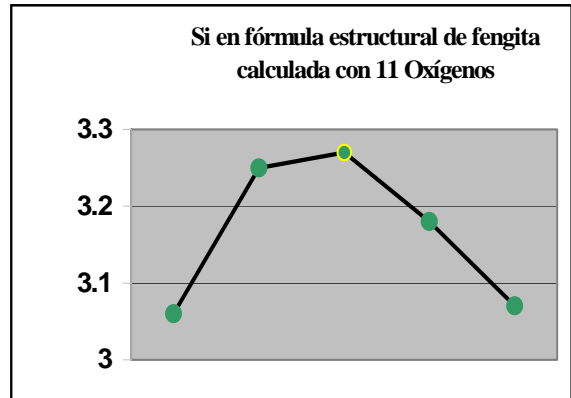


Figura 17: Variación de Si\* en muscovita perpendicular a la foliación

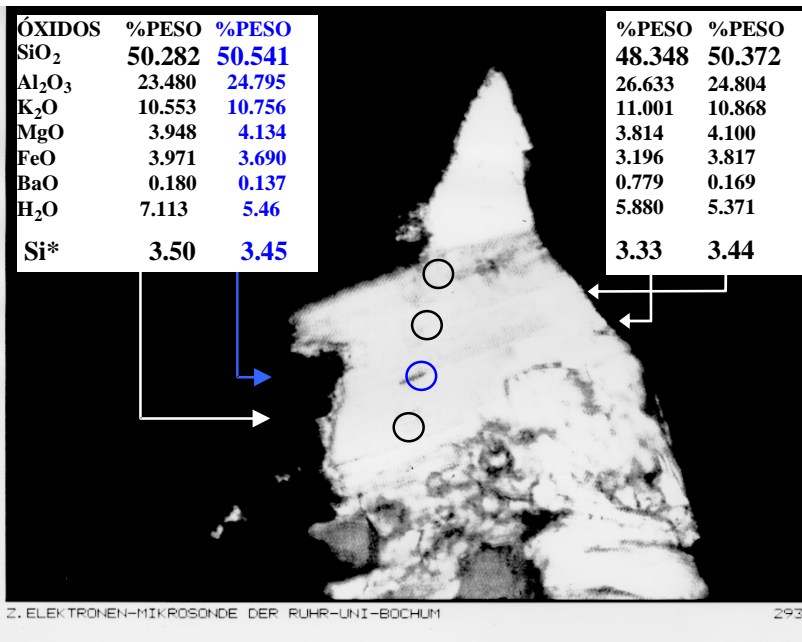


Figura 18: Cristal de fengita con altos contenidos de Si (Anexo G, Tabla G8). Para cálculos de presión se utilizó el valor de Si\*=3,45, dado el escaso contenido de BaO y de H<sub>2</sub>O en ese análisis. Se obtuvo presiones > 10 kbar para 350°C a partir del geobarómetro de Massonne y Schreyer (1987) y una presión > 5 kbar considerando el geobarómetro de Massonne y Szpurka (1997).

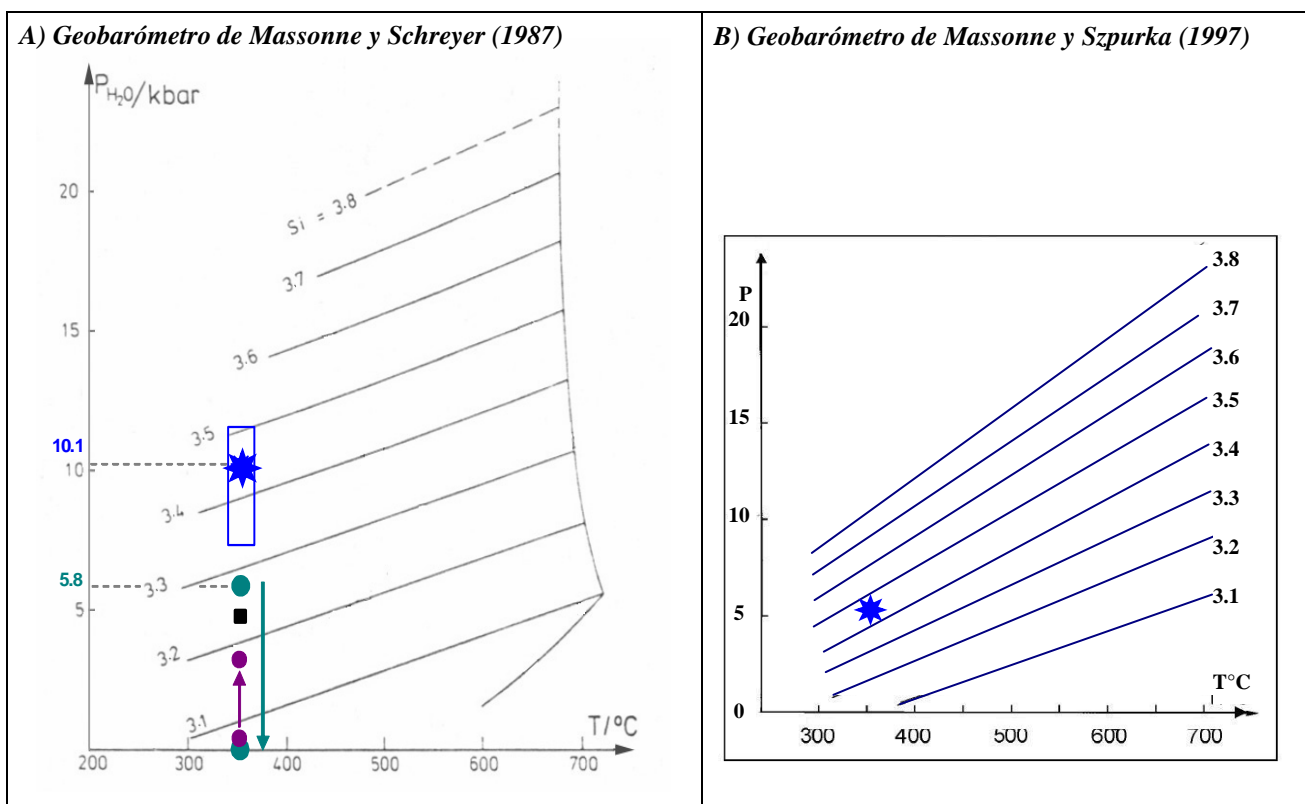


Figura 19: Aplicación del geobarómetro en fengita a partir del contenido de Si en la fórmula estructural de 11 oxígenos, considerando condiciones de temperatura constante de 350°C.

- *Contenidos de Si en mica paralela a la foliación principal y con un mínimo de Si=3.08 en su centro y un máximo de Si=3.18 en su borde.*
- ➔ *Aumento de presión durante el crecimiento de la mica considerando una temperatura constante.*
- *Contenido de Si en mica perpendicular a la foliación principal y con un máximo de Si=3.27 en su centro y un mínimo de Si=3.06 en su borde.*
- ➔ *Disminución de presión durante el crecimiento de la mica considerando una temperatura constante.*
- *Máximo contenido de Si\* en Micas ricas en Ba, obtenido en una Mica tipo II.*
- ★ *Máximo contenido en Si=3.45 en fengita en Esquistos Cuarzo Micáceos en contacto con Sulfuros Macizos de Pirén.*

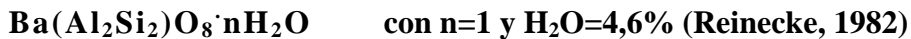
Tabla 10: Componentes de la fórmula estructural  $X_2 Y_4 Z_8 O_{20} (OH, F)_4$  de micas blancas tipo fengita. En ambos casos la fórmula estructural se obtiene a partir de análisis con microsonda que arrojaron mayor cantidad de Si en cada cristal. El Fe está considerado como  $Fe^{+2}$  (Anexo G, Tablas G7 y G8).

	Muscovita paralela a la foliación (S2)	Muscovita perpendicular a la foliación (S2)	Fengita con máximo contenido de Si
$X_2$	<b>K</b> <sub>1.61</sub> <b>Ba</b> 0.01 <b>Na</b> 0.15	<b>K</b> 1.61 <b>Ba</b> 0.01 <b>Na</b> 0.20	<b>K</b> 1.87 <b>Ba</b> 0.01 <b>Na</b> 0.00
$Y_4$	<b>Al</b> 3.64 <b>Mg</b> 0.28 <b>Fe</b> 0.12 <b>Ti</b> 0.03	<b>Al</b> 3.38 <b>Mg</b> 0.39 <b>Fe</b> 0.26 <b>Ti</b> 0.03	<b>Al</b> 2.88 <b>Mg</b> 0.84 <b>Fe</b> 0.42 <b>Ti</b> 0.01
$Z_8$	<b>Al</b> 1.64 <b>Si</b> 6.36	<b>Al</b> 1.47 <b>Si</b> 6.53	<b>Al</b> 1.11 <b>Si</b> 6.90
$Si^*$	6.36/2 = 3.18	6.53/2 = 3.265	6.90/2 = 3.45

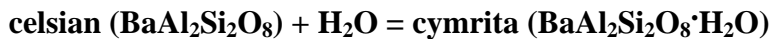
#### 4.2.4 Cymrita en sulfuros macizos de Pirén Alto

Incluidos en los cristales de pirita de los sulfuros macizos de Pirén Alto, se encontró pequeños cristales con tamaños variables entre  $10\mu$  y  $25\mu$  de formas alargadas o irregulares, que por análisis de microsonda y por comparaciones con antecedentes de este mineral (Reinecke, 1982; Fortey y Beddoe-Stephens, 1982) fueron identificados como cymrita (**Figura 21; Anexos C, F, I**).

En la clasificación de Dana la cymrita está clasificada como un posible nesosilicato y en la clasificación de Strunz como un filosilicato. Es monoclinica, uniaxial negativa y está formada por una doble lámina de tetrahedros, con moléculas de agua residiendo en sus cavidades, tiene una distribución de tetrahedros ordenado de Al/Si y muestra simetría Pm. La fórmula estructural de cymrita teóricamente es:



Reinecke (1982) describe los feldespatos de Ba cymrita y celsiana a partir de cristales procedentes de la Isla de Andros, Grecia, en rocas con improntas de metamorfismo de alta presión de edad Eoceno y afectado por un segundo evento metamórfico de tipo Barroviano en el Oligoceno tardío, donde la cymrita y celsiana se presentan en capas ricas en calcita e incluidas en niveles ricos en Mn. La descripción de Reinecke (1982) constituye la primera descripción en que es posible observar en la naturaleza evidencias de la reacción:



Esta reacción habría producido durante el evento metamórfico tipo Barroviano que afectó a las rocas que las contienen.

También hay antecedentes ocurrencias de cymrita en Kalahari (De Villiers, 1970), Carnarvonshire (Smith *et al.*, 1949), California (Essene, 1967), en el Dalradiano de Escocia (Fortey y Beddoe-Stephens, 1982) y Nevada (Hsu, 1994).

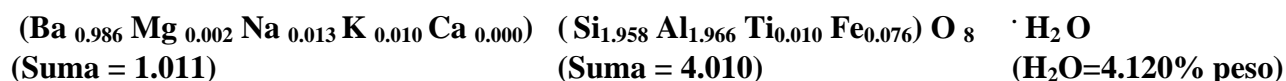
Fortey y Beddoe-Stephens (1982) describen silicatos de Ba en una mineralización estratiforme de Ba-Zn en el Dalradiano de Escocia, incluida en esquistos y mármoles, presentando análisis con microsonda de cymrita, celsiana, hialofana y muscovitas de Ba. La roca que contiene estos silicatos ricos en Ba presenta texturas que reflejan metamorfismo regional, pero es posible que los silicatos de Ba sean originalmente autógenos, donde la cymrita se habría formado a bajas temperaturas en las primeras etapas de formación del clivaje, siendo reemplazada posteriormente por celsiana a mayores temperaturas. También plantean la posible formación de celsiana a partir de barita generando porfiroblastos de celsiana y celsiana en venillas sinmetamórficas. Así en esta ocurrencia en Escocia la cymrita se habría formado a partir de sedimentos con silicatos de bario hidratados, autógenos, tales como harmotoma  $\text{Ba}_2(\text{Al}_4\text{Si}_{12}\text{O}_{32}) \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ .

Lin y Foster (1968), realizan estudios en el sistema Ba O-Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub>-Si O<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O estableciendo que la hexacelsiana (BaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>) es estable solo a temperaturas mayores que 1590°C a presión atmosférica, por lo que no se da en la naturaleza, pero puede existir metaestablemente hasta los 300°C.

Graham *et al.* (1992) y Viswanathan *et al.* (1992) desarrollaron experimentos en el sistema  $BaAl_2Si_2O_8 \cdot H_2O$  y describen la serie cristalográfica y química en el sistema, entre una fase de alta presión correspondiente a cymrita  $BaAl_2Si_2O_8 \cdot H_2O$  y una fase de alta temperatura correspondiente a hexacelsiana  $BaAl_2Si_2O_8$ . Viswanathan *et al.* (1992) obtiene como parte de los experimentos a bajas presiones una fase de cymrita intermedia correspondiente a cymrita deshidratada con contenidos de 1,7% de agua que, para cristales sintéticos pequeños, se formaría a temperaturas entre 250°C y 350°C y persiste metaestablemente hasta los 600°C.

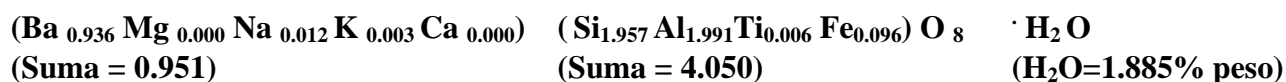
Hsu (1994) describe la presencia de cymrita en Nevada en una secuencia estratificada de edad Cámbrica, que exhibe metamorfismo de bajo grado, donde la cymrita se presenta en rocas silíceas bandeadas que contienen cristales de pirita, ubicadas sobre niveles de baritina estratificados. Hsu (1994) desarrolló experimentos de síntesis y de reacciones retrógradas para cymrita y celsiana en condiciones de P/T compatibles con metamorfismo de bajo grado y concluye que la cymrita tiene dos campos de estabilidad, ya que es estable en el bajo grado de las facies de prehnita-pumpellyita y zeolita, y además es estable en facies de esquistos azules y en la región de alta P - baja T de la facies de esquistos verdes (Hsu, 1994; Graham *et al.*, 1992; Nitsch, 1980).

Para la cymrita de Pirén Alto se obtuvieron valores de agua calculados de 4,1% y 5,0% comparables con otros análisis presentados en la literatura (Reinecke, 1982) (**Tabla 7; Figura 21; Anexos F, C**). La fórmula estructural que se obtiene depende de los elementos considerados en su cálculo, ya que algunos autores cuestionan algunos contenidos de elementos metálicos como correspondientes a impurezas. Tomando en cuenta los elementos Si, Al, Fe(+3), Ti, Ba, Ca, K y Mg que son los considerados por Fortey y Beddoe-Stephens (1982) se obtiene la siguiente fórmula estructural para cymrita en Pirén Alto (**Anexo F - Tabla F.1 - análisis L9601017C punto 9**)



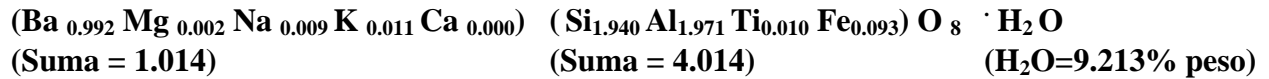
Se observa un mayor contenido de Fe que el contenido en cymritas estudiadas por Reinecke (1982) y Fortey y Beddoe-Stephens (1982), pero es similar a resultados obtenidos por De Villiers (1970) y Smith *et al.* (1949) (**Anexo I**). No existen antecedentes sobre el efecto que tiene la incorporación de Fe sobre el campo de estabilidad de la cymrita, así que para estimaciones de condiciones P/T se consideraron los antecedentes del campo de estabilidad de cymrita pura (Hsu, 1994).

Se obtuvieron análisis con contenidos de agua menores que 4,0%, siendo 1,8% el menor valor obtenido (**Anexos C, F**), pero aún en este caso la estequiometría de la fórmula estructural es comparable a la de cymrita con cantidades habituales de agua, correspondiendo a cymrita deshidratada que según Viswanathan *et al.* (1992) puede contener hasta un mínimo de 1,7% de agua antes de transformarse en celsiana. La fórmula estructural para este caso es:





En los casos de análisis con altos contenidos de agua con un máximo obtenido de 9,2% (*Anexos C, F*), también la fórmula estructural calza con la estequiometría esperada, por lo que es posible que se trate de resultados que muestran una etapa de cymrita más hidratada. La fórmula estructural para este caso es:

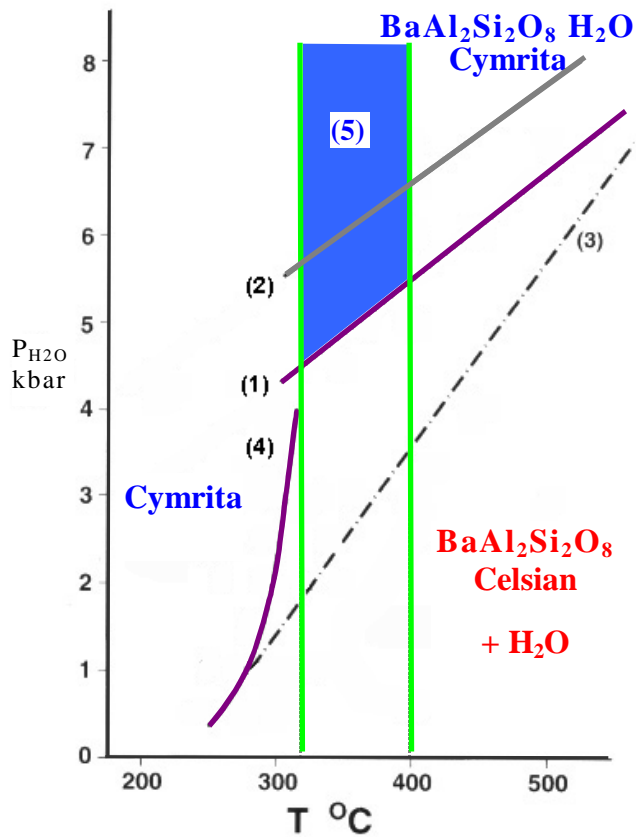


Para calcular condiciones de metamorfismo en base a cymrita se utilizó el campo de estabilidad de la cymrita y celsiana presentado por Hsu (1994) específicamente la curva de estabilidad dada por Nitsch (1980), dado que en los análisis realizados no se ha encontrado celsiana y tomando en cuenta las estimaciones de temperatura de metamorfismo en Pirén Alto ya calculadas en esta tesis, usando método de Cathelineau en cloritas que indica 318°C a 396°C, además de los antecedentes de:

- Schira (1990) que plantea temperaturas en el rango de la facies de esquistos verdes con evidencias de temperaturas mayores que 400°C.
- Collao y Alfaro (2000) obtienen para los sulfuros de Pirén temperaturas entre 228-451°C, con peaks relevantes asociados a condiciones máximas de metamorfismo a los 400°C y 350°C, y con temperaturas asociadas a metamorfismo retrógrado con un peak entre los 270°C-290°C.

Aplicando el campo de estabilidad de cymrita obtenido por Hsu (1994), Graham *et al.* (1992) y Nitsch (1980) se obtiene que la presencia de cymrita, para estas condiciones de temperatura, indica presiones mayores que 4,5 kbar, es decir en la zona de altas presiones de la facies de esquistos verdes y quedando abierta la posibilidad de presiones correspondientes a la facies de esquistos azules (*Figura 20*).

Dado que la cymrita también se forma a bajas temperaturas y bajas presiones es posible que los cristales analizados tengan un origen inicial en relictos de las primeras etapas de metamorfismo de bajo grado, pero de todos modos su sobrevivencia a las temperaturas mayores que 310° es explicable por condiciones de alta presión sobre la curva de estabilidad de Nitsch para cymrita - celsiana. Si es que la cymrita ya existía en el bajo grado entonces la presencia actual de cymrita deshidratada se puede deber a una deshidratación a medida que se aumenta la temperatura en el camino inicial de metamorfismo progrado.



319.4°C < T (clorita) < 399.5°C

Figura 20 : Campos de estabilidad de cymrita y celsian, en un gráfico  $P_{H_2O} - T$ , extraído de Hsu (1994). Los límites de reacción entre cymrita y celsian se detallan a continuación:

- 1 Límite de reacción según Nitsch (1980).
- 2 Límite en experimentos de síntesis por Graham et al. (1992).
- 3 Límite en experimentos de síntesis en el bajo grado, obtenido por Graham et al. (1992) y que se debería a una persistencia metaestable de cymrita en el campo de celsian en los experimentos realizados, según explica Hsu (1994).
- 4 Límite en experimentos de reversión y de síntesis en el bajo grado por Hsu (1994).
- 5 La zona achurada corresponde al campo  $P-T$  al que se restringe la presencia de cymrita en los Sulfuros Macizos de Pirén Alto, para las temperaturas obtenidas en clorita por método de Cathelineau (319.4°C < T < 399.5°C), a partir del límite de estabilidad (1) definido por Nitsch (1980).

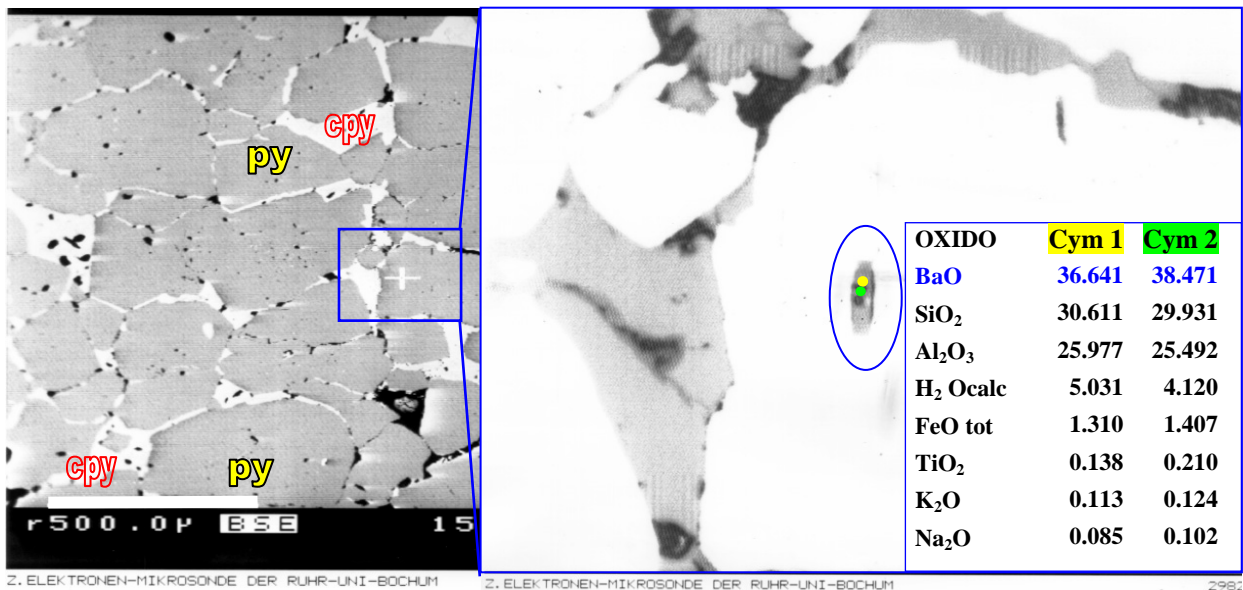
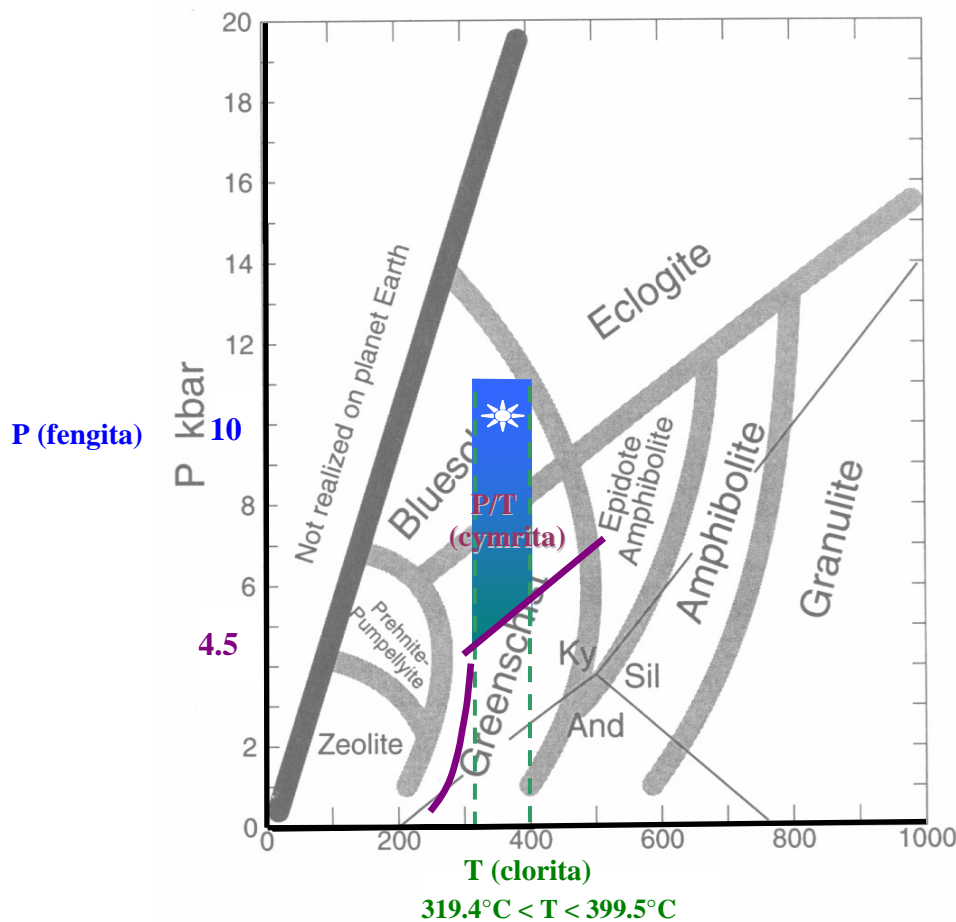


Figura 21: Imagen BSE de Sulfuros Macizos de Pirén. El cristal analizado corresponde a cymrita, identificada por el contenido de sus óxidos principales y caracterizado por su alto contenido de BaO. Los valores de los óxidos están en % peso y fueron obtenidos por análisis con microsonda en los puntos indicados con color sobre el pequeño cristal de cymrita (Anexo F, Tabla F1, Análisis L960107C, Puntos 7 y 9).

#### 4.2.5 Condiciones P/T del metamorfismo en Pirén en base a clorita, fengita y cymrita

Combinando los resultados obtenidos para clorita, fengita y mica blanca es posible estimar un campo de condiciones de presión y temperatura para el metamorfismo de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico en Pirén Alto. Los resultados obtenidos indican temperaturas entre 319,4°C y 399,5°C por el método de Cathelineau en cloritas, y presiones mayores que 4,5 kbar considerando el campo de estabilidad de la cymrita a éstas temperaturas (Hsu, 1994) (*Figura 20*), con un peak de presión de 10 kbar a partir del geobarómetro de Massonne y Schreyer para fengitas (1987) (*Figura 19A*). Esto define condiciones de metamorfismo de Baja Temperatura con presiones desde la Alta Presión en facies de esquistos verdes hasta la Alta Presión de la facies de esquistos azules para la Serie Occidental del Basamento Metamórfico en Pirén. Si se utiliza el geobarómetro de Massonne y Szpurka (*Figura 19B*) la presión máxima estimada disminuye a 5 kbar, es decir en la alta presión de la facies esquistos verdes. Por otro lado los antecedentes de Collao *et al.* (1986) sitúan las condiciones de presión en Pirén con un máximo de 9 kbar, favoreciendo la presencia de la facies esquistos azules.



*Figura 22: La zona marcada con azul ■ corresponde al campo de Presión y Temperatura para el metamorfismo en Pirén en base al campo de estabilidad de la cymrita, con presiones sobre 4,5 kbar, un posible peak de 10 kbar a partir de fengita, mientras que el rango de temperatura está dado por clorita (esquema de facies extraído de Spear, 1993).*

#### 4.2.6 Cymrita potásica en Pirén Alto

En un cristal analizado con microsonda y proveniente de las bandas de sulfuros macizos de Pirén Alto, se obtuvieron cantidades importantes de Si-Al-K (*Tabla 7 – análisis kcym*), pero los análisis indicaron una cantidad entre 0,768% en peso y 1,269% de H<sub>2</sub>O para los mejores análisis realizados además de cantidades menores de Ba, Fe y Na (*Anexos C – Figuras C8 y C9, Anexo F - Tabla F3*). La fórmula estructural que se obtiene en base a 8 Oxígenos considerando que se trata de un feldespato es la siguiente:



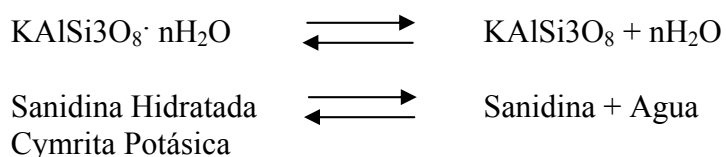
Composicionalmente es comparable con alguno de los siguientes minerales:

- Microclina, ortoclasa o sanidina, enriquecidas en Ba, con fórmula estructural: KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>
- Hexasanidina enriquecida en Ba. Con fórmula estructural: KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>
- Hialofana, mineral con fórmula estructural (K, Na, Ba) (Al Si)<sub>4</sub> O<sub>8</sub>, que suele contener entre un 5 y 30% molecular de celsiana y para el caso de mineral analizado en Pirén Alto el máximo obtenido es 3,5%.
- Cymrita Potásica, también conocida como sanidina hidratada, mineral obtenido experimentalmente en condiciones de muy alta presión. Con fórmula estructural: KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> · nH<sub>2</sub>O, con un máximo teórico de H<sub>2</sub>O % = 6,07% considerando n=1 (Thompson *et al.*, 1998).

El tipo de roca metamórfica presente no favorece la presencia de microclina, ortoclasa y sanidina ya que típicamente no se encuentran en rocas con el tipo de metamorfismo que se presenta en Pirén Alto. La hexasanidina sólo se forma estable a muy altas temperaturas y bajas presiones siendo metaestable a bajas temperaturas a presión ambiental. La hialofana que ha sido descrito en cuerpos estratiformes de Ba-Zn (Fortey y Beddoe-Stephens, 1982) con metamorfismo regional y presenta más Al que el determinado en los análisis del mineral objeto de estudio.

La alternativa más interesante es que se trate de cymrita potásica, también conocida como sanidina hidratada, mineral que es isoestructural con cymrita, es decir una doble lámina de tetrahedros con moléculas de agua residiendo en sus cavidades, donde el K sirve como catión de enlace, además contiene un mol de agua por un mol de KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>, y presenta una cristalización en el grupo espacial P6/mmm. Es ópticamente uniaxial negativa pero el cristal estudiado sólo permite confirmar que su birrefringencia corresponde a colores grises de primer orden similar al de los feldespatos

En experimentos de síntesis de minerales realizados por Thompson *et al.* (1998), Fasshauer *et al.* (1997), se ha estudiado la reacción entre sanidina y agua para formar cymrita potásica:



Thompson *et al.* (1998) obtienen sanidina hidratada con contenidos de agua entre 4,42% y 5,85% en peso, en condiciones de formación a muy altas presiones con rangos de entre 2,7 a 3,2 GPa, para temperaturas entre 450°C y 680°C, sin establecer una relación sistemática entre los contenidos de agua y las variaciones de presión y temperatura (*Anexo I*).

Se tiene un debate (Thompson *et al.*, 1998; Peacock, 1991) sobre las condiciones geológicas necesarias para la formación de este mineral, siendo uno de los ambientes tectónicos, teóricamente favorables para su formación, el caso de metasedimentos afectados por subducción a muy alta presión con gradientes geotérmicos de 5°C/Km. En este ambiente la generación de cymrita potásica sería a partir de feldespatos potásicos por hidratación, a menos que la actividad del agua sea menor que 0,5. Su sobrevivencia a la exhumación depende críticamente de la tasa de alzamiento y de la actividad del agua prevaleciente durante este proceso. Además, el H<sub>2</sub>O de la cymrita potásica puede ser totalmente removida por calentamiento a presión ambiental deshidratándose hasta llegar a formar hexasanidina a altas temperaturas.

El interés geológico de la posible formación de cymrita potásica, en ambientes tectónicos de subducción, radica en que este mineral podría ser un potencial reservorio de agua en zonas de subducción frías. Según Massonne (1999), Massonne y Nasdala (2003), se le considera como un potencial indicador de condiciones de Ultra Alta Presión y reportan la existencia de pseudomorfos de cymrita potásica y de coesita en zonas de crecimiento de granates y cerca de inclusiones de microdiamantes.

Una posibilidad para la existencia de cymrita potásica en Pirén Alto es que se trate de un caso de cymrita potásica deshidratada que haya pasado por las siguientes etapas:

- **Metamorfismo de progrado:** Formación a partir de feldespatos potásicos y minerales de Ba por un proceso metamórfico en condiciones de subducción a grandes profundidades, en cuyo caso los resultados experimentales en cymrita potásica, con condiciones temperatura comparables a los ya calculados para Pirén Alto, indican presiones sobre 1,8 GPa o 18 kbar para temperaturas de 400°C lo cual situaría a parte del proceso metamórfico en la facies Eclogitas.
- **Metamorfismo de retrógrado:** Deshidratación de cymrita potásica producto del proceso retrógrado, debido a que el contenido de agua es menor que el obtenido experimentalmente (Thompson *et al.*, 1998).

## 5 El protolito de las rocas metamórficas de la Hoja Queule y su relación genética con actividad hidrotermal submarina

### 5.1 Sulfuros macizos de Pirén

La presencia de texturas de recristalización dinámica en los sulfuros (Schira *et al.*, 1990) y de minerales, descritos en esta tesis, con importantes contenidos Ba (Cr – V) entre los sulfuros de Pirén apoya la hipótesis de una génesis en ambiente hidrotermal submarino, lo cual sugiere que el protolito de una parte de las rocas metamórficas del basamento presentes hoy en la Hoja Queule también estuvieron relacionados genéticamente a dicho ambiente

En estudios geoquímicos en torno a sulfuros macizos, disponibles en las referencias bibliográficas, se señala que en las rocas de caja, además de las esperables anomalías asociadas a los metales que contienen los sulfuros, también deberían presentarse anomalías geoquímicas que dependen del tipo de depósito, por ejemplo:

- **Depósitos tipo Besshi:** Halos de Mn y enriquecimiento en Mg (Höy, 1995a)
- **Depósitos tipo Cyprus:** Disminución de valores de Ca y Na, enriquecimientos menores de Na, locales de K y prominentes de Fe y Mg (Höy, 1995b).
- **Cinturón Pirítico Ibérico:** Anomalías de As, Sb, Tl y Na (Möller *et al.*, 1983).

En los análisis geoquímicos hechos a las muestras de esquistos en contacto con los sulfuros macizos de Pirén, no se presentan diferencias significativas en su composición de elementos metálicos analizados, con respecto a un promedio de los esquistos (*Anexo E*). Por lo tanto las evidencias más concretas de una alteración hidrotermal en dichos esquistos corresponderían a la incorporación de Ba, revelada por las micas con Ba en dichos esquistos y de la incorporación de Fe y Mg revelada por las clorita ferromagnesianas, además de una franja centimétrica, de espesor menor que 10 cm, limitada al contacto entre sulfuros macizo y esquistos micáceos donde se presentan las micas de Ba de hasta 2,4% en peso y cloritas ferromagnéticas acompañadas de epidota, ilmenita de manganeso ((FeMn)TiO<sub>3</sub>), cuarzo, turmalina, zircón, fluorapatito, rutilo, titanita y albita (menor). Esta variedad mineralógica, restringida a los esquistos en contacto con los sulfuros macizos, es coherente con una influencia hidrotermal en la composición química protolito de los esquistos y con el pequeño volumen de los sulfuros macizos de Pirén.

El Ba habría sido aportado junto con los fluidos hidrotermales que dieron origen a los sulfuros, siendo incorporado a la estructura de las micas con posterioridad a la precipitación metálica. Las micas ricas en Ba presentan zonaciones complejas en su composición de Ba y Si, lo cual puede ser la huella de diferentes procesos. Este tipo de micas ha sido descrito también como presentes en depósitos hidrotermales sinsedimentarios, con procesos metamórficos sobreimpuestos, como el caso del depósito Yindogzi-Daxigou de Pb-Zn-Ag y Fe, en el noroeste de China, donde se les considera formadas posteriormente al proceso hidrotermal que dio origen a la mena, ya que según Shao-Yong *et al.*, (1996) se formaron en el proceso diagenético, y/o en el posterior metamorfismo regional, a partir de arcillas que fueron alteradas hidrotermalmente con aporte de Ba en un ambiente oxidante y somero. Por lo tanto para el caso de Pirén las micas ricas en Ba pueden tener un origen premetamorfismo en el complejo, es decir durante la diagénesis, con una recristalización metamórfica posterior o bien una formación restringida solamente al proceso metamórfico en el complejo de acreción-subducción.

Schira *et al.* (1990), consideran comparable los sulfuros macizos de Pirén con un tipo Besshi y Kieslager (Cyprus distal), concluyendo que es más afín al tipo Kieslager. Sin embargo los depósitos de sulfuros macizos, además de las variaciones propias de las diferentes condiciones geoambientales en que se forman, presentan importantes variaciones mineralógicas laterales y verticales (Seal II, 2004; Large *et al.*, 1998). También se ha observado variaciones mineralógicas y composicionales en un mismo distrito minero de sulfuros macizos, como en Australia, por ejemplo un cuenca como la de Mount Isa, donde se describen zonaciones y halos con distinta mineralogía de un depósito a otro (Large *et al.*, 2004). Además en un ambiente subacuoso y volcánico sedimentario exhalativo, no todos los sulfuros macizos de un mismo depósito siguen un proceso de transporte hidrotermal y precipitación subacuosa en el fondo submarino, ya por ejemplo hay sulfuros que se forman por entrapamiento de fluidos hidrotermales en subsuperficie, como el caso de Century en Australia (Large *et al.*, 2004). De manera que la ocurrencia en Pirén puede tratarse de una de varias opciones, inclusive en un mismo ambiente y para un mismo modelo.

Según Tarkian y Garbe (1988) bajos valores de Ni en los sulfuros macizos indican que se trata de sulfuros que han sufrido una removilización previa en un ambiente hidrotermal submarino, y dado que en los sulfuros macizos de Pirén se tienen bajos valores de Ni, con respecto a otros tipos litológicos de la Hoja Queule, entonces es probable que se trate de sulfuros removilizados en el ambiente hidrotermal submarino. Además esto es coherente con los estudios de isótopos de azufre que indica que los sulfuros macizos de Pirén se habrían formado ubicados distalmente de la fuente hidrotermal que les dio origen (Collao y Alfaro, 2000).

## 5.2 Protolito de metacherts, cuerpos de hierro macizo y sulfuros macizos

Para caracterizar genéticamente los cuerpos de hierro macizos, metacherts de stilpnomelano y cotículas se ha decidido utilizar la clasificación de Hekinian *et al.* (1993), de cuerpos de Si – Fe depositados actualmente en zonas de actividad hidrotermal submarina. Para ello se usa la mineralogía y los resultados geoquímicos disponibles en esta tesis, que si bien no contiene todos los análisis necesarios para utilizar la clasificación de Hekinian *et al.* (1993) a cabalidad, por lo menos permiten hacer una clasificación tentativa.

Según Hekinian *et al.* (1993), depósitos de oxihidróxidos de Fe y Si se encuentran como material hidrotermal presente comunmente entre los volcanes intraplaca submarinos en las regiones de Society, Austral y Pitcairn y en acreción en bordes de placa del Pacífico. Basado en observaciones de campo y variaciones composicionales de los depósitos hidrotermales, Hekinian *et al.* (1993), los han sido clasificados en 4 tipos (**Figuras 23, 24**):

- **Tipo (1):** Oxihidróxidos de Fe formando chimeneas y montículos ("mounds"), con valores deprimidos de elementos traza ( $Co + Cu + Ni + Zn < 0,1\%$  de peso), con Fe total entre 27 y 45% de peso.
- **Tipo (2):** Oxihidróxidos de Fe asociados con sulfuros, enriquecidos en elementos traza ( $Co + Cu + Zn + Ni > 0,4 - 1\%$ ), con Fe total entre 30 y 50% de peso.
- **Tipo (3):** Oxihidróxidos de Fe y Si también formando chimeneas y montículos ("mounds") enriquecidos en arcillas (nontronita), deprimidos de elementos traza, con Fe total entre 7 y 20% de peso. y Si entre 20 y 30% en peso.
- **Tipo (4):** Oxihidróxidos de Fe y Si enriquecidos en sílice opalina, con alto contenido de sílice (>35%) y bajo contenido de Fe (<10%), y fuertemente deprimidos en elementos traza.

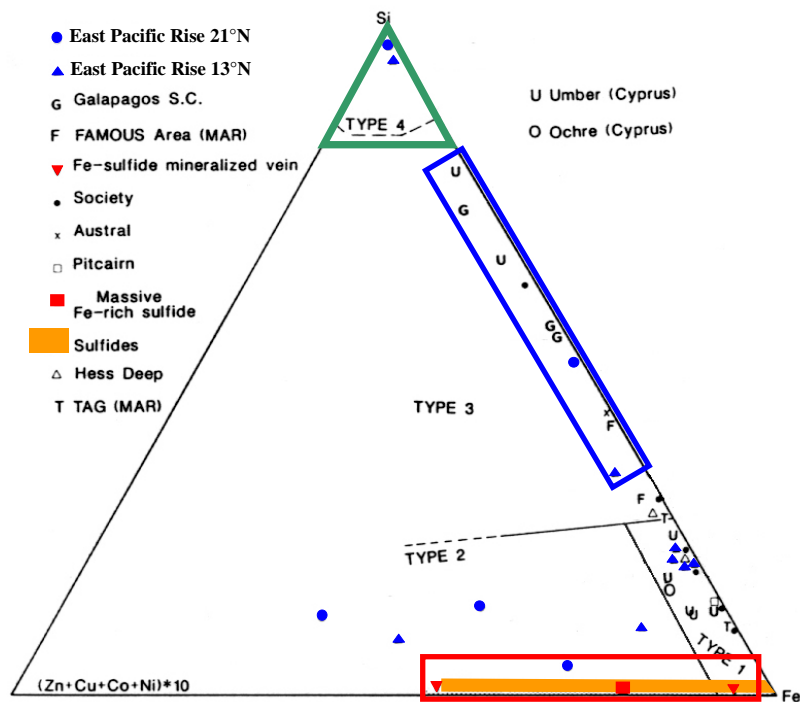


Figura 23: Clasificación de Hekinian (1993) para depósitos de Si-Fe en ambiente hidrotermal submarino. Hekinian ha considerado muestras provenientes de fondos marinos y de depósitos formados en ambiente submarino actuales separándolos geoquímicamente, mineralógicamente y texturalmente, además de tomar en cuenta su ubicación con respecto a sistemas hidrotermales activos en fondos submarinos. Para el caso de los tipos litológicos de la Hoja Queule no se dispone de análisis de Si para usar a cabalidad este gráfico, pero es posible ubicarlos tentativamente en las zonas señaladas con rojo, azul y verde a partir de una comparación con los tipos propuestos por Hekinian tal como se detalla en la figura siguiente.









Forma y Mineralogía de depósitos de Si-Fe	Características Geoquímicas	Tipos litológicos presentes en Hoja Queule comparables a oxihidróxidos de Fe, Fe-Si y Si-Fe
<p><b>Tipo (1)</b> Oxihidróxidos de Fe: Goethita Fe amorfo Arcilla (menor) Ópalo (trazas)</p> <p>Chimneys  Layered Deposits  Crust</p>	<p>Co+Cu+Ni+Zn &lt; 0.1% Fe total 27% a 45%</p>	<p><b>Cuerpos de Hierro Macizo</b> Son los que mas se aproximan a este tipo de depósitos ya que contienen: Co+Cu+Ni+Zn=0.28% Fe total no está analizado Goethita - (Pirita) – cuarzo - micas – (óxidos de Mn) – caolinita – óxidos de Fe con texturas maciza, oquerosa y botroidal</p>
<p><b>Tipo (2)</b> Oxihidróxidos de Fe: Goethita Fe amorfo Arcilla (trazas) Sulfuros</p> <p>Chimneys  Crust Mounds </p>	<p>Co+Cu+Ni+Zn 0.4%-1 % Fe total 30% a 50%</p>	<p><b>Metacherts de Stilpnomelano</b> Co+Cu+Ni+Zn=0.03% Fe total = 20% stilpnomelano – cuarzo con bandas de zussmannita, granates de Fe-Ca-Mn, siderita y ocasionalmente baritina y sulfuros.</p>
<p><b>Tipo (3)</b> Oxihidróxidos de Fe-Si Manganeso Goethita Fe amorfo Ópalo (trazas) Arcilla (mayor)</p> <p>Chimneys Concretions  Crust Mounds Slabs </p>	<p>Co+Cu+Ni+Zn &lt; 0.1% Fe total 7% a 20% Si 20% a 30%</p>	<p><b>Metacherts con Magnetita</b> Co+Cu+Ni+Zn &lt; 0.1% Fe total no está analizado cuarzo – clorita – magnetita</p>
<p><b>Tipo (4)</b> Oxihidróxidos de Si-Fe Fe amorfo Ópalo (mayor) Cuarzo</p> <p>Chimneys Spiny  Mounds </p>	<p>Co+Cu+Ni+Zn &lt; 0.1% Fe total &lt; 10% Si total &gt; 35%</p>	

Figura 24: Comparación entre clasificación de Hekinian (1993) y tipos litológicos de Hoja Queule.



### 5.2.1 Metacherts micáceos

El protolito de los metacherts micáceos corresponde a cherts de origen sedimentario producto de precipitación química en ambiente submarino, quizás influenciado por actividad hidrotermal, y también pueden ser desarrollados a partir de aporte orgánico. La variación composicional que presentan los metachert micáceos es similar a la variación en cotículas, aunque el contenido de Mn que resulta ser más bajo en los metacherts micáceos. Es posible una formación de su protolito a partir de un aporte de sílice desde fuentes hidrotermales submarinas de origen volcánico, o bien relacionadas a un proceso de convección y lixiviación de sílice desde algún tipo de roca y su posterior transporte como gel en el medio acuoso. Resultaría importante realizar un futuro trabajo geoquímico y mineralógico más detallado que aporte más evidencias en este sentido.

### 5.2.2 Cotículas

Las cotículas son metacherts con bandas de espesartina, cuyo protolito corresponde a meta-exhalitas ricas en Mn, tales como los son los jaspes de manganeso originados por sedimentación química hidrotermal, los cuales, en su ambiente original, se ubican habitualmente en la parte superior de pilas volcánicas en capas sobreyacentes a los sulfuros macizos (Hekinian et al, 1993).

En relación a los tipos de depósitos de Fe-Si clasificados por Hekinian *et al.* (1993), formados en sistemas hidrotermales submarinos activos actualmente, se tiene que las cotículas, de la Hoja Queule, presentan características similares los depósitos de Fe-Si tipo (4) es decir comparables cuerpos de Oxihidróxidos de Si – Fe. Sin embargo se necesitan análisis de Si para corroborar esta posibilidad (**Figuras 23, 24**). Además la presencia de magnetita en algunas cotículas indica un aporte de Fe que es coherente con este tipo de cuerpos.

Hekinian *et al.* (1993) no hacen referencias a los contenidos de Mn, sin embargo en las descripciones de sulfuros macizos del norte de Australia se menciona habitualmente la presencia de Mn en los halos de dichos depósitos, como por ejemplo en HYC, Century, Lady Loretta, Grevillea y Mount Isa (Large *et al.*, 2004).

En Cerro Mehuin y Yeco Alto las cotículas presentan minerales de alteración supérgena como litioforita ( $\text{LiAl}_2\text{Mn}_3(\text{H}_2\text{O})$ ) y óxidos de Fe, Al, Si, Mn y P con textura coloidal y de grano fino. La litioforita evidencia la presencia de Mn, Al y Li en cotículas, elementos que podrían provenir de granates y anfíbolos o bien de otros minerales de Al. Según Petersen (1984), la disponibilidad de Al es esperable en rocas afectadas por actividad hidrotermal submarina en el entorno de la formación de sulfuros macizos Además hay al menos un antecedente de Li en un depósito de sulfuros macizos, correspondiente al caso del depósito Dugald River, ubicado en un distrito australiano de sulfuros macizos, donde se describe la presencia de Li como uno de los elementos anómalos en el halo del depósito (Large *et al.*, 2004). En cuanto a la ocurrencia de óxidos con textura coloidal el Fe puede provenir de magnetita, el P de apatito y el Mn y Al de granates.

### 5.2.3 Metacherts de stilpnomelano y stilpnomelano - zussmanita

Los sedimentos que dieron origen a los metacherts de stilpnomelano se formaron por precipitación a partir de fluidos hidrotermales submarinos, o bien por alteración hidrotermal de sedimentos previos, dado que se caracterizan por minerales ricos en Fe, Mn y Ca.

Al comparar la composición química promedio de estas rocas con la caracterización geoquímica de depósitos hidrotermales de oxihidróxidos de Fe y Si propuesta por Hekinian *et al.* (1993) (**Figuras 23, 24**) se tiene que los depósitos de oxihidróxidos de Fe y Si tipo (3) son los que presentan una mayor similitud, por su contenido de elementos traza y Fe. La interpretación genética de este tipo de depósitos es que corresponden a precipitados primarios hidrotermales de baja temperatura (<70°C) que se gatilla por mezcla entre agua fría descendente y fluidos hidrotermales calientes en un ambiente cortical, asociado a estructuras sedimentarias. Otras descripciones de exhalitas de sílice - hierro ligadas genéticamente a los sulfuros macizos son presentadas por Duhig *et al.* (1992) y son coherentes con lo descrito por Hekinian *et al.* (1993). Esto apoya la idea de que este tipo litológico es un depósitos de Fe-Si de origen exhalativo submarino afectado por los procesos metamórficos posteriores en el complejo de subducción-acreción.

Las bandas de siderita en contacto con los metacherts de stilpnomelano – zussmanita, también son un indicador favorable de una formación a partir de actividad hidrotermal submarina, ya que la siderita está descrita en halos de depósitos de sulfuros macizos, del norte de Australia, tales como Century, Lady Loretta, Grevillea, Hilton y Mount Novit (Large *et al.*, 2004). Algo similar se tendría para las bandas de granate – stilpnomelano – clorita pero dado que los granates son del tipo almandino-grosularia-espesartina entonces corresponderían a metadepósitos de Si-Fe-(Mn, Ca).

### 5.2.4 Cuerpos de hierro macizo

La presencia de goethita como mineral importante en los cuerpos de hierro macizo es coherente un origen supérgeno actual a partir de sulfuros macizos y otra posibilidad es un origen submarino contemporáneo con la formación de estos cuerpos. El contenido promedio de elementos traza es similar a depósitos presentes actualmente en zonas con volcanismo submarino activo, correspondientes a oxihidróxidos de Fe tipo (1) y tipo (2) según la clasificación de Hekinian *et al.* (1993) (**Figuras 23, 24**), pero es difícil precisar a cual específicamente porque no se analizó el contenido total de Fe, tampoco el de Si y los contenidos en elementos traza están en valores intermedios entre ambos tipos. Es muy posible que los cuerpos de hierro macizo de la Hoja Queule corresponden a metadepósitos de Fe, formados como tales en ambiente volcánico exhalativo submarino, y afectados por una alteración supérgena tardía, que se revela por ejemplo por la presencia de caolinita.

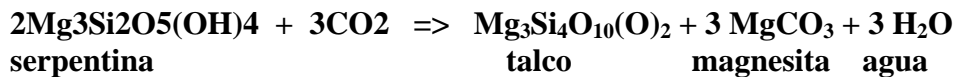
### 5.3 Protolito de esquistos de talco y anfíbola, esquistos cuarzo feldespáticos y serpentinita

A continuación se hace el ejercicio de revisar las características de rocas que se encuentran comunmente en el basamento, y cuya mineralogía se asocia habitualmente al metamorfismo en el complejo de acreción-subducción sobre rocas sedimentarias y rocas básicas a ultrabásicas, pero el análisis está hecho aquí buscando evidencias y antecedentes que hagan referencia a una posible relación genética entre estas rocas y una influencia hidrotermal submarina en la formación del protolito que les dio origen.

#### 5.3.1 Esquistos de talco y anfíbola

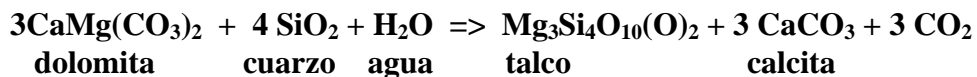
El talco se genera habitualmente por metamorfismo de bajo grado y alteración hidrotermal de rocas ultrabásicas, o bien por metamorfismo regional y de contacto de dolomitas silíceas. Por lo tanto las rocas ultrabásicas y dolomitas silíceas son los candidatos a protolito para estos esquistos (Deer *et al.*, 1992).

Por ejemplo el talco puede formarse a partir de rocas ultrabásicas serpentinizadas, por un proceso de adición de sílice y la sustracción de magnesio, o bien por la adición de CO<sub>2</sub>, tal como se ilustra en la siguiente ecuación (Deer *et al.*, 1992):



Según Large (1992) la roca huésped de muchos cuerpos de mena, en condiciones de hidrotermalismo submarino, es dominada por alteración cuarzo - sericita ± piritita con un desarrollo a parches de clorita y carbonatos. Así, este tipo de alteración primaria puede aportar el CO<sub>2</sub> necesario para una reacción metamórfica posterior a la serpentización y que genere talco como producto final.

También Deer *et al.* (1992) describen la ocurrencia de talco, como resultado de un metamorfismo regional, en el contacto de nódulos de cherts con dolomita, en la localidad de Skye, debido a la siguiente reacción:



Dado que en el ambiente volcánico hidrotermal submarino la ocurrencia de dolomitas y la presencia de cherts es común, entonces esta es también una opción válida para interpretar la presencia de los esquistos de talco y anfíbola en el basamento.

El contenido anómalo de Ni y Cr, en los esquistos de talco y anfíbola, y el hecho de que están en al menos en un afloramiento de la Hoja Queule en contacto con bandas de hierro macizo compuestas por hematita – limonita, apoya una posible formación con influencia hidrotermal submarina quizás sobre rocas ultrabásicas.

### 5.3.2 Esquistos cuarzo feldespáticos

Este tipo de esquisto se ha considerado generalmente como un tipo de metapelita que se diferencia de los esquistos cuarzo micáceos por la presencia de feldespato sódico (albita) y grafito, lo cual indica un protolito más rico en materia orgánica carbonosa (Duhart *et al.*, 2001).

Sin embargo Schira *et al.* (1990) clasifican el protolito de estas rocas, en Pirén, como riolitas alcalinas o rocas volcánicas félsicas, que conforman parte de una suite bimodal en el ambiente volcánico submarino, lo cual es vital para definir ambientes favorables para depósitos tipo Besshi, Sedimentario-Exhalativo y Noranda asociados a volcanismo bimodal con predominancia de rocas máficas sobre félsicas (Seal II, 2004; Franklin *et al.*, 1998).

En las albitas de los esquistos cuarzo feldespáticos es común encontrar grafito y esto puede estar relacionado a sedimentos afectados por actividad biogénica en un ambiente hidrotermal submarino, como por ejemplo la que se presenta en menas bandeadas piríticas ("black shales") donde se tiene grafito correspondiente a carbón orgánico producto de actividad biogénica acondicionada al ambiente reductor asociado a los black shales (Tarkian y Garbe, 1988).

Otros antecedente para el estudio de este tipo litológico, proviene de trabajos de exploración previos, que señalan anomalías de Au en esquistos cuarzo feldespáticos grafiticos (Silva, 1983), lo cual puede estar indicando una influencia hidrotermal en la formación del protolito de estas rocas.

Slack (1993), describe la presencia de rocas clasificadas como albitas asociadas a los depósitos tipo Besshi, los cuales se presentan en secuencias de sedimentos clásticos intercalados con basaltos. Inclusive en ambientes diferentes, como en el Cinturón Pirítico Ibérico, se ha mencionado el Na como uno de los elementos guía para la exploración de sulfuros macizos (Möller *et al.*, 1983) y También hay casos, como Century en Australia, para los cuales se plantea una precipitación de sulfuros, de metales base, desde fluidos hidrotermales que han entrado en contacto con sedimentos que contienen materia orgánica (Large *et al.*, 2004).

Por lo tanto este tipo de roca requiere de estudios más detallados, ya que diferentes protolitos con un ambiente común, volcánico-exhalativo sedimentario submarino, con diferencias locales en su génesis pueden estar dando un producto metamórfico final de similar apariencia mineralógica. Por ejemplo sería interesante definir si los lentes ricos en albita calzan con la clasificación de albita, utilizada por Slack (1993), ya que podrían constituir una guía de exploración para algunos tipos de sulfuros macizos.

### 5.3.3 Serpentinitas

Las serpentinitas se generan mayoritariamente por metamorfismo de rocas ultrabásicas como dunitas, peridotitas y piroxenitas. Su formación puede deberse a procesos de alteración hidrotermal retrógrada de rocas ultrabásicas, o bien por metamorfismo progrado de serpentinitas pre-existentes y también se ha descrito la ocurrencia de serpentina asociadas a dolomitas, en la región de Trasvaal, donde están asociadas al contacto de filones diabásicos con las dolomitas (Deer *et al.*, 1992).

Kato y Godoy (1995) y Willner *et al.* (2004), describen la presencia de serpentinitas en la CMBM como asociadas a una hidratación de rocas ultrabásicas del manto localizadas en el techo, o labio superior, del canal de subducción. Dicha hidratación habría estado posiblemente relacionada a la deshidratación de anfíbolita, produciéndose hidratación y reducción de densidad de las peridotitas del manto, en el techo del canal de subducción, serpentinizándolas y generando las condiciones para un transporte de estos bloques tectónicos, originalmente densos, a altos niveles corticales en el complejo de acreción. Por lo que es probable que la serpentinita de la Hoja Queule también corresponda a este tipo de roca metamórfica.

Sin embargo en el caso particular de Hoja Queule se tiene un importante contenido de Ni en la serpentinita y de Fe en espinela, lo cual plantea una interrogante sobre las condiciones necesarias para llegar a tener este tipo de minerales, tanto del punto de vista de la roca original como de los procesos sobreimpuestos en ella. Un antecedente interesante de serpentinitas asociadas a un depósito de sulfuros macizos se tiene para el caso de Outokumpu, depósito formado en un ambiente de rift oceánico, donde peridotitas del manto serpentinizadas fueron expuestas en la superficie del rift oceánico, siendo afectadas por fluidos hidrotermales canalizados por convección (Gaál y Parkkinen, 1993). En el caso de Outokumpu el proceso de serpentinitización en el fondo submarino liberó  $\text{SiO}_2$ , la cual habría sido precipitada en la superficie del fondo submarino como gel de sílice, además es posible que un proceso de carbonatización de serpentinitas haya producido dolomitas en la superficie del cuerpo de serpentinitas (Gaál y Parkkinen, 1993). Este antecedente, a pesar de estar relacionado a un ambiente tectónico distinto al regularmente propuesto para el protolito del Basamento Metamórfico, plantea una interrogante sobre la posibilidad de que las serpentinitas del basamento tengan en su formación alguna influencia de actividad hidrotermal submarina desarrollada sobre rocas ultrabásicas en la corteza oceánica.

## **6 Discusión y Conclusiones**

### **6.1 Las rocas metamórficas de la Serie Occidental en la Hoja Queule**

#### **6.1.1 Subunidades litológicas y estructuras**

La correspondencia de los tipos litológicos del Basamento Metamórfico en la Hoja Queule, respecto a sus características mineralógicas y estructurales, con los tipos litológicos del Complejo Metamórfico Bahía Mansa indican que en la Hoja Queule las rocas metamórficas corresponden a una extensión hacia el norte del CMBM y probablemente la Unidad Cabo Tirúa definida por Oyarzún y Clemmey (1986) también sea, en su totalidad, equivalente a una extensión hacia el norte del CMBM.

Las principales diferencias con las rocas del basamento ubicadas hacia el sur de la hoja Queule, consisten en que en la zona estudiada se tienen metacherts ferruginosos con zussmanita y siderita en el sector norte de Punta Nihue, sulfuros macizos en Pirén Alto y también los metacherts juegan un rol relevante en la definición de las subunidades litológicas. Una parte importante del protolito de los tipos litológicos en la hoja Queule presentan características que indican una impronta hidrotermal submarina en el protolito. Otra diferencia es que, en base a las observaciones de campo, los esquistos verdes, de origen máfico, a escala 1:50.000 no se presentan como grandes unidades de orientación NW como en el sur, sino más bien formando parte de las subunidades litológicas del Basamento Metamórfico en zonas donde hay predominio de uno u otro tipo de esquistos.

Los contactos entre las subunidades litológicas de Hoja Queule señalados en el mapa, corresponden a contactos inferidos y además transicionales de una subunidad a otra, ya que se observa una intercalación sucesiva entre los diversos tipos litológicos de una subunidad, y en terreno en muchos casos solo se puede precisar que a partir de algún afloramiento específico, y en una dirección determinada, ya no se observan evidencias de alguno de los tipos litológicos en los afloramientos siguientes y por lo tanto se ha pasado al dominio de otra subunidad. Esto es un problema difícil de solucionar dado la escasa ocurrencia de afloramientos, la extensa cobertura de suelo y en algunos casos la densa vegetación que dificultan la visión continua de la distribución superficial de los tipos litológicos. Las zonas con afloramientos están evidenciadas en el mapa por la presencia de datos estructurales y evidentemente hay zonas, como el extremo sur y sureste de hoja Queule, donde el límite entre las subunidades litológicas se ha trazado con menos densidad de información que en resto de la hoja Queule.

Respecto a las estructuras, presentes en la hoja Queule, la foliación predominante (S2) tiene manteos variables al W y E, y se habría desarrollado en el prisma de acreción producto del flujo de masas, desde la base del prisma hacia los niveles superiores (Willner *et al.*, 2004; Glodny *et al.*, 2002), en condiciones predominantes de la facies esquistos verdes, con una última etapa asociada al evento metamórfico (D2) de edad Pérmico-Triásico principalmente en el lapso 260-220 Ma (Duhart *et al.*, 2001). La foliación predominante (S2) se superimpuso a la foliación previa (S1) evidenciada por microtexturas en las rocas de la Hoja Queule y desarrollada en facies de altas presiones de esquistos azules, tales como se observa en las muestras de metacherts de Punta Nihue, desarrolladas probablemente en condiciones de subducción temprana y profunda, asociada al evento deformativo (D1) consignado por Duhart *et al.* (2001), para el CMBM a edades entre 320-300 Ma.

El proceso retrógrado se desarrolló con el tiempo suficiente para que se formara una serie de microtexturas que denotan estadios intermedios desde las condiciones de alto P/T y las condiciones finales de deformación tal como es posible observarlo en las variaciones composicionales de micas blancas presentes en Pirén. La foliación (S2) está afectada por un proceso de deformación con generación de pliegues de escala hectamétrica correspondientes al sistema de pliegues abiertos de Cordillera Queule, más un sistema de pliegues isoclinales con plano axial manteniendo al este desarrollados en el borde costero y con desarrollo de foliación (S3). El proceso de deformación dúctil fue seguido de un proceso frágil tardío constatado por fallas y fracturas en Colegual Bajo y Colegual Alto, entre Cerros de Puralaco y Cerro Limahue, y Punta Nihue. Además (S3), en el borde costero, podría estar relacionada a una zona de cizalle con movimiento inverso.

El sistema de pliegues de Cordillera Queule tendría continuidad hacia de SSW en el CMBM por lo que corresponde una estructura tipo (F3), como las descritas por Duhart *et al.* (2001), y sería una de las estructuras relevantes en el CMBM. Puede tratarse de un evento posterior a (S2) ya que la foliación (S2) es deformada por los pliegues. También el sistema de pliegues de Cordillera Queule podría ser contemporáneo a (S2) si estuviese relacionado a un contraste de las características de comportamiento mecánico en los tipos de rocas involucradas a lo largo de esta estructura y en profundidad, de manera que un set de rocas más resistentes al estado de deformación de (S2) podría haber influenciado la formación de estos pliegues. Dado que a lo largo del rumbo NNE de estos pliegues se presentan estructuras tipo fallas y fracturas, en algunos casos con alteración hidrotermal, hay una posible relación cogenética entre estas estructuras frágiles y el sistema de pliegues de Cordillera Queule.

### **6.1.2 Condiciones P/T del metamorfismo**

Las asociaciones mineralógicas presentes en las rocas del Basamento metamórfico, en la Hoja Queule, permiten estimar las condiciones de P/T del metamorfismo que afectó a las rocas de la región estudiada. Entre los minerales que fueron de importancia para estas estimaciones se destacan la presencia de zussmanita, stilpnomelano, cymrita, fengita, clorita, y muscovita. También se destaca la presencia de minerales poco comunes como micas blancas ricas en Ba-Cr-V, espesartina en bandas de metacherts, litioforita, nepouita y una identificación preliminar de cymrita potásica.

El campo de estabilidad de la zussmanita (Lattard y Schreyer, 1981) y su ocurrencia en el sector norte de Punta Nihue señala condiciones de alta presión para el proceso metamórfico que afectó a estas rocas. Su relación textural con el stilpnomelano sugiere un paso de stilpnomelano a zussmanita en el proceso metamórfico por lo que probablemente la zussmanita refleja el peak de presión alcanzado durante el metamorfismo. Dicho peak depende de las condiciones de temperatura pero ambos parámetros estarían siempre en el campo de facies de esquistos azules.

La ocurrencia de zussmanita, en el sector norte de Punta Nihue, presenta similitudes con la ocurrencia en California (Agrell *et al.*, 1965), en cuanto a la química de la roca y probable emplazamiento tectónico, ya que en ambos casos la zussmanita se encuentra en metasedimentos ricos en hierro, incluidos en complejos de rocas metamórficas de bajo grado con improntas locales de alta presión-baja temperatura de la facies esquistos azules. Esto sugiere que su aparición está restringida a una composición específica de la roca y a un rango de estabilidad

estrecho. Las rocas ferruginosas con zussmanita muestran ser algo más reducidas según la presencia de grafito y siderita en tales rocas, y por la baja razón de  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  en la zussmanita; tales condiciones no son comunes en protolitos ferruginosos, y esta puede ser la explicación última de la escasa ocurrencia de zussmanita en la corteza terrestre (Massonne *et al.*, 1998; Lattard y Schreyer, 1981). En el caso particular del sector norte de Punta Nihue esta característica estaría dada por las condiciones de formación del protolito correspondiente a un chert ferruginoso de probable origen hidrotermal submarino.

La composición de micas blancas encontradas en las rocas de Pirén Alto y su relación textural con los demás minerales permitieron obtener información sobre parte del camino P/T seguido por el Basamento Metamórfico, presentándose las siguientes variaciones:

- Muscovitas paralelas a la foliación principal y formadas en la trayectoria de progrado del metamorfismo, con condiciones de presión ascendente.
- Fengitas relictas de alta presión.
- Muscovitas subperpendiculares a la foliación principal formadas en la trayectoria retrograda del metamorfismo, con condiciones de presión descendente.

Las condiciones P/T del metamorfismo en Pirén Alto, incluyen temperaturas entre 319,4° C y 399,5 °C, a partir del geotermómetro de Cathelineau (1988) en cloritas, y presiones mayores que 4,5 kbar utilizando el campo de estabilidad de la cymrita a éstas temperaturas proporcionado por Hsu (1994) (**Figura 20**) y un posible peak de presión de 10 kbar a partir del geobarómetro de Massonne y Schreyer (1987) para fengitas (**Figura 19A**). Esto define condiciones de metamorfismo de baja temperatura con presiones desde la alta presión en facies de esquistos verdes hasta la alta presión de la facies de esquistos azules (**Figura 22**) para la Serie Oeste del Basamento Metamórfico Paleozoico en Pirén Alto.

Si se aplica el geobarómetro para fengita de Massonne y Szpurka (1997) en las fengitas de Pirén se obtienen presiones menores que las calculadas por el geobarómetro de Massonne y Schreyer (1987), obteniéndose un peak máximo de 5 kbar, es decir la zona de alta presión de la facies esquistos verdes. Ya que en la muestras analizadas no se tiene la paragénesis estrictamente necesaria para la aplicación de estos geobarómetros, y el geobarómetro de Massonne y Schreyer permite una aplicación más amplia, se ha elegido utilizar los resultados obtenidos por dicho geobarómetro. Evidentemente este es un punto de discusión futura ya que además no se conoce el efecto de la presencia de Ba en el sistema, denotada por las micas de Ba, cymrita, y además también se debería analizar la importancia de la presencia de posible cymrita potásica.

Los resultados obtenidos en este trabajo para las condiciones del metamorfismo, a partir de la mineralogía de Pirén Alto, concuerdan con lo obtenido por Collao *et al.* (1986) quien aplicando el geobarómetro de la esfalerita obtuvo presiones entre 4,4 y 9,0 kbar, es decir presiones desde intermedias a altas en la facies esquistos verdes, con posibilidad de facies de esquistos azules en los sulfuros macizos de Pirén Alto. Sin embargo Schira *et al.*, (1990) plantean condiciones menores que 4 kbar para el proceso metamórfico predominante, pero en su trabajo no describe potenciales minerales indicadores de mayor presión en sus muestras. Por lo tanto la identificación de cymrita y la geobarometría en fengitas son nuevos antecedentes que modifican dicha apreciación.

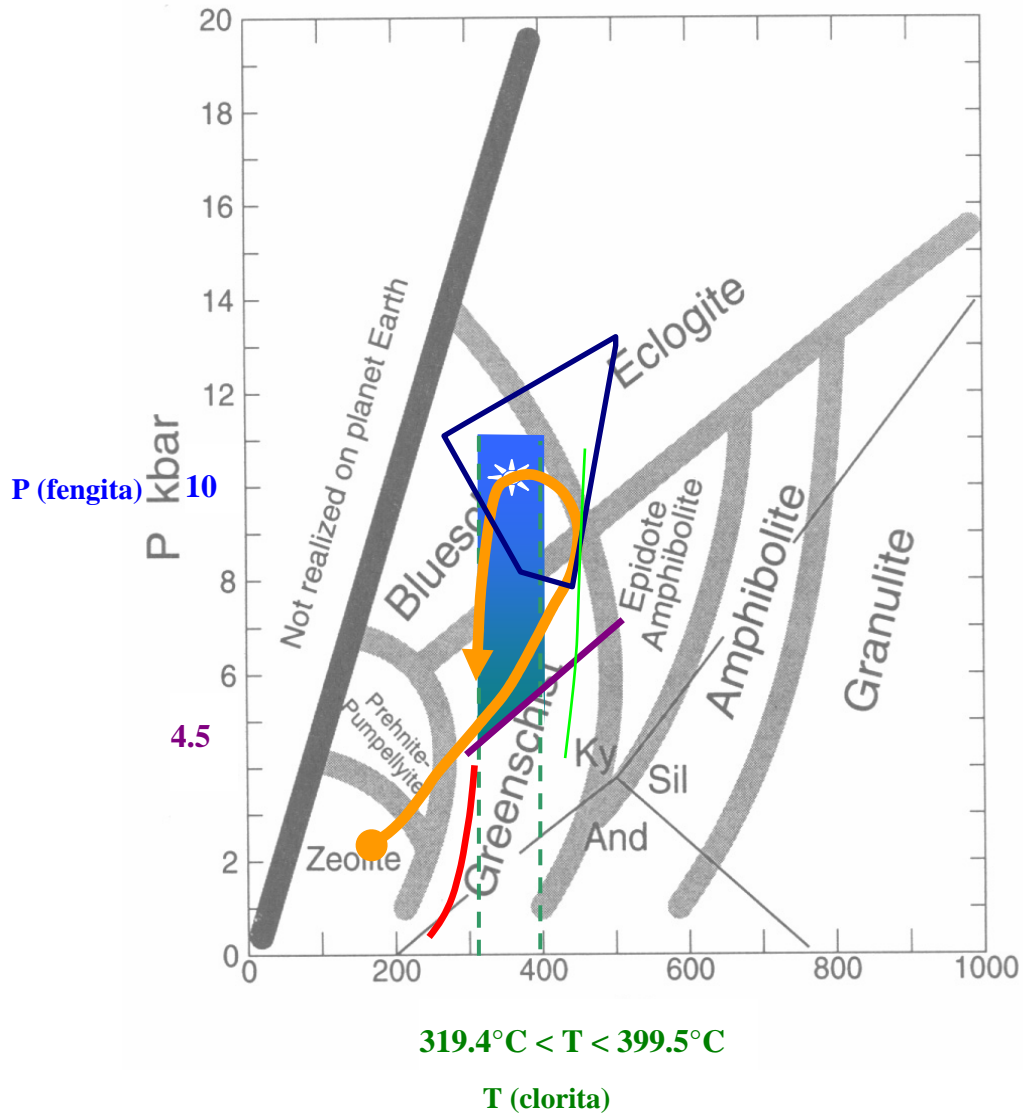


Si consideramos trabajos previos con estimaciones de temperaturas máximas, hechas para el metamorfismo del Basamento en Pirén Alto, entonces ésta sería mayor que 400°C según la aplicación del geotermómetro del grafito (Schira *et al.*, 1990; Firsova *et al.*, 1986). Según el estudio de inclusiones fluidas en cristales de cuarzo de Pirén Alto (Collao, 1988) podría haber llegado hasta 451°C, temperatura además necesaria para la formación de ribbons de albita como los observados en dichas rocas. Si se considera la presión de 10 kbar, obtenida a partir de aplicación del geobarómetro de Massonne y Schreyer (1987), y se ubica esta presión a 451°C en el campo P/T se obtienen condiciones de facies eclogitas. Si se considera el campo de estabilidad de cymrita, correspondiente a 5 kbar, entonces para 451°C se alcanza la facies epidota-anfibolita. Es así que la facies esquistos azules puede haberse formado desde condiciones de menor presión y mayor temperatura, por un proceso de enfriamiento y aumento de presión es decir al comienzo de un camino retrógrado antihorario, con una transformación mineralógica hacia minerales estables durante ese estado, y con una etapa final predominante de facies de esquistos verdes.

Se tiene dos alternativas de un gráfico P-T-t para los metacherts del sector norte de Punta Nihue con zussmanita, uno con un camino P/T siguiendo los punteros del reloj y otro antihorario. Según los estudios de Willner (2004) y Glodny (2002) el camino antihorario es el caso que siguieron las rocas de Los Pabilos, al sur de Queule, con facies de epidota anfibolita transicional a eclogita seguida de esquistos azules. Además un camino P/T antihorario es el más factible si se alcanzó la facies epidota anfibolita transicional a eclogitas en el proceso de subducción temprana y luego la facies esquistos azules, posthidratación del material tempranamente subductado. Dado que la facies de esquistos azules está presente en las rocas de Punta Nihue entonces, es posible que dichas rocas hayan seguido un camino metamórfico antihorario y aunque no se dispone de dataciones en dicha área, lo más probable es que dichos metacherts ferruginosos hayan sido subductados tempranamente junto con las rocas de fondo oceánico, hasta alcanzar al menos la facies esquistos azules para ser incorporados basalmente al prisma y continuar su camino de ascenso y metamorfismo retrógrado. Probablemente los metacherts ferruginosos de Punta Nihue siguieron un camino P-T-t antihorario, donde además se tiene la presencia de anfíbolos con núcleos relictos de composición glaucofánica, lo que ordena temporalmente un proceso metamórfico en la facies de esquistos azules seguido de facies esquistos verdes (**Figura 25**).

Un análisis similar se puede hacer para el caso de los sulfuros macizos y esquistos cuarzo micáceos ya que esto es coherente con datación Rb-Sr obtenida por Hervé *et al.* (1990) en Pirén y correspondiente a  $313 \pm 13$  Ma y que se intersecta con las edades del evento deformativo (D1) consignado, por Duhart *et al.* (2001), a edades entre 320-300 Ma y desarrollado en facies esquistos azules en un proceso de subducción temprana y acreción basal al prisma posthidratación (Willner *et al.*, 2004).

La realización de futuros trabajos de dataciones en Pirén Alto y Punta Nihue, combinados con el cálculo de condiciones geotermobarométricas para diversos estados del metamorfismo, como los desarrollados por Willner *et al.* (2004, 2006) en otras localidades de la Serie Occidental, ayudarían a reconstruir dicho camino con más certeza y precisión, a partir de información más completa que de la que se dispone en esta tesis.



*Campos de estabilidad, según Lattard y Schreyer (1981), de:*

- zussmanita para muestras de Laytonville California
- stilpnomelano
- aragonita – calcita

*Campos de estabilidad de cymrita según:*

- Límite de reacción por Nitsch (1980)
- Límite en el bajo grado por Hsu (1994)

**Figura 25:** ●→ Camino P-T-t propuesto para los metacherts de stilpnomelano-zussmanita de Punta Nihue y para los esquistos en contacto con sulfuros macizos de Pirén (esquema de facies extraído de Spear, 1993). Dada la similitud de las condiciones P/T estimadas para Punta Nihue y Pirén, es posible que ambos tipos de rocas hayan seguido un camino P-T-t similar que incluye la facies esquistos azules, y probablemente siguieron un camino P-T-t antihorario.

La identificación preliminar de cymrita potásica deshidratada, en rocas de Pirén Alto, favorece las posibilidades de condiciones de metamorfismo de muy alta presión para dichas rocas abriendo la posibilidad de la facies eclogitas en el proceso metamórfico y por lo tanto es necesario un estudio específico, en muestras de sulfuros macizos de Pirén Alto, orientado a la búsqueda de más ejemplares de este mineral, para conocer su variedad composicional, especialmente su contenido de agua, además de complementar los resultados composicionales con otros métodos de identificación.

### **6.1.3 Historia geológica y condiciones tectónicas de formación**

Considerando una historia geológica común con el CMBM se tiene que el metamorfismo que afectó a las rocas de la Hoja Queule, (Duhart *et al.*, 2001; Willner *et al.*, 2004), se desarrolla en condiciones de un complejo de subducción-acreción durante el lapso Devónico-Triásico, en el borde suroccidental de Gondwana, de manera que pelitas y semipelitas, al igual que rocas volcánicas de afinidad oceánica fueron transportadas hacia la fosa, en el borde suroccidental de Gondwana, entrando al canal de subducción para luego ser parcialmente incorporados al prisma de acreción por un proceso de acreción basal.

Los actuales metasedimentos, o esquistos pelíticos, semipelíticos y metaarenitas, que se encuentran hoy en la Hoja Queule presentes como esquistos cuarzo micáceos, se originaron a partir de sedimentos depositados en un cuencas submarinas en el margen suroccidental de Gondwana, que fueron incorporadas al complejo de acreción-subducción e inhumadas tectónicamente. El aporte sedimentario provino de la erosión de rocas ígneas expuestas en áreas continentales adyacentes al margen suroccidental de Gondwana según lo planteado por Duhart *et al.* (2001).

Rocas volcánicas máficas de afinidad oceánica y con estructuras tipo lavas almohadilladas, con un posible rango de edad entre 300-500 Ma (Duhart *et al.*, 2001), acompañarían a los sedimentos en su proceso metamórfico en el complejo de acreción-subducción, pasando a conformar los actuales esquistos máficos o esquistos verdes presentes en la Hoja Queule.

En base a las condiciones metamórficas de facies esquistos azules para rocas de la Hoja Queule presentados en esta tesis y también presentadas por Massonne *et al.* (1998) y Muñoz y Hervé (2000), y considerando la datación Rb-Sr obtenida por Hervé *et al.* (1990) en Pirén y correspondiente a  $313 \pm 13$  Ma, es posible concluir que el evento deformativo (D1) de alta presión consignado por Duhart *et al.* (2001), para el CMBM con edades entre 320-300 Ma, estuvo presente para parte de las rocas metamórficas en la Hoja Queule, específicamente localizadas en Punta Nihue y Pirén. Por lo tanto y de acuerdo con lo planteado por Willner *et al.* (2004) una parte de las rocas metamórficas de la Hoja Queule se formaron por subducción temprana alcanzando condiciones de alta presión, y quizás con un alto gradiente de temperatura, para luego ser incorporadas al prisma de acreción y llegar a conformar la parte del basamento presente en la Hoja Queule (**Figuras 6, 29D**).

La mayoría de las rocas metamórficas del basamento en la Hoja Queule fueron afectadas predominantemente por un metamorfismo en facies esquistos verdes y con formación de la foliación (S2) predominante en la Hoja Queule, que de acuerdo con Duhart *et al.* (2001) se desarrolló en el complejo de acreción-subducción durante el Pérmico-Triásico principalmente en el lapso 260-220 Ma asociado a un evento (D2), donde en el prisma se desarrolla una deformación dúctil-frágil y frágil.

Un rejuvenecimiento Mesozoico, probablemente de origen termal, también afecta a las rocas del Basamento Metamórfico de la Hoja Queule y está evidenciado por una edad Rb-Sr obtenida por Hervé *et al.* (1990) en Pirén y correspondiente a  $133 \pm 31$  Ma.

Las etapas finales del metamorfismo incluyen un proceso de exhumación y exposición progresiva del CMBM hacia el sur, de modo que en la parte sur se representan niveles estructurales más profundos, con edades más jóvenes, que aquellos de la parte norte con edades más antiguas (Duhart *et al.*, 2001).

Mientras que el CMBM habría evolucionado durante el lapso Devónico-Triásico, al sur del CMBM se presentan los siguientes complejos metamórficos:

- **Complejo Metamórfico de la Isla de Chiloé:** Desde del Devónico Tardío al Carbonífero, en el margen continental oeste de Gondwana, evolucionó una zona de subducción de rumbo NS y con corteza oceánica enterrándose hacia el este (Hufmann, 2003).
- **Complejo Metamórfico Los Chonos:** El metamorfismo se habría producido durante el Triásico-Jurásico (Hervé *et al.*, 1998; Hervé y Fanning, 2001).
- **Complejo Metamórfico Diego de Almagro:** Habría tenido una evolución metamórfica entre el Jurásico y el Cretácico (Hervé *et al.*, 1999).

Todo lo cual indica un diacronismo en la acreción para distintos segmentos del Basamento Metamórfico del centro y sur de Chile ubicados en el borde sur-occidental, tanto de Gondwana como de Sudamérica, verificándose edades cada vez más jóvenes hacia el sur.

Hufmann (2003), para el origen de parte del protolito del Complejo Metamórfico de la Isla de Chiloé, ha planteado la hipótesis de la existencia de un arco de islas, con su cuenca de trasarco, originalmente ubicados al oeste de Gondwana y que son transportados hacia la fosa, en el margen suroccidental de Gondwana, participando en el proceso de subducción y acreción (**Figura 26**).

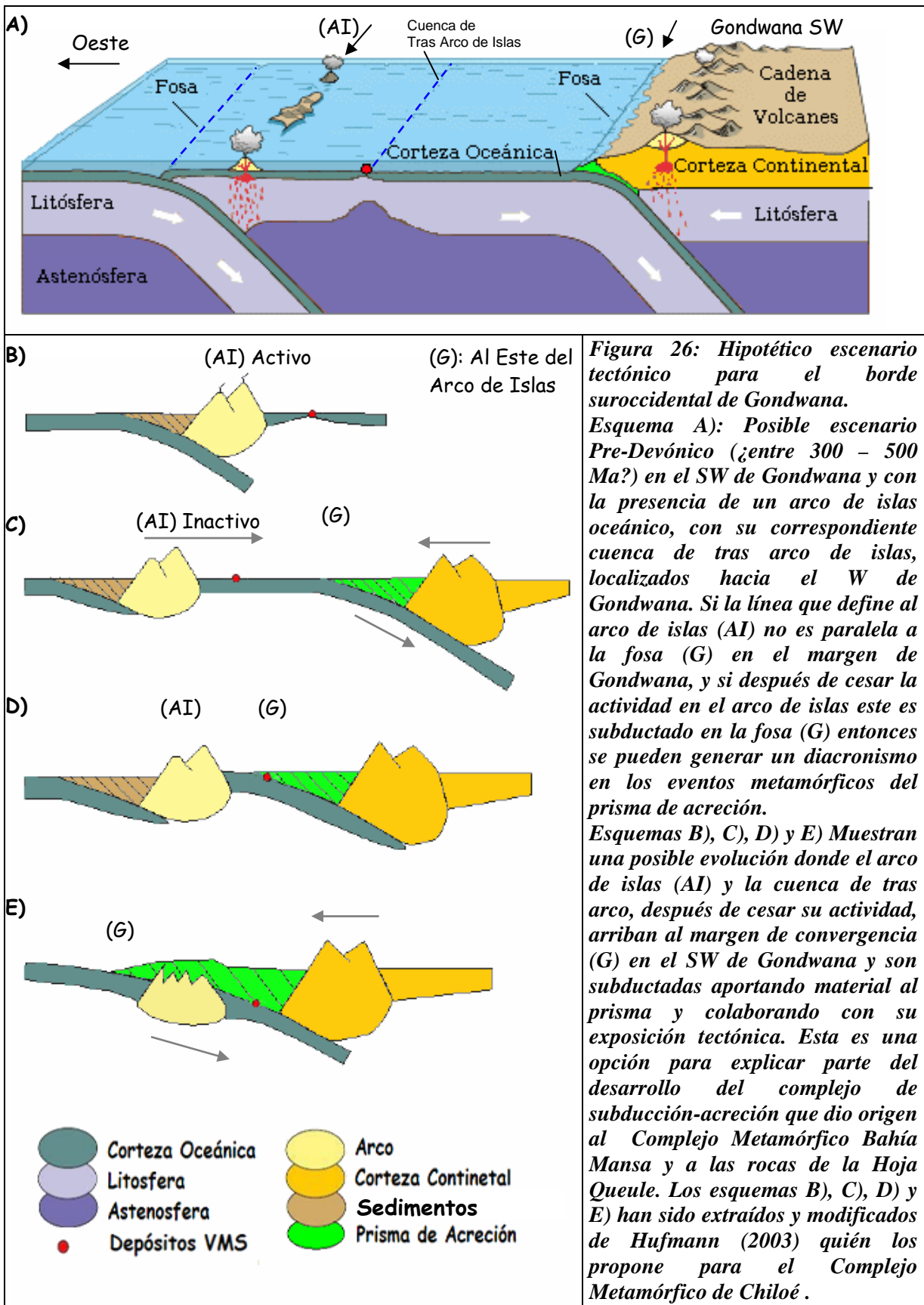
En relación a la variación de la composición geoquímica de las rocas volcánicas en el CMBM que indican variaciones desde basálticos de afinidad toleítica (N-MORB), a alcalina y calcoalcalina, una explicación posible consiste en la participación de rocas provenientes de un paleoarco de islas y su paleocuenca de tras arco, ubicados al oeste de Gondwana entre los 300-500 Ma, los cuales habrían sido transportados hacia el este, siendo subductados en el margen suroccidental de Gondwana y parcialmente incorporados al prisma de acreción.

La hipótesis de la existencia de rocas de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico que provengan de un paleoarco de islas al oeste de Gondwana, y de una posible cuenca de trasarco de islas, podría quizás conciliar los resultados geoquímicos, y las interpretaciones petrogenéticas previas para el CMBM, que indican ambientes magmáticos distintos en relación a la generación de las rocas volcánicas subductadas y acrecionadas:

- **Vivallo *et al.* (1988a):** Los esquistos verdes son comparables con basaltos formados en un ambiente de dorsal oceánica anormal o con basaltos depositados en cuencas marginales. Sugieren por lo tanto una posible cuenca marginal
- **Hervé *et al.*, (1990):** Propone basaltos oceánicos generados en una dorsal para los basaltos en almohadilla.
- **Schira (1991):** Propone un ámbito de cuenca marginal ensiálica madura para la ofiolita de la Cordillera de la Costa.
- **Kato y Godoy (1995):** El protolito de metabasaltos de almohadilla serían basaltos de dorsal oceánica enriquecidos (E-MORB) o basaltos de arcos de isla primitivos. Los bloques de esquistos azules – anfibolita serían compatibles con toleítas.
- **Díaz *et al.*, (1988), y Crignola *et al.*, (1997):** El protolito de esquistos máficos fueron rocas basálticas de afinidad toleítica y alcalina.
- **Barra *et al.*, (1998):** Las cromitas en los cuerpos serpentiniticos de La Cabaña , indican un ámbito de arco de islas para el emplazamiento de las peridotitas en que están incluidas.
- **Duhart *et al.* (2001):** Sugieren acreción al margen sur-occidental de Gondwana de fragmentos de corteza generada en diferentes ambientes tectónicos, con basaltos de dorsales oceánicas normales (N-MORB) y también formados en un ambiente arco-trasarco.

Otro antecedente de un proceso diacrónico en la acreción proviene de Féraud *et al.* (2000), que señalan un diacronismo para la edad de la facies esquistos azules en el Complejo Metamórfico Scotia de la Antártica. Féraud *et al.* (2000), realizan dataciones Ar-Ar en mica blanca obteniendo una edad de  $109,5 \pm 1,4$  Ma para la Isla Elefante ( $55^{\circ}\text{W}$ ;  $61^{\circ}20'\text{S}$ ) y edades variables entre  $63,2 \pm 0,4$  Ma y  $67,9 \pm 0,6$  Ma en Isla Smith ( $62^{\circ}20'\text{W}$ ;  $63^{\circ}\text{S}$ ). Por lo que a escala continental la edad de los afloramientos de esquistos azules son más jóvenes de norte a sur, con edades desde el Jurásico en el sur de Sudamérica, Cretácico Temprano en la Isla Elefante y Cretácico tardío en Isla Smith. En base a dichos antecedentes Féraud *et al.* (2000), plantean la posibilidad de que dichas edades correspondan al registro de la subducción de un relieve oceánico, cuyo punto de colisión con la placa continental avanza progresivamente hacia desde el norte hacia el sur, por lo cual podría haber estado exponiendo componentes cada vez más jóvenes de un prisma de acreción.

Por lo tanto un escenario posible para explicar dicho diacronismo se tiene si el contacto entre las placas oceánicas en la paleozona de subducción del paleoarco de islas no era paralela a la fosa de la zona de subducción en el margen suroccidental de Gondwana, o más específicamente si la línea que une las islas del paleoarco (AI) no era paralela a la fosa en el margen suroccidental de Gondwana (G), ya que entonces el arribo del paleoarco de islas (AI) a la fosa (G) y su ingreso en el canal de subducción en el margen suroccidental de Gondwana, podría haber generado procesos metamórficos diacrónicos de norte a sur en el complejo de acreción-subducción. Para que dicho diacronismo fuese concordante con la variación de la edad del metamorfismo en los complejos, más jóvenes hacia el sur, habría sido necesario que dicho arribo se produjera antes en el norte que en el sur. Esto puede ocurrir si la distancia entre el arco de islas (AI) y la fosa de Gondwana (G) fue mayor hacia el sur (**Figura 26**).



**Figura 26: Hipotético escenario tectónico para el borde suroccidental de Gondwana.**

**Esquema A):** Posible escenario Pre-Devónico (¿entre 300 – 500 Ma?) en el SW de Gondwana y con la presencia de un arco de islas oceánico, con su correspondiente cuenca de tras arco de islas, localizados hacia el W de Gondwana. Si la línea que define al arco de islas (AI) no es paralela a la fosa (G) en el margen de Gondwana, y si después de cesar la actividad en el arco de islas este es subductado en la fosa (G) entonces se pueden generar un diacronismo en los eventos metamórficos del prisma de acreción.

**Esquemas B), C), D) y E)** Muestran una posible evolución donde el arco de islas (AI) y la cuenca de tras arco, después de cesar su actividad, arriban al margen de convergencia (G) en el SW de Gondwana y son subductadas aportando material al prisma y colaborando con su exposición tectónica. Esta es una opción para explicar parte del desarrollo del complejo de subducción-acreción que dio origen al Complejo Metamórfico Bahía Mansa y a las rocas de la Hoja Queule. Los esquemas B), C), D) y E) han sido extraídos y modificados de Hufmann (2003) quién los propone para el Complejo Metamórfico de Chiloé.

La posibilidad de un arco de islas y su cuenca de tras arco, inactivos, subduciéndose en el margen suroccidental de Gondwana, de manera que influyese en el proceso diacrónico de acreción, conlleva varias interrogantes tales como:

- Cual sería la relación espacial entre el arco de islas (AI) y la fosa de Gondwana (G) (*Figura 26*).
- Cual podría ser el rol de alguna diferencia en las velocidades de convergencia de norte a sur, en el margen suroccidental de Gondwana, de manera que se tuviese una mayor velocidad de convergencia relativa en el norte.
- Que otra variable puede ejercer un control en este proceso, como por ejemplo el ángulo de convergencia, de manera que en el proceso de metamorfismo y deformación en el prisma se tuviese una componente de esfuerzos dirección paralela a la fosa (G) de Gondwana .
- Cual habría sido la longitud del arco de islas para que contribuyera a una exhumación progresiva de la facies esquistos azules del prisma, de norte a sur. ¿Quizás tendría que haber sido a lo menos comparable con la longitud del prisma de acreción en el borde suroccidental de Gondwana?
- Que condiciones de tectónica global serían necesarias para tener un arco de islas activo hacia el oeste de Gondwana, que hubiese cesado su actividad y luego fuese trasladado por la corteza oceánica hasta aproximarse a la fosa, del margen suroccidental de Gondwana, en el Devónico Tardío para el caso del futuro CMBM.
- Como se habría visto afectado el régimen de sedimentación en la fosa, de Gondwana, y el régimen de subducción, producto del acercamiento e interacción de un relieve oceánico.
- Investigar que otras evidencias podrían reunirse para apoyar o descartar esta hipótesis, y como se relaciona ésta con otras hipótesis planteadas para cuantificar si puede constituir un hecho relevante o no en la historia geológica del Basamento Metamórfico.

Otros escenarios también han sido propuestos, como la explicación dada por Hervé *et al.* (1998), quienes siguiendo las propuestas de Bangs y Cande (1997) para el actual margen continental de Chile, proponen que variaciones temporales del espesor de sedimentos en la fosa, pueden generar un diacronismo ya que se produce acreción solamente si hay abundantes sedimentos en ella.

Respecto a los depósitos metálicos y tipos litológicos de origen volcánico-exhalativo submarino presentes en la Hoja Queule y parte del resto del CMBM, que corresponden a sulfuros macizos, cuerpos de Fe macizo y metacherts de Fe – Mn – (Ca), éstos podrían por lo tanto también haber estado asociados genéticamente al ambiente de un arco de islas y al ambiente de su cuenca oceánica de tras arco, lo cual amplía su espectro de posibilidades de mineralización. metálica.

## 6.2 Geología económica de ocurrencias metálicas en la Hoja Queule

### 6.2.1 Elementos químicos versus ocurrencias metálicas y litología

El contraste entre la composición química de los diversos tipos litológicos y ocurrencias de mineralización metálica, presentes en el basamento, permite obtener la siguiente tabla resumen para cada elemento, analizado en esta tesis, destacando en que caso se obtuvo el mayor contenido de dicho elemento asociado a un protolito en ambiente hidrotermal submarino (*Anexo E*).

elemento	tipo litológico/ocurrencia mineral donde se obtuvo el contenido químico mayor	tipo litológico/ocurrencia mineral donde se obtuvo el contenido químico inmediatamente inferior al mayor
Au	vetillas de hematita (goethita) – limonita – arcilla (caolín)	sulfuros macizos / cuerpos de hierro macizo
Hg	vetillas de hematita (goethita) – limonita – arcilla (caolín)	cuerpos de hierro macizo / sulfuros macizos
Ag	sulfuros macizos	cuerpos de hierro macizo / vetillas de hematita (goethita) – limonita – arcilla (caolín) en fallas con alteración
Mo	cuerpos de hierro macizo	sulfuros macizos / metachert micáceo
As	vetillas de hematita (goethita) – limonita – arcilla (caolín) en fallas con alteración	alteración en fallas / roca de cajas de fallas con alteración
Pb	sulfuros macizos	esquisto cuarzo feldespático / cuerpos de hierro macizo
Ni	esquisto de talco y anfíbola	roca de caja de fallas con alteración / esquistos verdes
Zn	sulfuros macizos	metachert de silpnomelano / esquistos verdes
Cu	sulfuros macizos	cuerpos de hierro macizo
Cr	esquisto de talco y anfíbola	roca de caja de fallas con alteración / alteración en fallas
Mn	cotículas	metachert de silpnomelano

*Tabla 11: Resumen de los resultados geoquímicos indicando las rocas asociadas a anomalías de los elementos analizados (Anexo E). En amarillo están los sulfuros macizos, en rojo los cuerpos de Fe, en azul los cuerpos de Fe-Si, y en verde los cuerpos de Si-Fe y Si-Mn (Figuras 23, 24).*

La mayoría de los valores geoquímicos anómalos obtenidos para los elementos aquí analizados correspondientes a Au, Hg, Ag, Mo, Pb, Ni, Zn, Cu, Cr y Mn están asociados, de manera directa o por lo menos en segundo lugar, a unidades litológicas y/o cuerpos con mineralización metálica formados en un ambiente submarino volcánico sedimentario con una importante componente hidrotermal, tal como se muestra previamente en la clasificación de Hekinian (1993) (*Figuras 23, 24*)

Para el caso del Ni habría que agregar la serpentinita como una posible fuente de anomalías ya que se identificó cristales de nepouita en serpentinita de la Hoja Queule. El Ba no está incluido en este análisis, pero la mineralogía de micas ricas en Ba, la presencia de cymrita y los antecedentes de Schira *et al.* (1990), indican valores anómalos de Ba asociados a los sulfuros de Pirén. Además en los sulfuros macizos de Pirén se encuentra presentes minerales de Co y en menor proporción de Ni. El caso de los contenidos anómalos de As en las vetillas y alteración alojadas en fallas, es analizado más adelante.



Si se considera los diversos modelos de sulfuros macizos y algunos de los otros tipos de depósitos asociados a ellos, entonces los elementos relacionados directamente a las potenciales menas corresponden a Fe, Cu, Zn, Pb, Ag, Au, (Co, Cd, Mo, Sn, S, Se, Sb, As, Hg, Mn, W, Ba, Ca). Además de estos elementos, de las posibles menas de sulfuros macizos y otros depósitos asociados a ellos, se tiene también otros elementos asociados a características geoquímicas en el entorno del depósito tales como Al, Mg, Ca, Na, K, Bi, NH<sub>3</sub>, Ni, Li, T, F, B y REE. Además se tiene la presencia de V en micas entre los sulfuros de Pirén y de inclusiones de platinoides en las cromitas de La Cabaña. Por lo que futuros trabajos de investigación metalogenética, y de exploración en el Basamento Metamórfico, deberían considerar análisis por todos esos elementos para poder discriminar cual es el caso específico del tipo de depósito de sulfuro macizo, u otro modelo asociado, que puede estar potencialmente presente en el basamento (*Figura 27*).

### **6.2.2 El ambiente volcánico - hidrotermal submarino y su posterior emplazamiento en el complejo de acreción-subducción**

La información publicada por Hekinian *et al.* (1993), para la clasificación depósitos de oxihidróxidos de Fe y Si hidrotermales submarinos, resultó ser de gran ayuda en esta tesis para interpretar la formación del protolito de metacherts micáceos, metacherts de Fe y de cuerpos de hierro macizo presentes en el Basamento Metamórfico de la Hoja Queule.

En los antecedentes bibliográficos se encuentran además descripciones detalladas de los diversos tipos de depósitos sulfuros macizos estudiados en el mundo, entre los cuales también hay descripciones de litologías con características similares a las observadas en el basamento de la Hoja Queule, algunas de esas similitudes, independientemente del ambiente tectónico en que se generaron dicho depósitos, son las siguientes:

- Høy (1995a), describe los yacimientos tipo Besshi especificando que presentan cherts y formaciones de Fe entre las rocas hospedantes; calcita, ankerita (dolomita rica en Fe), siderita y grafito entre los minerales de alteración; granates ricos en Mn en horizontes exhalativos metamórficos como una de las posibles guías de exploración, y halos de Mn como una de sus características geoquímicas. Además Slack (1993) señala, para los depósitos tipo Besshi, la presencia de lentes estratoligados y estratiformes de metacherts, formaciones de hierro - magnetita, cóculas, albititas, turmalinitas, clorititas, esquistos micáceos y mármol; además de ocurrencias locales de grafito.
- Høy (1995b), describe los depósitos tipo Cyprus señalando cherts y barros o lutitas pobres en Mn y ricos en Fe, acompañados de cuarzo como parte de las rocas de caja; carbonatos, talco y albita (menos común) entre los minerales de alteración; horizontes de ocre y exhalitas tipo chert entre las guías de exploración, y enriquecimientos locales de Na como una de las posibles guías de exploración geoquímica.
- Høy (1996), describe los depósitos tipo Broken Hill Pb-Zn-Ag<sup>±</sup>-Cu, señalando cuarcitas, cuarcitas de granate, esquistos grafiticos, chert, cuarcitas de turmalinita y gahnita, entre las rocas de caja y rocas asociadas al depósito; espesartina, sistemas de Fe-Si-Mn y Ca-Mn-F entre los minerales de alteración; niveles con carbonatos, zonas de transición de rocas cuarzo feldespáticas a metasedimentos de grano fino, cuarcitas de granate, calcosilicatos ricos en Mn con texturas de skarn entre las guías de exploración; anomalías de Mn, Ba y As entre las guías de exploración geoquímica.

- Large (1992), describe facies de exhalitas en VHMS de Australia, donde menciona la formación jaspes o exhalitas de cuarzo – hematita ± magentita en torno a dichos depósitos.
- Carvalho *et al.* (1999), describe los depósitos de Cinturón Pirítico Ibérico, asociados a un volcanismo félsico submarino, señalando la presencia de rocas exhalativas tipo chert ubicadas estratigráficamente sobre la sección de sulfuros masivos, facies exhalativas distales manganíferas y exhalitas o jaspes proximales ricos en Ba.

Por lo tanto entre las evidencias favorables para un potencial económico de sulfuros macizos en el Basamento Metamórfico, además de la ocurrencia restringida de los sulfuros macizos en Pirén, y de los que están ubicados más al norte como Tirúa, Casa de Piedra, Hueñaliben y Trovolhue, también se debe incluir también la presencia rocas metamórficas con una impronta hidrotermal submarina en su protolito, tales como los cuerpos de hierro macizo, metacherts micáceos, metacherts de stilpnomelano o metacherts ricos en Fe correspondientes a metadepósitos de Si-Fe, cotículas o metacherts de espesartina correspondientes a metadepósitos de Si-Mn, metacherts con bandas de siderita y bandas de granate–stilpnomelano-clorita. Además está abierta a la discusión la posibilidad de una influencia hidrotermal en el ambiente submarino del protolito de esquistos de talco y anfíbola, esquistos cuarzo feldespáticos y quizás en las serpentinitas. Esto es apoyado por valores geoquímicos, obtenidos en esta tesis, anómalos para Cu, Au, Ag, Zn, Mn, Cr y Ni en los sulfuros macizos y en litologías relacionables genéticamente a actividad hidrotermal submarina, así como por la ocurrencia minerales ricos en Ba, Cr, V y Ni que son coherentes con un ambiente volcánico-exhalativo submarino y con la formación de sulfuros macizos complejos.

Según Gómez-Caballero y Pantoja-Alor (2003) en los sistemas hidrotermales submarinos activos en dorsales actuales, conocidos como “Black Smokers” se tiene presente una gran diversidad de componentes, entre las que se incluye el Fe, Mn y Si, producidos por lixiviación de las rocas de la corteza oceánica (**Figura 27**). La ubicación los depósitos de Fe, metacherts de Fe- Mn – (Ca) y de los sulfuros mismos, respecto a su distancia de la fuente original en el ambiente hidrotermal submarino, pueden presentar variaciones dependiendo de la cantidad de oxígeno disuelto en el agua del fondo submarino (Franklin, 1993). Si bien minerales de arcilla, barita, sílice y Fe han sido observados adyacentes en plumas hidrotermales submarinas, por otro lado la cantidad de oxígeno disuelto en el agua del fondo submarino será un control para la precipitación del tipo de exhalita. Por ejemplo óxidos de Ba y Mn solo se formarían donde las aguas del fondo estuviesen en un ambiente oxidante y por lo tanto dichos óxidos pueden formarse distalmente o no, dependiendo de dicho factor. Además este no es un proceso que se mantenga con las mismas características en el tiempo, para una pluma o chimenea hidrotermal submarina, ya que por ejemplo las capas de minerales de arcilla, barita, sílice y hierro que se observan depositadas, con espesores mayores que un metro, en torno una pluma hidrotermal generan un sellado en torno a la pluma, inhibiendo la advección local de agua fría, favoreciendo así una descarga mejor focalizada y evitando el enfriamiento de los fluidos ascendentes (Franklin, 1993).

A los antecedentes de la presencia de Cr, (Barra *et al.*, 1998) en las serpentinitas del basamento, se le debe agregar la presencia de Ni debido a la identificación de nepouita en un afloramiento de serpentinita de la hoja Queule. Esto, a pesar de ser una ocurrencia restringida, es un antecedente favorable desde el punto de vista económico ya que la nepouita es parte de la mena de depósitos lateríticos de Ni en diversas partes del mundo, tal como lo es en la localidad de donde toma el

nombre correspondiente a la Mina Nepoui, en Nueva Caledonia, en el oeste de Australia (Pelletier, 1996).

Franklin *et al.* (1998), Seal II (2004), presentan clasificaciones de los depósitos de sulfuros macizos considerando el tipo de volcanismo asociado, la relación del volumen de rocas máficas versus félsicas, y la relación entre el volumen de rocas volcánicas versus sedimentarias, dando como ejemplo los depósitos tipo Noranda, Kuroko, Cyprus, Besshi, Bathurst y los tipo Sedimentario-Exhalativo tales como Mount Isa, Red Dog y Broken Hill.

Al aplicar la clasificación de Franklin *et al.* (1998) y Seal II (2004) y las variables geoambientales de las rocas del basamento, se tiene un potencial para depósitos tipo Cyprus, Noranda, Besshi y menos probablemente Sedimentario-Exhalativo. Son discriminantes la proporción del volumen de rocas volcánicas versus sedimentarias, la posibilidad de un volcanismo bimodal, y la relación entre el volumen de rocas máficas versus félsicas, para definir cual de estos cuatro tipos de depósitos, de sulfuros macizos, ve favorecida su ocurrencia según el geoambiente predominante.

Considerando la descripción de diversos tipos de depósitos de sulfuros macizos (Höy, 1995a, 1995b, 1996; Gross, 1996) y el caso específico en que un arco de islas, con su cuenca oceánica de trasarco, hayan sido parcialmente incorporados al complejo de subducción-acreción que dio origen al basamento, se tiene entonces que los depósitos cuya potencial ocurrencia en el basamento se ve más favorecida son los tipo Cyprus, Noranda, Kuroko, Besshi, y además podrían estar presentes formaciones de hierro tipo Algoma (Fe, Mn).

Por otro lado Hutchinson (1980) plantea la utilidad de los depósitos de sulfuros macizos como un indicador del ambiente tectónico, en que se formaron las rocas que los hospedan, por lo que un estudio acabado de este tipo de mineralización puede conducir a aclarar parte del ambiente tectónico en que se formó el protolito de las rocas del Basamento Metamórfico (**Figura 28**).

Según Galley *et al.* (2007), han existido tres estados de evolución de la corteza de la Tierra, con estados tectónicos específicos asociados, y en los cuales se han formado depósitos tipo VMS (“Volcanogenic Massive Sulphide” o Sulfuros Macizos Volcánicos). Estos estados de lo más antiguo a lo más reciente corresponden a (**Figura 29**):

- La evolución temprana de la Tierra fue dominada por actividad de plumas del manto durante la cual numerosos eventos de rift incipientes formaron cuencas caracterizadas por corteza oceánica temprana, en la forma de basaltos primitivos y o komatitas, seguidas de relleno siliciclástico y asociadas a Formaciones de Fe y filones máficos y ultramáficos. Durante el Fanerozoico tipos similares de rift incipientes se formaron durante arcos de rift post-acreción y transpresionales (**Figura 29A**).
- La formación de las cuencas oceánicas originales estuvo asociada con el desarrollo de centros de extensión oceánica, donde se formaron depósitos tipo VMS dominados por rocas máficas. El desarrollo de zonas de subducción océano-océano dio origen a la formación de arcos oceánicos con dominios extensionales asociados, en los cuales se formaron depósitos tipo VMS dominados por suites de rocas volcánicas máficas, bimodal-máfica y bimodal-félsica (**Figura 29B**).

- La formación de arcos oceánicos y de frentes de subducción océano-continente resultaron ser sucedidos por ambientes de arco oceánicos maduros y arco volcánicos continentales caracterizados por el dominio de rocas félsicas, bimodales y depósitos siliciclásticos (**Figura 29C**).

Por lo tanto depósitos tipo VMS formados en un ambiente hidrotermal submarino, en zonas de extensión de la corteza oceánica, que también pueden estar asociados a arcos de isla, pueden haber sido transportados hacia zonas de convergencia de corteza océano-continente, con la posibilidad de ser subductados, siendo afectados por un metamorfismo de progrado en el canal de subducción, para luego ser incorporados al prisma de acreción donde sufren un metamorfismo retrógrado a medida que ascienden, debido al flujo de masas al interior del prisma, y finalmente pueden ser expuestos en la medida en que el prisma es tectónicamente exhumado y queda expuesto a procesos de erosión (**Figura 29D**).

Además en el ambiente metamórfico del prisma pueden formarse otros depósitos como Vetas de Cuarzo – Oro en el complejo asociadas a fallamiento y removilización de metales en etapas finales del metamorfismo (**Figura 29D**).

El estudio detallado de la mineralogía metamórfica, y la geoquímica de las rocas del Basamento Metamórfico, es un elemento clave para descifrar cuando se está presente frente a una roca que tuvo un origen a partir de un protolito que tenga una impronta hidrotermal submarina en su formación y para definir que tipo de ambiente geológico específico fue el que le dio origen al protolito.

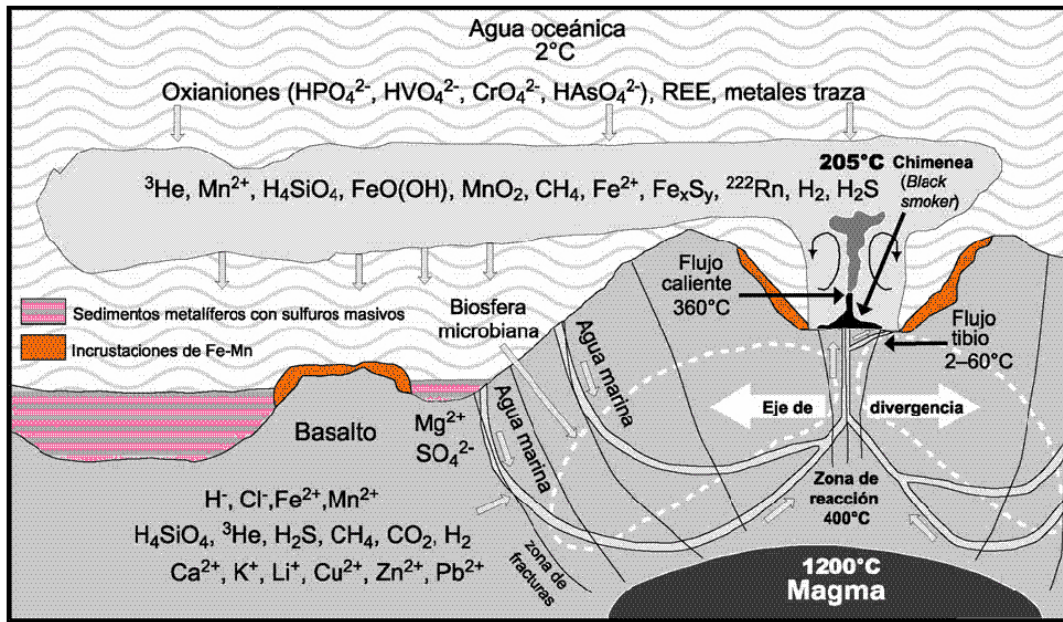


Figura 27. Diagrama esquemático de un sistema hidrotermal submarino en una dorsal oceánica, en el que se muestran las distintas temperaturas que se tienen en las diferentes partes que constituyen el sistema hidrotermal. Una gran diversidad de componentes es producida por una celda convectiva de agua que al calentarse lixiviana las rocas de la corteza oceánica, cuya permeabilidad se incrementa con las fracturas, y al enfriarse súbitamente al salir al fondo del mar deposita dichos componentes. La convección es generada por la energía calorífica irradiada por el magma que asciende en el eje de la dorsal. (Extraído de Gómez-Caballero y Pantoja-Alor, 2003).

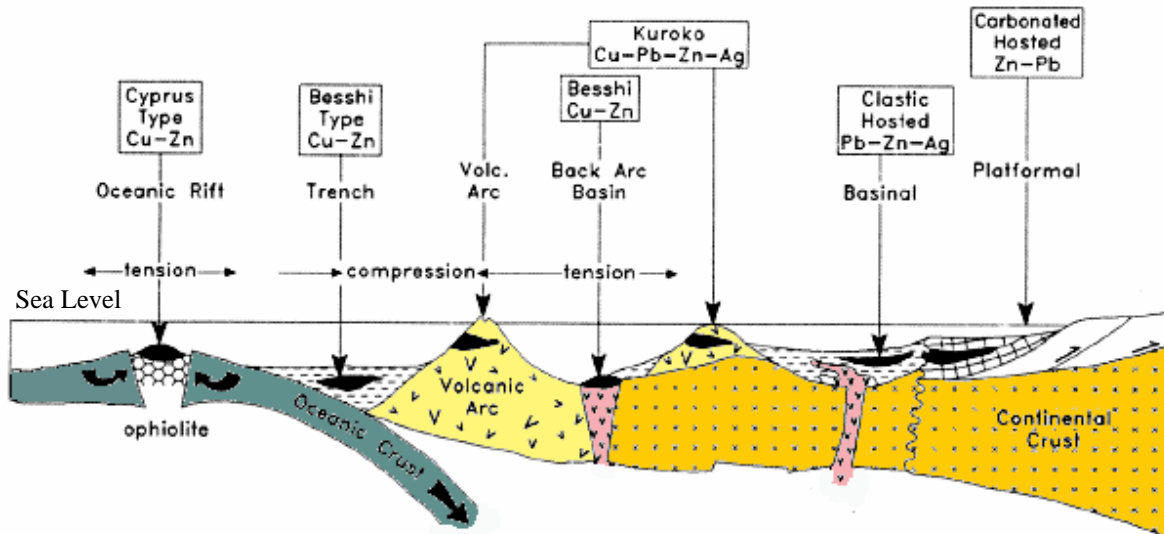
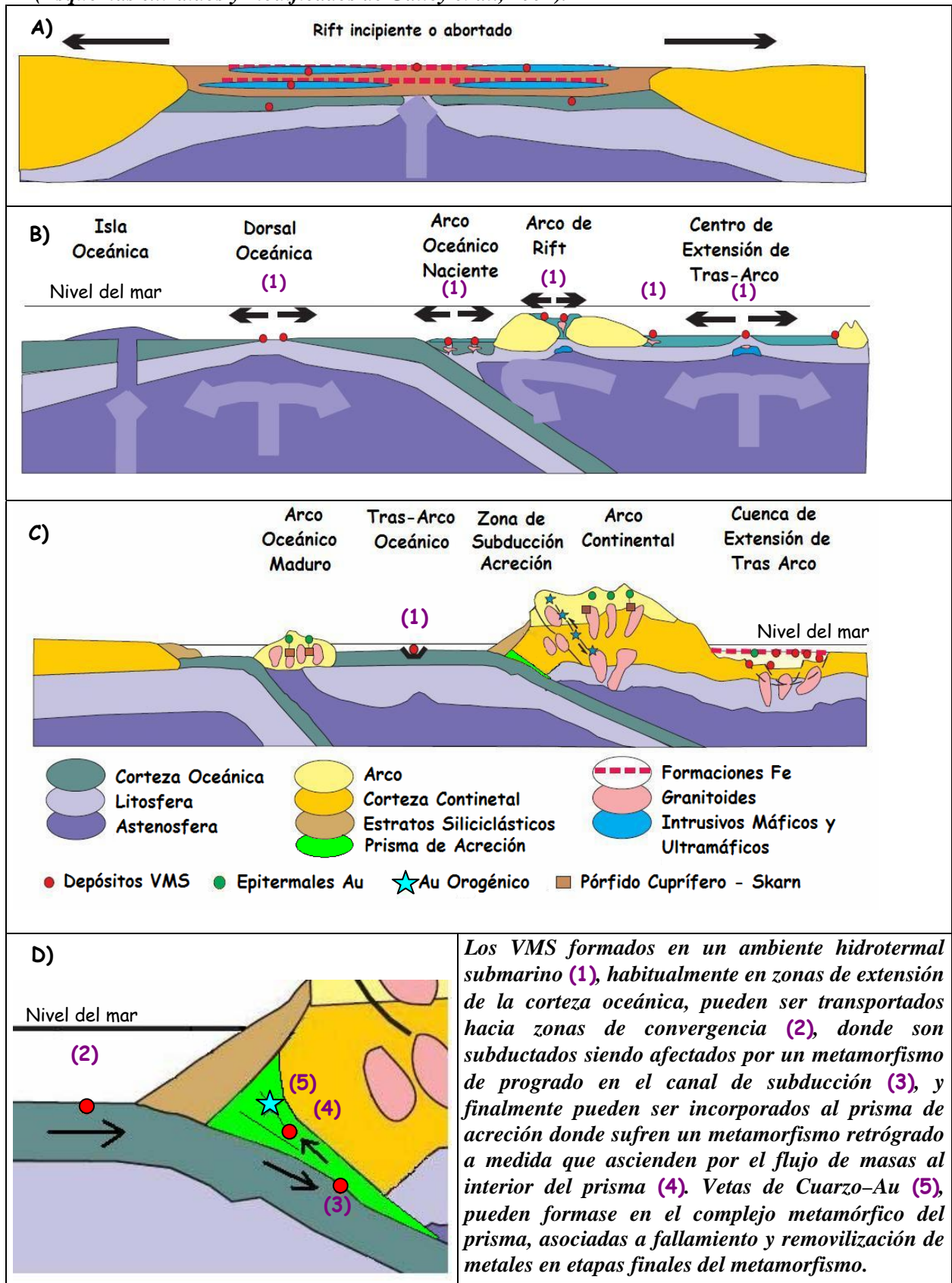


Figura 28. Modelos de depósitos de sulfuros macizos situados esquemáticamente en algunos de sus más comunes ambientes tectónicos. (Extraído de Hutchinson, 1980).

Figura 29: A), B) y C) Esquemas de ambientes tectónicos globales y metalogénicos en los cuales se forman depósitos tipo VMS. D) Incorporación de un VMS a la Zona de Subducción – Acreción. (Esquemas extraídos y modificados de Galley et al., 2007).



### 6.2.3 Guías de exploración por VMS en la Serie Occidental del Basamento Metamórfico

Una primera aproximación corresponde a la identificación de rocas metamórficas con una impronta hidrotermal la formación de su protolito, tales como cotículas, metacherts, metacherts ricos en Fe – (Ca – Mn) y cuerpos de hierro macizo. Además se debe resolver si este es también el caso de los esquistos de talco y anfíbola, esquistos cuarzo feldespáticos (tipo albitita?) y serpentinitas. En una visión más amplia y asumiendo que existe un potencial para la ocurrencia de depósitos tipo VMS (Volcanogenic Massive Sulphide) en la Serie Occidental entonces además de las guías de exploración publicadas sobre el tema, referentes a la identificación de rocas asociadas, es posible hacer las siguientes conjeturas a partir de lo observado en la Hoja Queule.

La movilidad que presentan los fluidos hidrotermales, en el ambiente submarino original, en el cual precipitan cherts ricos en Fe o Mn, sulfuros macizos y cuerpos de hierro, sumado al desmembramiento tectónico producido en el proceso de incorporación al prisma, tiende a desconectar espacialmente estos cuerpos, dificultando el reconocimiento de zonas más favorables para encontrar mineralización metálica en el Basamento Metamórfico. Sin embargo la ubicación de estos cuerpos en la Hoja Queule se encuentra relacionada espacialmente a las subunidades litológicas con metacherts. Una explicación para ello consiste en que los potenciales cuerpos ricos en metales de interés económico, depositados originalmente en el fondo oceánico, hayan sido subductados en conjunto, siguiendo un camino contemporáneo al momento de su subducción, para luego ser incorporados basalmente desde el canal de subducción hacia el prisma y posteriormente hayan sido transportados hacia niveles superiores del prisma, por el continuo flujo de masa que genera el sistema de subducción-acreción (**Figuras 6, 29D**). Así es posible que potenciales depósitos económicos de sulfuros macizos y rocas relacionadas a su ambiente genético original, mantengan alguna relación espacial en su ubicación final en el prisma y por lo tanto en el Basamento Metamórfico. Por ello las subunidades litológicas que contengan rocas metamórficas con una impronta hidrotermal submarina, como las cotículas, metacherts ricos en Fe, metachert micáceos y cuerpos de hierro macizo, más los otros casos que se discuten en esta tesis, podrían considerarse como potenciales guías para la exploración de mineralización metálica en el Basamento Metamórfico.

Es destacable que las condiciones P/T, de metamorfismo tengan características similares tanto en Pirén como en Punta Nihue, y que en ambas localidades también se tengan rocas metamórficas indicadoras de un protolito con un aporte metálico hidrotermal en ambiente submarino. Esto indica la posibilidad de que un conjunto de cuerpos, con potencial mineralización metálica, haya seguido un camino metamórfico similar en el complejo de subducción-acreción, siendo subductados tempranamente, incluyendo la facies esquistos azules en su camino metamórfico, siendo finalmente incorporados al prisma a través de un proceso de acreción basal y posterior ascenso. En base a esto se abre la posibilidad de que ocurrencias metálicas, potencialmente presentes en el Basamento Metamórfico, tengan como característica común el estar asociadas a la subducción temprana, es decir con condiciones de metamorfismo alta presión y con edades de metamorfismo acotadas entre 320-300 Ma, ya que dicho periodo es el correspondiente al evento metamórfico (D1), según lo acotado por Duhart *et al.* (2001) y un antecedente concordante con ello es la datación de  $313 \pm 13$  Ma obtenida por Hervé *et al.* (1990) en esquistos de Pirén (**Figura 6**). Así dichas condiciones metamórficas de alta presión, sumadas a un rango de edad entre 320-300 Ma, también pueden constituir una guía de exploración para sulfuros macizos en el Basamento Metamórfico.



#### **6.2.4 Procesos de mineralización metálica posteriores a la incorporación al complejo de acreción- subducción**

Dos procesos de mineralización metálica se han identificado en la Hoja Queule, y que se generan posteriormente a la subducción de las rocas asociadas y posteriormente a su incorporación al prisma de acreción. Uno relacionado al ambiente deformativo dúctil-frágil y frágil en el prisma de acreción y correspondiente a la formación de fallas y fracturas con alteración hidrotermal, y otro relacionado a procesos de erosión y redepositación de metales sobre el prisma ya exhumado y correspondiente a los placeres auríferos. A continuación se resumen sus aspectos más relevantes desde el punto de vista metalogénico.

##### **Fallas y fracturas con alteración hidrotermal**

Las anomalías de Au, As y Hg en vetillas de hematita (goethita) - limonita alojadas en estas estructuras indican que dicho vetilleo corresponde a arsenopirita alterada supérgenamente a goethita, lo cual es coherente con descripciones de sondajes que señalan arsenopirita en profundidad (Ávila, 1990). Los antecedentes de que las leyes de oro disminuyen en profundidad pueden deberse a que algún proceso de enriquecimiento supérgeno a partir de pirita y arsenopirita subió las leyes en superficie. La presencia de vetillas de caolín puede señalar un aporte hidrotermal de baja temperatura o una fase de alteración supérgena de vetillas de feldespatos y muscovita.

La descripción de diques ácidos, metadioritas volcánicas, en trabajos previos apunta a que la mineralización en fallas se habrían generado como producto de un aporte hidrotermal ígneo canalizado a través de estructuras tipo fracturas y fallas debido a un proceso intrusivo post-metamorfismo, quizás sintectónicos a la generación de dichas estructuras. Sin embargo los estudios petrográficos, realizados en este trabajo en muestras de un sondaje, solo permitieron identificar tramos silíceos correspondientes a alteración hidrotermal pervasiva de cuarzo con textura microbrechosa, caolín - sericita de textura microbrechosa y foliada, sobreimpuesta a algún tipo de esquisto, metacherts y esquistos alterados.

El proceso de formación del relleno de estas estructuras comienza con una alteración hidrotermal pervasiva, con aporte de fluidos desde una fuente magmática o bien por un proceso de bombeo tectónico, con formación de microbrechas, con aporte de sulfuros, sílice, crecimiento de micas y posiblemente feldespatos, y formación de vetilleos metálicos anómalos en Fe, As, Au y Hg, además de vetillas de cuarzo. La etapa final corresponde al desarrollo de alteración supérgena que da como resultado un relleno de limonita-hematita-caolín-sericita, donde el oro se presenta alojado en vetillas milimétricas de goethita. Por lo tanto la limonitización y hematitización acompañada de cuarzo, micas y arcillas es producto de un proceso supérgeno sobre alteración hidrotermal con sílice, sulfuros con Fe, As, Au y Hg.

Una alternativa, genéticamente distinta, a la de un aporte de mineralización metálica ligado a procesos intrusivos, es la posibilidad de que la mineralización presente en estas estructuras sea producto de removilización a partir de cuerpos metálicos en el Basamento Metamórfico. Ya que estas estructuras pueden estar cortando algún nivel con sulfuros en el basamento y los fluidos hidrotermales pueden haber removilizado metales desde dichos niveles de sulfuros hacia la superficie.



Los resultados geoquímicos obtenidos en esta tesis, en cuanto a las anomalías de Au, Hg y Ag, además del evidente aporte de Fe asociados a estas estructuras y su alteración hidrotermal apoyan la idea de una removilización hidrotermal a partir de niveles con cuerpos de hierro y sulfuros macizos en el Basamento Metamórfico, ya que estos elementos también tienen altos contenidos en los sulfuros macizos y cuerpos de hierro macizo expuesto en la Hoja Queule. El As resultó con valores máximos en la alteración de las estructuras, pero no está presente en cantidades importantes en el resto de los tipos litológicos ni cuerpos metálicos expuestos en el área de estudio, por lo tanto en las fallas con alteración, el As proviene de una fuente no expuesta en superficie en la Hoja Queule. Sin embargo, teóricamente el As en las fallas con alteración si puede estar asociado a un transporte desde niveles con sulfuros macizos en profundidad y que contengan arsenopirita, ya que dicho mineral se presenta habitualmente en varios de los depósitos de sulfuros macizos, tales como en los tipo Noranda, Kuroko, Besshi, Bathurst y SEDEX (Seal II, 2004).

Si se considera que no hay intrusivos asociados a las estructuras alteradas, entonces el modelo que tiene características comunes con la alteración y anomalías presentes en las estructuras de la Hoja Queule corresponde, al tipo “Vetas de Cuarzo – Au” (Ash y Alldrick, 1996) y también conocido como “Au en Esquistos Verdes” que se encuentra en terrenos metamórficos y asociado a una etapa de post peak metamorfismo (**Figura 29D**). El tipo de estructura que aloja la mineralización, que corresponde en general a fallas de alto ángulo más la presencia de cuarzo y oro, coincide con la descripción depósitos que suelen estar localizados a lo largo de zonas de cizalle en terrenos metamórficos y se caracterizan por fallas inversas de alto ángulo con posibles componentes en el rumbo (Sibson *et al.*, 1988). En caso de que futuros antecedentes confirmen esta posibilidad entonces este tipo de estructuras también constituirían una guía de exploración para cuerpos de sulfuros macizos en el basamento.

Otras opciones, que guardan menos similitud con lo observado en la Hoja Queule, corresponden a los tipo “Vetas de Au alojadas en Turbiditas” (McMillan, 1996a) y “Au alojado en Formaciones de Fe” (McMillan, 1996b).

La mayor cantidad de estas estructuras se dispone a lo largo del sistema de pliegues de Cordillera Queule, lo que indica el desarrollo de una deformación con una etapa frágil asociada a este sistema de pliegues (F3). También aparecen espacialmente relacionadas a las subunidades con metacherts.

### **Placeres auríferos**

El placer aurífero de Pichilingue corresponde a depósitos fluviales pleistocénicos donde se depositó oro nativo en la matriz de dichos depósitos. Una interpretación para explicar el origen primario del oro encontrado en estos Placeres, es que correspondería a oro alojado en vetas hidrotermales, mientras que otra posibilidad es que el oro provenga de niveles de sulfuros macizos, ya erosionados, en el Basamento. Ambas posibilidades no son excluyentes ya que asociados a los depósitos tipo “Vetas de Cuarzo – Au” (Ash y Alldrick, 1996) se presentan placeres auríferos sobre los terrenos metamórficos, y por otro lado la opción de una proveniencia directa de cuerpos de sulfuros macizos se ve favorecida por la presencia, en el placer de Pichilingue, de clastos de metacherts con contenido anómalos de Mn y correspondientes a cotículas. La realización de estudios de proveniencia del Au aportaría información valiosa en ese sentido.

- Aguirre, L.; Hervé, F; Godoy, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile: an outline. *Krystallinikum* **9**: 7-19.
- Alfaro, G. 1980. Antecedentes preliminares sobre la composición y génesis de las cromitas de La Cabaña (Cautín). *Revista Geológica de Chile* **11**: 29-41.
- Alfaro, G. 1985. La efalerita como geobarómetro. Antecedentes preliminares de los sulfuros polimetálicos al sur de Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 4*, Actas **3**: 1-4. Antofagasta.
- Alfaro, G.; Collao, S. 1990. Massive Sulfide in the Greenstone Belt of South-Central Chile, An Overview. In *Stratabound Ore Deposits in the Andes* (Fontboté, L. et al.; editors) *Springer-Verlag* : 201-207. Berlin.
- Alfaro, G.; Gantz, E. 1997a. El yacimiento de carbón Catamutún. In *Simposio sobre el Terciario en Chile, No. 2*, Actas **1**: 11-28.
- Alfaro, G.; Gantz, E. 1997b. La nueva mina de Carbón Mulpún, Valdivia, Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 8*, Actas **2**: 832-836. Antofagasta.
- Álvarez, O. 1970. Estudio Geológico de los Yacimientos de hierro del Cordillera de Nahuelbuta. Memoria de Título, *Universidad de Chile, Departamento de Geología*: 162 p.
- Ardiles, M.; Burón, P.; Echtler, H.; Figueroa, O.; Glodny, J. 2003. Análisis estructural y petrográfico de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico a la latitud de Quidico (38°08'S a 38°21'S), Cordillera de Nahuelbuta, Chile. In *Congreso Geológico, No. 10*. Concepción.
- Ash, C.; Alldrick, D. 1996. Au-quartz Veins. In *Metallic Deposits* . (Lefebure, D.V.; Høy, T.; editors), British Columbia. *Ministry of Employment and Investment*: **2** (13): 53-56. Canada.
- Augustsson, C.; Munker, C.; Bahlburg, H; Fanning, C. 2006. Provenance of late Palaeozoic metasediments of the SW South American Gondwana margin: a combined U-Pb and Hf-isotope study of single detrital zircons. *Journal of the Geological Society* **163** (6): 983-995.
- Avila, A. 1990. Proyecto Piren, Informe de Avance. Informe Inédito de Exploraciones y Minerales Sierra Morena S. A. en propiedad de Minera Santa Fe Pacific Chile Ltda.
- Bangs, N.; Cande, S. 1997. Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the southern Chile margin. *Tectonics* **16** (3): 489-503.
- Barra, F.; Rabbia, O.; Alfaro, G. et al. 1998. Serpentinitas y cromititas de La Cabaña, Cordillera de la Costa, Chile central. *Revista Geológica Chile* **25** (1): 29-44

- Beck, M. E. Jr.; Garcia, A.; Burmester, R. F.; Munizaga, F.; Drake, R. E. 1991. Paleomagnetism and geochronology of late Paleozoic granitic rocks from the Lake District of southern Chile: Implications for accretionary tectonics. *Geology* **19**: 332-335.
- Bernhardt, H. J.; Massonne, H-J.; Reinecke, T.; Reinhardt, J.; Willner, A. 1995. Digital elements distribution maps, an aid for petrological investigations. *Ber. Deutsch. Mineral. Ges. Beih. Eur. J. Mineral* **7**: (1-2).
- Brindley, G.; Wan, H. 1975. Compositions, structures, and thermal behavior of nickel-containing minerals in the lizardite-nepouite series. *American Mineral* **60**: 861-871.
- Brown, E. H. 1977. The Crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *Journal of Petrology* **18**: 53-73.
- Brown, E. H. 1978. A P-T grid of metamorphic index minerals in high pressure terrains. *Geological Society of America Abstracts with Programs* **10** (7): 373.
- Burón, P.; Ardiles, M.; Echtler, H.; Figueroa, O. Y Glodny, J. 2003. Análisis estructural y petrográfico del contacto entre las Series Oriental y Occidental del Basamento Paleozoico. In *Congreso Geológico Chileno, No.10*. Concepción.
- Campos, A.; Moreno, H.; Muñoz, J.; Antinao, J.; Clayton, J; Martin, M. 1998. Area de Futrono-Lago Ranco. Servicio Nacional de Geología y Minería, *Mapas Geológicos No. 8*.
- Carvalho, D.; Barriga, F.; Munhá, J. 1999. Bimodal - siliciclastic systems – The Case of The Iberian Pyrite Belt. In *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings* (Barrie, T.; Hannington, M.; editors). *Reviews in Economic Geology* **8**, (16): 375-408. USA.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* **23**:471-485.
- Cathelineau, M.; Nieva, D. 1985. A chlorite geothermometer The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contrib. Mineral Petrol* **91**: 235-244.
- Coats, J.; Fortey, N.; Gallagher, M. J; Grout, A. 1984. Stratiform Barium Enrichment in the Dalradian of Scotland. *Economic Geology* **79**: 1585-1595.
- Collao, S. 1988. Inclusiones fluidas en cuerpos mineralizados y Rocas Circundantes del Basamento Metamórfico de Chile Central-Sur. Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 5*. Santiago.
- Collao, S.; Alfaro, G. 1982. Mineralización Sulfurada de Hierro Cobre Zinc en la Cordillera de la Costa, Sur de Chile. *Revista Geológica de Chile* **15**: 41-47.

Collao, S.; Alfaro, G. 2000. Paleozoic Massive Sulphide Orebodies of the Nahelbuta and Queule Mountains, South-Central Chile: results of Geothermobarometry and Sulphur Isotope studies. *In VMS Deposits of Latin America* (Sherlock, R.; Logan, A.; editors); *Mineral Deposits División Geological Association* : 629-641. Canada.

Collao, S.; Kojima, S.; Oyarzun, R. 1986. Geotermobarometría en los sulfuros macizos de la franja metamórfica de esquistos verdes, Chile Central-Sur. *Rev. Geol. Chile* **28**: 3-16.

Collao, S.; Alfaro, G.; Kayashi, K. 1990. Banded Iron Formation and Massive Sulfide Orebodies, South-Central Chile: Geologic and Isotopic Aspects. *In Stratabound ore deposits in the Andes.* (Fontbote, L.; Amstutz, G. C.; Cardozo, M.; Cedillo, E.; Frutos, J; editors), *Springer Verlag*: 209-219. Berlin.

Crignola, P.; Duhart, P.; McDonough, M.; Muñoz, J. 1997. Los Esquistos Máficos y Cuerpos Ultramáficos de la Cordillera de la Costa, Norte de la X Región, Chile: Antecedentes geoquímicos y Petrogénesis. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas* **2**: 1254 -1258. Antofagasta.

Dalla Salda, L.; Varela, R.; Cingolani, C.; Aragón, E. 1994. The Río Chico Paleozoic Crystalline Complex and evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* **7**: ( 3-4): 477-386.

De Caritat, P.; Hutcheon, I.; Walshe J. L. 1993. Chlorite Geothermometry: a Review. *Clays and Clay Minerals* **41** (2): 219-239.

Deer, W.; Howie, R. Y Zussman, J. 1992. An introduction to the Rock Forming Minerals. *Longman, Scientific & Technical.* 696 p.

De Villiers, P. 1970. The geology and mineralogy of the Kalahari manganese field north of Sishen Cape Province. *In Mem. Geol. Surv. Dep. Mines. No. 59*: 65. South Africa

Diaz, L.; Vivallo, W.; Alfaro, G.; Cisternas, M. E. 1988. Geoquímica de los Esquistos Paleozoicos de Bahía Mansa, Osorno, Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas* **2**: 886-901. Santiago.

Di Biase, F.; Lillo, F. 1972. Geología Regional, Geoquímica del Drenaje y Minería de la Provincia de Valdivia. *I.R.E.N.* Vol. 5

Duhart, P. 1999. Geología del Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa entre los 41°00'-42°00' L.S., X Región, Chile: Consideraciones Geocronológicas. Memoria de Título, *Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra*: 158 p.

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 X Región: Edades Preliminares  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  en circones detríticos. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas* **2**:1267-1270. Antofagasta.

Duhart, P.; Lara, L.; Pérez, Y.; Rodríguez, C.; Antinao, J.; Clayton, J.; McDonough, M.; Fonseca, E.; Muñoz, J. 1998. Estudio Geológico – Económico de la Xª Región Norte, Vol. 2 Geología Regional, Tomo I Síntesis Geológica, Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-98-15

Duhart, P.; McDonough, M.; Muñoz, J.; Martín, M.; Villeneuve, M. 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39°30'-42°00'S): geocronología K-Ar, 40Ar/39Ar y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista Geológica de Chile*, **28** (2): 179-208.

Duhig, N.; Stolz, H.; Davidson, G.; Large, R. 1992. Cambrian Microbial and Silica Gel Textures in Silica Iron Exhalites from the Mount Windsor Volcanic Belt, Australia: Their Petrography, Chemistry, and Origin. *Economic Geology* **87**: 764-784.

Endlicher, W.; Weischet, W. 1985. Rasgos fisiográficos de Chile. In Geología y Recursos minerales de Chile, Tomo 1, (J. Frutos et al.; editores). *Universidad de Concepción* : 12-28. Santiago.

Essene, E. 1967. An occurrence of cymrite in the Franciscan Formation, California. *American Mineral* **52**: 1885-1890.

Fang, Z.J.; Boucot, A.; Covacevich, V.; Hervé, F. 1998. Discovery of Late Triassic fossils in the Chonos Metamorphic Complex, Southern Chile. *Revista Geológica de Chile*, **25** (2): 165-173.

Fasshauer, D.; Chatterjee, N.; Marler, B. 1997. Synthesis, structure, thermodynamic properties, and stability relations of K-cymrite, K[AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>]·H<sub>2</sub>O. *Physics and Chemistry of Minerals*, **24** (6): 455-462.

Féraud, G.; Hervé, F.; Morata, D.; Muñoz, V. y Toloza, R. 2000. Scotia Metamorphic Complex, Antartica: Evidence for the diachronous buildup of a subduction complex. In *Congreso Geológico Chileno No. 9*, Actas **2**: 374-377. Puerto Varas.

Firsova, S. O.; Tshipurskii, S. I.; Cherkashin, V. I.; Shatskii, G. V. 1986. X Ray radiographic investigation of carbon matter and the problem of a graphite thermometer. *Lithol. Mineral Resources* **21**: 466-476.

Fortey, N. J.; Beddoe-Stephens, B. 1982. Barium silicates in stratabound Ba-Zn mineralization in the Scottish Dalradian. *Mineralogical Magazine* **46**: 63-72.

Franklin, J. M. 1993. Volcanic-associated Massive Sulphide Deposits. In *Mineral deposit Modeling*. (Kirkham, R. et al.; editors); *Geological Association*: 315-334. Canada

Franklin, J.M.; Hannington, M.D.; Jonasson, I.R.; Barrie, C.T. 1998. Arc-related volcanogenic massive sulphide deposits. In *Metallogeny of Volcanogenic Arcs*: *British Columbia Geological Survey*, **1**: (8). Canada.

Frutos, J. 1986. Discusión de la evolución y la organización tectónica de la Cadena Andina en el Precámbrico y Paleozoico. Los sistemas Geosinclinales Proterozoico y Paleozoico. *In* Geología y Recursos minerales de Chile, ( Frutos et al.; editores); *Universidad de Concepción*: 29-62. Santiago.

Gaál, G.; Parkkinen, J. 1993. Early Proterozoic Ophiolite-hosted Copper-Zinc-Cobalt Deposits of the Outokumpu Type. *In* Mineral deposit Modeling. (Kirkham, R. et al.; editors); *Geological Association*: 335-341. Canada.

Galley, A.; Hannington, M.; Jonasson, I. Volcanogenic Massive Sulphide Deposits. [en línea]. Geological Survey, 2007. Canadá. [citado 10 marzo 2007]. Disponible en: [http://gsc.nrcan.gc.ca/mindep/synth\\_dep/vms/index\\_e.php](http://gsc.nrcan.gc.ca/mindep/synth_dep/vms/index_e.php)

Gana, P.; Hervé, F. 1983. Geología del basamento cristalino en la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule, VII región. *Revista Geológica de Chile* (19-20): 37-56

Garnier, J. 1867. Note sur la garniéríte. Francia. *Comptes rendus de l'Académie des sciences* **86**: 684-686.

Glasser, E. 1907. Note sur une espèce minérale nouvelle: la népouite, silicate hydraté de nickel et de magnésie. *Bull. Soc. Fr. Minér.* 30: 17-28.

Glodny, J.; Lohrmann, J.; Seifert, W.; Gräfe, K.; Echtler, H.; Figueroa, O. 2002. Geochronological constraints on material cycling velocities, structural evolution, and exhumation of a paleo-accretionary wedge: the Bahia Mansa Complex, South Central Chile. *In ISAG No. 5*: 259-262. Toulouse.

Godoy, E.; Kato, T. 1990. Late Paleozoic serpentinites and mafic schists from de Coast Range accretionary complex, central Chile: their relation to aeromagnetic anomalies. *Geologische Rundschau, International Journal of Earth Sciences* **79** (1): 121-130.

Gómez-Caballero, J.; Pantoja-Alor, J. 2003. El origen de la vida desde un punto de vista geológico. *Sociedad Geológica Mexicana* 56 (1):56-86.

González-Bonorino, F. 1971. Metamorphism of the crystalline basement of Central Chile. *Journal of Petrology* **12** (1):149-175.

Gonzales-Bonorino, F.; Aguirre, L. 1970. Metamorphic Facies Series of the Crystalline Basement of Chile. *Geol. Rdsch. Bd.* **59**: 979-994.

Gräfe, K.; Glodny, J.; Seifert, W.; Rosenau, M.; Echtler, H. 2002. Apatite fission track thermochronology of granitoids at the South Chilean active continental margin (37°S-42°S): implications for denudation, tectonics and mass transfer since the Cretaceous. *In ISAG No. 5*: 275-278.

Graham, C. M.; Tareen J. A. K.; McMillan, P. F.; Lowe, B. M. 1992. An experimental and thermodynamic study of cymrite and celsian stability in the system BaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Eur. J. Mineral.* **4**: 251-269.

Gross, G.A. 1996. Algoma-type Iron-formation, *In* *Metallic Deposits*. (Lefebure, D.V.; Höy, T.; editors). *British Columbia, Ministry of Employment and Investment* : **2** (13): 25-28. Canada.

Harrison, S.M.; Piercy, B.A. 1990. The evolution of Antarctic Peninsular magmatic arc: evidence for northwestern Palmer Land. *Geological Society of America, Special Paper, No. 241*: 9-25.

Hekinian, R.; Hoffert, M.; Larqué, P.; Cheminée, J. L.; Stoffers, P.; Bideau, D. 1993. Hydrothermal Fe and Si Oxhydroxide Deposits from South Pacific Intraplate Volcanoes and East Pacific Rise Axial and Off-Axial Regions. *Economic Geology* **88** (8): 2099- 2121.

Helle, S.; Cisternas, M.; Alfaro, G. 1990. Caracterización geoquímica de los carbones miocénicos entre Angol y Osorno, 36°30´-40°30´S. *In Congreso Geológico Argentino No. 11*, Actas **1**: 196-201. San Juan

Hernández, L.; Barra, F. 1997. Hidrogrosularia-Uvaroitass, vesuvianita y perovskita: productos de rodingitización de rocas ultramáficas del área de La Cabaña, IX Región, Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8*, Actas **2**: 1309-1313. Antofagasta

Hervé, F. 1977. Petrology of the Crystalline Basement of the Nahuelbuta Mountains, Southcentral Chile. *In Comparative Studies of the Geology of the Circum Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile, 1<sup>st</sup> Rept.* (T. Ishikawa; L. Aguirre, editors). *Society for the Promotion of Sciences* : 51 p. Tokyo

Hervé, F. 1988. Late Paleozoic Subduction and Accretion in Southern Chile. *Episodes* **11** (3): 877-884.

Hervé, F.; Fanning, C.M. 2001. Late Triassic detrital zircons in meta-turbidites of the Chonos Metamorphic Complex, southern Chile. *Revista Geológica de Chile* **28** (1): 91-104.

Hervé, F.; Munizaga, F.; Montavani, M.; Hervé, M. 1976. Edades Rb-Sr neopaleozoicas del basamento cristalino de la Cordillera de Nahuelbuta. *In Congreso Geológico Chileno, No. 1*, Actas **2**: F-16-F-26. Santiago.

Hervé, F.; Kawashita, K.; Munizaga, F. 1982. Edades Rb/Sr de los cinturones metamórficos pareados de Chile central. *In Congreso Geológico Chileno, No. 3*, Actas **2**: d116-d135. Concepción.

Hervé, F.; Kawashita, K.; Munizaga, F.; Bassei, M. 1984. Rb-Sr isotopic ages from late Palaeozoic metamorphic rocks of central Chile. *J. Geol. Soc. London* **141**: 877-884.

Hervé, F.; Pankrust, R. J.; Brook, M.; Alfaro, G.; Frutos, J.; Miller, H.; Schira, W.; Amstutz, G. C. 1990. Rb-Sr and Sm-Nd data from some massive sulphide occurrences in the metamorphic basements of south-central Chile. In *Stratabound ore deposits in the Andes* (Fontboté, L.; Amstutz, M.; Cardozo; Cedillo E.; Frutos, J.; editors); *Springer-Verlag*: 221-228. Berlin

Hervé, F.; Aguirre, L.; Godoy, E.; Massone, H.; Morata, D.; Pankhurst, R.J.; Ramírez, E.; Sepúlveda, V.; Willner, A. 1998. Nuevos antecedentes acerca de la edad y las condiciones P-T de los complejos metamórficos de Aysén, Chile. In *Congreso Latinoamericano de Geología, No. 10; Congreso Nacional de Geología Económica, No. 6, Actas 2*: 134-137. Buenos Aires.

Hervé, H.; Prior, D.; López, G.; Ramos, V.; Rapalini, A.; Thomson, S.; Lacassie, J.; Fanning, M. 1999. Mesozoic blueschists from Diego de Almagro, Southern Chile. In *South American Symposium on Isotope. Geology, No. 2*, Actas **1**: 318-321. Argentina.

Höy, T. 1995a. Besshi Massive Sulphide, in Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles. In *Metallics and Coal*, (Lefebure, D.V.; Ray G.E.; editors), Vol. 1. British Columbia. *Ministry of Energy of Employment and Investment* : 49-50. Canada.

Höy, T. 1995b. Cyprus Massive Sulphide Cu (Zn), in Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles. In *Metallics and Coal*, (Lefebure, D.V.; Ray G.E.; editors), Vol. 1. British Columbia. *Ministry of Energy of Employment and Investment*: 51-52. Canada.

Höy, T. 1995c. Noranda / Kuroko Massive Sulphide Cu-Pb-Zn. In *Metallics and Coal, Mineral Deposit Profiles* (Lefebure, D.V.; Höy, T.; editors). Vol. 1; British Columbia. *Ministry of Employment and Investment*: 53-54. Canada.

Höy, T. 1996. Broken Hill-type Pb-Zn-Ag+/-Cu, in Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, In *Metallics and Coal*, (Lefebure, D.V.; Höy, T.; editors), Vol. 2. British Columbia. *Ministry of Energy of Employment and Investment*: 117-120. Canada.

Hsu, L. C. 1994. Cymrite: new occurrence and stability. In *Contrib. Mineral. Petrol.* **118**: 314-320.

Hufmann, L. 2003. Thermobarometrische und geochemische Untersuchungen der Gesteine der Küstenkordillere Chiloés, Südkile. Fakultät Geo- und Biowissenschaften. Ph. D. Thesis. *Institut für Mineralogie und Kristallchemie. Stuttgart*: 240 p.

Hufmann, L.; Massonne, H. 2000. Ancient arc/back-arc and N-MORB volcanics incorporated in the late palaeozoic/early mesozoic metamorphic complex of the coastal Cordillera of Chiloé, Southern Central Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas 2*: 738-741. Puerto Varas.



- Hutchinson, R. W. 1980. Massive base metal sulphide deposits as guides to tectonic evolution, (Strangway, D. W.; editor). *In Continental Crust and Its Mineral Deposits. Geol. Assoc. Can. Spec:* 659-684.
- Illies, H. 1960. Geologie der Gegend von Valdivia, Chile. *In Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* **11**: 30-110. Stuttgart.
- Illies, H. 1970. Geología de los alrededores de Valdivia y Volcanismo y Tectónica en márgenes del Pacífico de Chile Meridional. Universidad Austral, *Instituto de Geología y Geografía*: 64. Valdivia.
- Kato, T. 1976. The relationship between low-grade metamorphism and tectonics in the Coast Ranges of Central Chile. Ph. D. Dissertation, *University of California*: 120 p. Los Angeles.
- Kato, T. 1985. Pre-Andean orogenesis in the Coast Ranges of Central Chile. *In Geological Society of America Bulletin* **96**: 918-924.
- Kato, T.; Godoy, E. 1995. Petrogenesis and tectonic significance of Late Paleozoic coarse-crystalline blueschist and amphibolite boulders in the coastal ridge of Chile. *International Geology Review* **37**: 15.
- 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 Acresionario (38°S a 43°S), Cordillera de la Costa, Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas* **1**: 98-102. Antofagasta.
- Klein, C. 1974. Greenalite, stilpnomelane, minnesotaite, crocidolite and carbonates in a very low-grade metamorphic Precambrian iron-formation. *Can. Mineralogist* **12**: 475-498.
- Kranidiotis, P.; MacLean, W. H. 1987. Systematic of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Ec. Geol.* **82**: 1898-1911.
- Lagache, M.; Catel, N. 1992. Solid Solution and Unmixing in the (Ba, K, Na)-feldspars, Part I: The albite-celsian solvus determined by ion-exchange experiments. *Eur. J. Min.* **4**: 209-212.
- Large, R. 1992. Australian Volcanic Hosted Massive Sulphide Deposits: Features, Styles and Genetic Models. *Ec. Geol.* **87** (3): 471-510.
- Large, R.; McGoldrick, P.; Bull, S.; Cooke, D. 2004. Proterozoic Stratiform Sediment-hosted Zinc-Lead-Silver Deposits of Northern Australia. *In Sediment-hosted Lead-Zinc Sulphide Deposits, Attributes and Models of Some Major Deposits in India, Australia and Canada.* ( Deb, M.; Goodfellow, W. D.; editors). *Narosa Publishing House*: 1-23.
- Lattard, D.; Schreyer, W. 1981. Experimental results bearing on the stability of the blueschist-facies minerals deerite, howieite and zussmanite, and their petrological significance. *Bull. Mineral* **104**: 431-440.

- Lin, H. C.; Foster, W. R. 1968. Studies in the system BaO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – SiO<sub>2</sub>. The polymorphism of celsian. *Am. Mineral.* **53**: 134 -144.
- Lopez, P.; Palma-Heldt, S. 1988. Contribución al conocimiento sobre la tetraflora Terciaria sobre la base de improntas. *In Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas* **2**: C147-C157. Santiago.
- Lopez, A.; Zussman, J. 1969. Further detail on the crystal structure of zussmanite. *Mag. Mineral.* **37**: 49-60.
- Maksimovir, Z. 1973. Lizardite-nepouite isomorphic series. *Zap. Vses. Mineral Ova.* **102**: 143-149.
- Marschall, H. 2005. Lithium, beryllium and boron in high-pressure metamorphic rocks from Syros (Greece). Dr. rer. nat. thesis, *Universität Heidelberg, Germany*
- Martin, M.; Kato, T.; Rodriguez, C.; Godoy, E.; Duhart, P.; McDonough, M.; Campos, A. 1999. Evolution of the Late Paleozoic accretionary complex and Overlying forearc-magmatic arc, south central Chile (38°-41°S): Constrains for the tectonic setting along the southwestern margin of Gondwana. *Tectonics* **18** ( 4): 582-605.
- Martínez, R.; Pino, M. 1979. Edad, paleoecología y sedimentología del Mioceno marino de la Cuesta Sto. Domingo, Provincia de Valdivia, X región. *In Congreso Geológico Chileno, No. 2, Actas* **1**: H103-H124. Arica.
- Maruyama, S.; Cho, M.; Liou, J.G. 1986. Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: Pressure dependence of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents in sodic amphiboles-A new geobarometer. *Geol. Soc. Am. Mem.* **164**: 1-16.
- Massonne, H.-J. 1999. A new occurrence of microdiamonds in quartzofeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany, and their metamorphic evolution. *In International Kimberlite Conference, No. 7* Cape Town.
- Massonne, H.-J.; Nasdala, L. 2003. Characterization of an early metamorphic stage through inclusions in zircon of a diamondiferous quartzofeldspathic rock from the Erzgebirge, Germany. *American Mineralogist* **88**: 883–889.
- Massonne, H.-J.; Schreyer, W. 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.* **96**: 212-214.
- Massonne, H.-J.; Szpurka, Z. 1997. Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems K<sub>2</sub>O-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and K<sub>2</sub>O-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Lithos* **41** (1): 229-250.

- Massonne, H-J.; Hervé, F.; Muñoz, V.; Willner, A. 1996. New petrological results on high-pressure, low-temperature metamorphism of the Upper Paleozoic basement of Central Chile. *In Symposium International Sur la Géodynamique Andine, No. 3*: 783-785. Saint-Malo
- Massonne, H-J.; Hervé, F.; Medenbach, O.; Muñoz, V.; Willner A. P. 1998. Zussmanite in ferrigenous metasediments from Southern Central Chile. *Mineralogical Magazine* **62** (6): 869-876.
- McDonough, M.; Ugalde, H.; Duhart, P.; Crignola, P. 1997a. Nuevos antecedentes estructurales de la Cordillera de la Costa y el adyacente Valle Central en la parte norte de Xa Región, Chile: su relación con el patrón magnético. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas 1*: 169-172. Antofagasta.
- McDonough, M.; Duhart, P.; Crignola, P. 1997b. Naturaleza del alzamiento del basamento costero y la apertura de la cuenca Osorno-Llanquihue, X<sup>a</sup> Región: nuevos antecedentes sísmicos y observaciones de terreno. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas 1*: 164-168. Antofagasta.
- McDonough, M.; Duhart, P.; Antinao, J.; Elgueta, S.; Gomez, J.; Crignola, P. 1998. Estudio Geológico – Económico de la X<sup>a</sup> Región Norte, Geología preliminar del Área de Valdivia, Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-98-15, Mapa 10
- McMillan, R.H. 1996a. Turbidite-hosted Au Veins. *In Metallic Deposits*. (Lefebure, D.V.; Höy, T.; editors), British Columbia. *Ministry of Employment and Investment* : **2** (13): 59-62. Canada
- McMillan, R.H. 1996b. Iron formation-hosted Au. *In Metallic Deposits*. ( Lefebure, D.V.; Höy, T.; editors): British Columbia. *Ministry of Employment and Investment* : **2** (13): 63-66. Canada.
- Medenbach, O. 1985. A new microrefractometer spindler-stage and its application. *Fortschr. Miner.* **63**: 111-133.
- Möller, P.; Dieterle, M.; Dulski, P.; Germann, K.; Schneider, H.; Schütz, W. 1983. Geochemical proximity indicators of massive sulphide mineralization in the Iberian Pyrite Belt and the East Pontic metallotect. *Mineralium Deposita*, **18** (2) :387-398.
- Moros, M.; Cembranos, M; Fernández, A. 2001. Celsian, (Ba,K)-Feldspar and cymrite from sedex barite deposits of zamora. Spain. *The Canadian Mineralogist* **39**: 1039-1051.
- Muir Wood, R. 1980. The iron rich blueschist facies minerals: Zussmanite and related minerals. *Mineralogical Magazine* **43**: 605-614.
- Munizaga, F.; Hervé, F.; Drake, R.; Pankhurst, R. J.; Brook, M. and Snelling, N. 1988. Geochronology of the Lake Region of south-central Chile (39° - 42°S): Preliminary Results. *Journal of South American Earth Sciences* **1** (3): 306- 339.

Muñoz, J. 1997. Sistemas estructurales cenozoicos en la Región de los Lagos de Chile: Interpretación de Lineamientos en Imagen Radarsat. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas 1*:190-194. Antofagasta.

Muñoz, V. 2000. Cymrite and Ba Rich Micas from the Pirén Alto Massive Sulfide Occurrence in South Central Chile. *In International Geological Congress, No. 31*. Brazil.

Muñoz, V. y Hervé, F. 2000. Condiciones de Alta Presión – Baja Temperatura para la Serie Oeste del Basamento Metamórfico Paleozoico en base a clorita, cymrita y mica blanca en Sulfuros Masivos de Pirén Alto. *In Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas 1*:654-658. Puerto Varas.

Muñoz, V.; Hervé, F.; Massonne, H. J.; Medenbach, O.; Willner, A. P. 1997. Primer hallazgo de zussmanita en Chile, indicador de facies metamórficas de alta presión-baja temperatura; *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas 2*: 1389-1393. Antofagasta.

Nitsch, K.-H. 1980. Reaktion von Bariumfeldspat (Celsian) mit H<sub>2</sub>O zu Cymrit unter metamorphen Bedingungen. *Fortschritte der Mineralogie* **58** (1): 98-100.

Ojeda, J. M. 1976. Estudio Petrológico y estructural del basamento metamórfico y de la serpentinita del Morro Bonifacio, Provincia de Valdivia, Décima Región. Memoria de Título, *Universidad de Chile, Departamento de Geología*: 94 p.

Oyarzún, R.; Clemmey, H. 1986. Las mineralizaciones bandeadas de hierro y de sulfuros masivos estratoligados de la Cordillera de Nahuelbuta, Chile. *In Geología y recursos minerales de Chile*, (Frutos, J.; Oyarzun, R.; Pincheira, M.; editores). *Universidad de Concepción*: **2**: 740-773. Concepción.

Palma-Heldt, S.; Alfar, G. 1982. Antecedentes palinológicos preliminares sobre la correlación de mantos de carbón del Terciario de la provincia de Valdivia. *In Congreso Geológico Chileno, No. 3, Actas 1*: A207-A235. Concepción.

Peacock, S.M. 1991. Numerical simulation of subduction zone pressure temperature time paths - constraints on fluid production and arc magmatism. London. *Philos. Trans. Roy. Soc. Series A* 335: 341-353.

Pelletier, B. 1996. Serpentes in Nickel Silicate Ore from New Caledonia. (Grimsey, E. J.; Neuss, I.; editors). *In Nickel 96: Mineral to Market*, Kalgoorlie. Western Australia. *AusIMM Publication* **6**: 197-205A.

Peri, M.; Rivera, S. 1991. Mineralización aurífera en Ramón, Valdivia, Región de Los Lagos, Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas 1*: 166-168. Viña del Mar.

Petersen, E. 1984. Guías para exploración de yacimientos de sulfuros masivos de terrenos metamórficos. *In Sociedad Geológica, Actas 7*: 1-10. (Vol. Jubilar, LX Aniversario), Perú

- Philippi, R. A. 1988. Sobre la constitución geológica de la Cordillera de la Costa de la provincia de Valdivia. *In Anales de la Universidad de Chile*: 68-70.
- Pino, M. 1983. Distribución de facies granulométricas en el estuario del río Queule, IX Región: Un análisis de componentes principales. Chile. *Revista Geológica de Chile* **18**: 77-85.
- Rabbia, O.; Alfaro, G.; Barra, F. 1994. Presencia de espilitas metasomatizadas en el cinturón serpentinitico de la Cordillera de la Costa. *In Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de rocas Ultrabásicas, No. 2*, Actas **3**: 607-615. La Plata, Argentina.
- Rabbia, O.; Hernández, L.; Miller, H.; Alfaro, G. 1997. Química mineral de la asociación Turmalina-Cr, Mica Cr, Cromita, Cuarzo, presente en el Basamento Metamórfico del Centro-Sur de Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8*, Actas **2**: 1468-1472. Antofagasta.
- Reinecke, T. 1982. Cymrite and celsian in manganese-rich metamorphic rocks from Andros Island, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.* **79**: 333-336.
- Saliot, P. 1969. Etude Geologique dans l'Isle de Chiloé (Chili). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7** (1): 88-399.
- Sameshina, T.; Kawachi, Y. 1991. Coombsite, Mn analogue of zussmanite, and associated Mn-silicates, parsettensite and caryopilite, from southeast Otago, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.* **34**: 329-335.
- Schira, W. 1991. Die sudliche Kustenkordillere Chiles: Ein palaozoischer Ophiolithkomplex des 'ensialic mature marginal basin'-Typs mit Kieslagervorkommen. Ph.D. Thesis (Unpublished), *University of Heidelberg*: 238 p.
- Schira, W.; Amstutz, G. C.; Fontboté, L. 1990. The Pirén Alto Cu-(Zn) Massive Sulfide Occurrence in South-Central Chile - A Kieslager-Type Mineralization in a Paleozoic Ensialic Mature Marginal Basin Setting. *In Stratabound ore deposits in the Andes*. (Fontbote, L.; Amstutz, G. C.; Cardozo, M.; Cedillo, E.; Frutos, J.; editors) *Springer-Verlag*: 229-251. Berlin.
- Seal II, R. 2004. Geoenvironmental Models for Massive Sulphide Deposits with an emphasis on Sedimentary-Exhalative Lead-Zinc Desposits. *In Sediment-hosted Lead-Zinc Sulphide Deposits, Attributes and Models of Some Major Deposits in India, Australia and Canada*. (Deb, M.; Goodfellow, W. D.; editors) *Narosa Publishing House* :191-221. India.
- Sibson, R.; Poulsen, H. 1988. High Angle Faults, Fluid Pressure Cycling and Mesothermal Gold-Quartz Deposits; *Geology* **16**: 551-555.
- Silva, L. I. 1983. Proyecto Tucapel, 4 volumen. Informes Inéditos de Billiton Chile S. A.
- Slack, J. F. 1993. Descriptive and Grade-Tonnage Models for Besshi-type Massive Sulphide

Deposits. In Mineral deposit Modeling. (Kirkham, R. et al.; editors). *Geological Association*: 343-372. Canada.

Smith, C. W.; Bannister, F. A.; Hey, M. H. 1949. Cymrite a new barium mineral from the Benalt manganese mine, Rhiw, Carnarvonshire. *Mineral Mag.* **28**: 676- 681.

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 2*: 764-769. Puerto Varas.

Spear, F.S. 1993. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Mineralogical Society of America*: 799p. Washington D. C.

Tarkian, M.; Garbe-Schomberg, D. 1988. Geochemistry and genesis of sulfide ore deposits in the volcano-sedimentary sequences of the Western Grauwackenzone (Eastern Alps, Austria). In *Base Metal Sulfide Deposits*, (Friederich, G. H.; Herzig, P. M.; editors) *Special Publication SGA*: 149-168.

Thompson, P.; Parson, I.; Graham, C. M.; Jackson, B. 1998. The breakdown of Potassium Feldspar at high water pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.* **130** (2): 176-186.

Tracy R, J. 1991. Ba-rich micas from the Franklin Marble, Lime Crest and Sterling Hill, New Jersey. *American Mineralogist* **76**: 1683- 1693.

Troncoso, R. 1995. Descripción petrográfica de sondajes realizados por Cía. Sierra Morena en Hoja Queule. Informe inédito de Compañía Minera San Pedro de Catamutún.

Turner, R.; Hervé, F. 1994. Observaciones Geológicas en las pertenencias Tucapel y Lonco y áreas circundantes. Informe de Terreno Inédito de Billiton Chile.

Ugalde, H.; Yañez, G.; Muñoz, J. 1997. Dominios magnéticos en la Región de Los Lagos, 39°-42°S, Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas 1*: 287-290. Antofagasta.

Velde, B. 1967. Si<sup>+4</sup> content of natural phengites. *Contributions to Mineral Petrology* **14**: 250-258.

Vergara, C. 1968. Estudio de las arenas costeras de la región Tomé – Dichato. In *Geoandes No.1. Universidad de Concepción*, Chile.

Vergara, L. 1970. Prospección de yacimientos de cromo y hierro en La Cabaña, Cautín. Memoria de Título, *Universidad de Chile, Departamento de Geología*: 96 p.

Vieira, C. 1994. Proyecto Tucapel, Resumen General y Estado de Avance, Shell Chile – Division Metales, Inédito en Biblioteca de Billiton.

Viswanathan, K. 1992. Solid Solution and Unmixing in the (Ba, K, Na) – feldspars, Part II: an X-Ray powder diffraction study of ternary feldspar. *Eur. J. Mineral.* **4**: 213-216.

Viswanatan, K; Harnett, O. 1989. Solid Solution and unmixing in the feldspar system albite (Na Al Si<sub>3</sub> O<sub>8</sub>) – celsian (Ba Al<sub>2</sub> Si<sub>2</sub> O<sub>8</sub>). *Eur. J. Mineral.* **1**: 239-248.

Viswanathan, K.; Harneit, O.; Epple, M. 1992. Hydrated barium aluminosilicates, BaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>.nH<sub>2</sub>O, and their relations to cymrite and hexacelsian. *Eur. J. Mineral.* **4**: 271-278.

Vivallo, W. 2000. Volcanic-Exhalative Massive Sulphide Deposits in Chile. In VMS Deposits of Latin America (Sherlock, R.; Logan, A.; editors). *Mineral Deposits Division Geological Association*: 617-627. Canada.

Vivallo, W.; Alfaro, G.; Díaz, L. 1988. Los Metabasaltos de la Serie Occidental de la Cordillera de la Costa entre los 38° y 41° de latitud Sur, Chile: Evidencias geoquímicas de una cuenca marginal durante el Paleozoico. In *Congreso Latino-Americano de Geología, No. 7 Actas* **6**: 260- 273. Belém, Pará

Vivallo, W.; Díaz, L; Alfaro, G.; Cisternas, M. 1988. Geoquímica de los Esquistos palozoicos de Bahía Mansa, Osorno, Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas* **2**: E75-E96. Santiago.

Willner, A. 2005. Metamorphic Belt in North-Central Chile (34°-35°30'S). *J. Petrology* **468** (9): 1805 - 1833.

Willner, A.P.; Pawlig, S.; Massonne, H.-J.; Hervé, F. 2001. Metamorphic evolution of Spessartine Quartzites (Coticules) in the high-pressure, low-temperature complex at Bahia Mansa, Coastal Cordillera of South-Central Chile. *Canadian Mineralogist* **39** (6): 1547- 569.

Willner, A.P.; Glodny, J.; Gerya, T.V.; Godoy, E.; Massonne, H.-J. 2004. A counterclockwise PTt path of high-pressure/low-temperature rocks from the Coastal Cordillera accretionary complex of south-central Chile: constraints for the earliest stage of subduction mass flow. *Lithos* **75**: 283-310.

Willner, A.; Thomson, S. N.; Kröner, A.; Wartho, J.-A; Wijbrans, J. R; Hervé, F. 2006. Time Markers for the Evolution and Exhumation History of a Late Palaeozoic Paired Metamorphic Belt in North–Central Chile (34°–35°30'S) *Journal of the Geological Society* **163** (6): 983-995.

Zuccone, A. 1988. Los placeres auríferos de Madre de Dios y el ambiente metamórfico circundante Tesis Universidad de Chile, *Departamento de Geología*: 147 p.

## ANEXOS

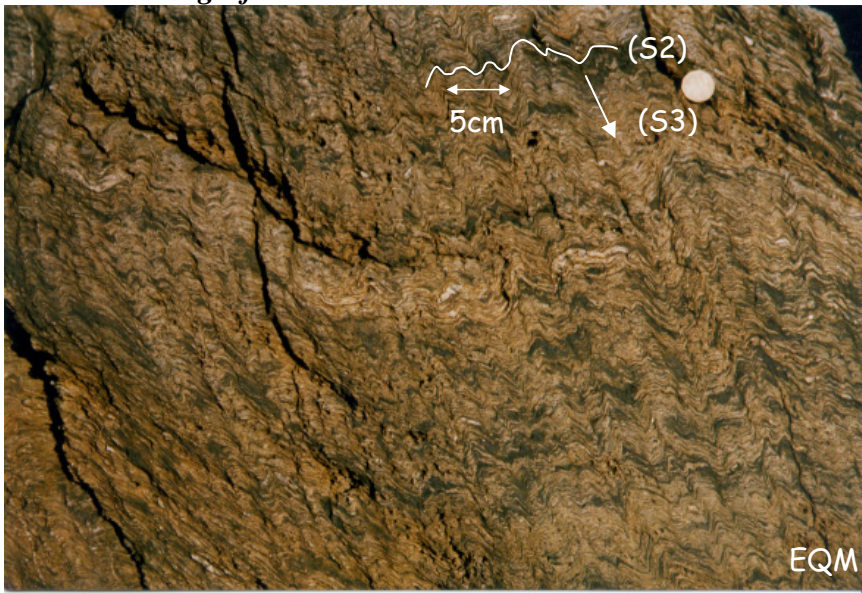
<i>Anexo A: Fotografías de terreno</i>	133
<i>Anexo B: Fotografías microscópicas de cortes transparentes</i>	141
<i>Anexo C: Análisis con microsonda e imágenes con BSE y luz reflejada de cymrita y sulfuros macizos de Pirén</i>	147
<i>Anexo D: Análisis con microsonda e imágenes con BSE y luz reflejada de cristales de mica blanca en muestras de Pirén</i>	151
<i>Anexo E: Resultados de análisis geoquímicos y gráficos geoquímicos</i>	156
<i>Anexo F: Análisis con microsonda de cymrita en muestras de Pirén</i>	161
<i>Anexo G: Análisis con microsonda en mica blanca de Pirén</i>	165
<i>Anexo H: Resultado de análisis por Difracción de Rayos X</i>	174
<i>Anexo I: Antecedentes de análisis de cymrita, celsian, hialofana y cymrita potásica</i>	176
<i>Anexo J: Mapa geológico y perfil estructural de la Hoja Queule</i>	181



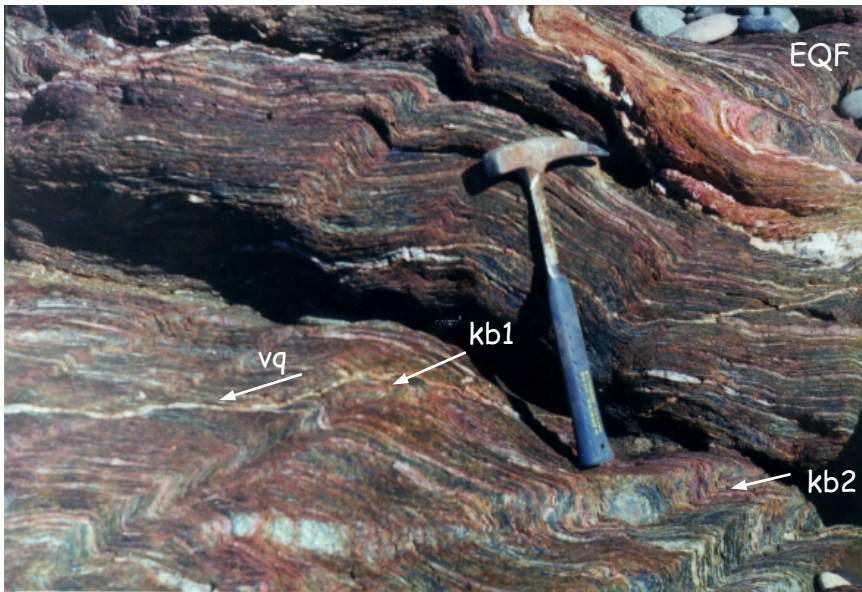
## **Anexo A**

### **Fotografías de terreno**

**Anexo A: Fotografías de terreno**



**Figura A1:**  
Sector al sur de Missisipi en la costa. Esquistos Cuarzo Micáceos (EQM) con desarrollo de clivaje de crenulación de manera que a (S2) se le sobrepone un desarrollo de la foliación (S3) de orientación N30°W/59°W.



**Figura A2:**  
Sector de Missisipi en la costa. Esquistos Cuarzo Feldespáticos (EQF) con cuarzo, mica blanca y albita con inclusiones de grafito. Se presentan kink bands (kb) y vetillas de cuarzo (vq). Se presenta una foliación (S3) de rumbo N45°W y manteo 60°W. El eje de los kink bands es variable, y en el caso (kb1) tiene una dirección N78°W/39°W y su plano axial tiene una orientación N63°W/55°SW.



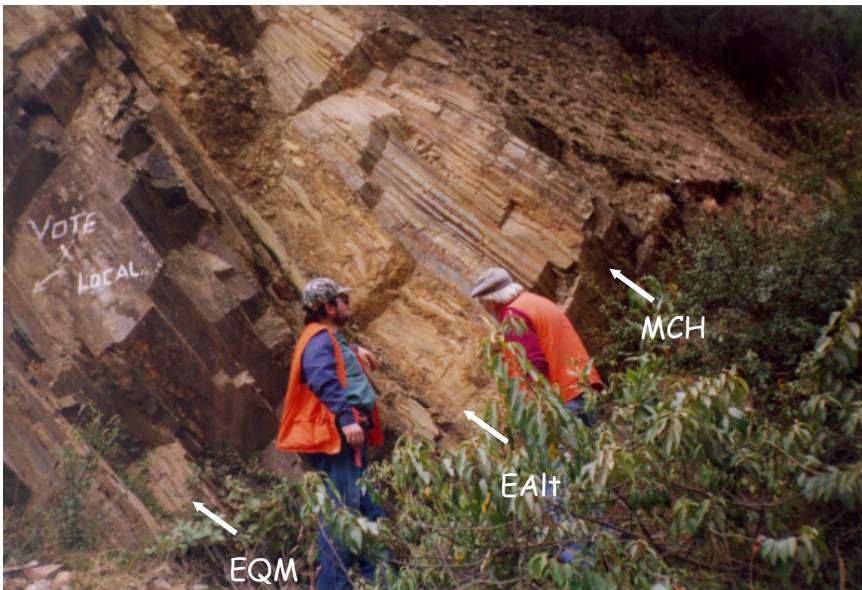
**Figura A3:**  
Sector de Missisipi cerca de la desembocadura del río Queule. Metacherts (MCH) intercalados con Esquistos Alterados (EAlt). MCH: Cotículas que contienen granates tipo espesartina y magnetita. EAlt: Esquistos limonitizados, contienen magnetita y corresponden probablemente metasedimentos ricos en Fe. La foliación tiene rumbo NW y manteo 50°SW, corresponde a (S3) desarrollada a partir de plegamiento de (S2) que ha quedado reorientada paralela al plano axial de los pliegues.



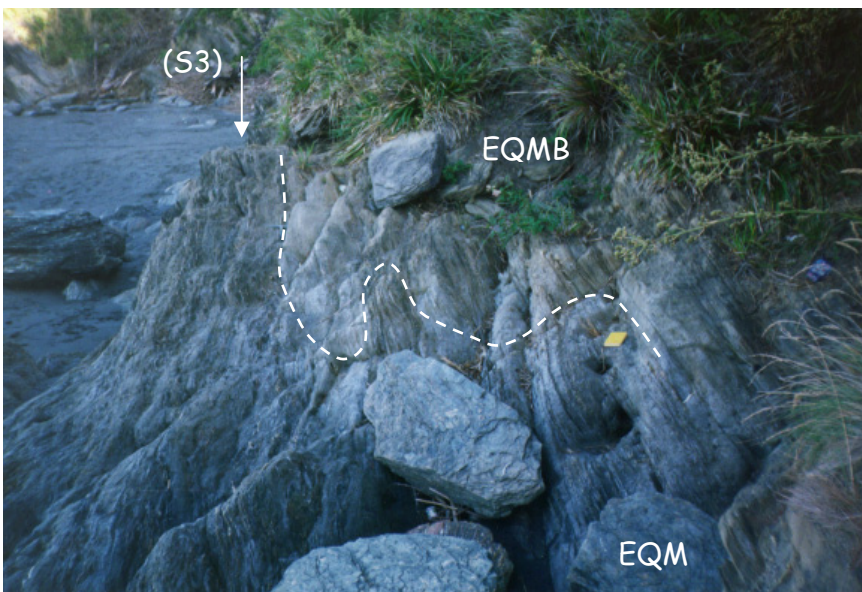
**Anexo A: Fotografías de terreno**



**Figura A4:** Camino de Mehuin a Queule. Esquistos Cuarzo Feldespáticos afectados por pliegues decamétricos abiertos. Se interpreta este tipo de pliegues como una zona de transición entre el dominio de la foliación (S2) plegada y (S3) desarrollada subparalelamente al plano axial de los pliegues.



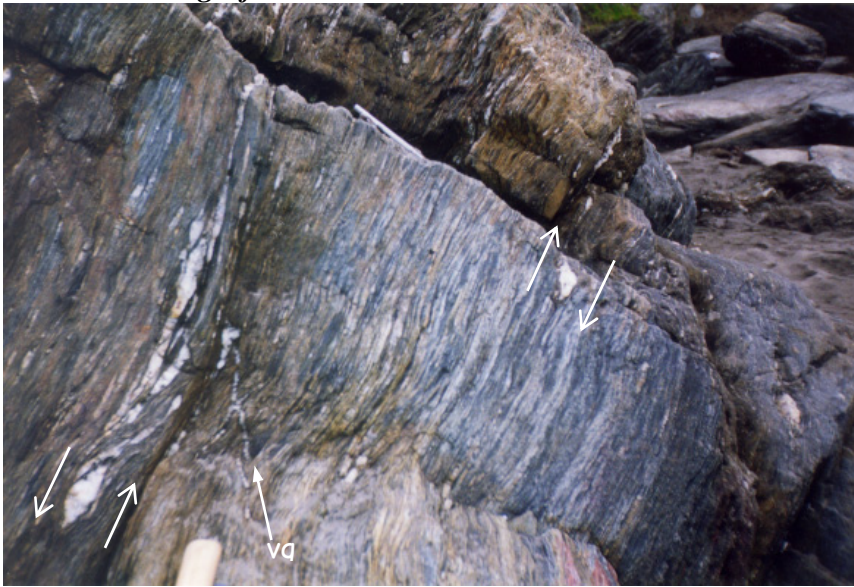
**Figura A5:** Sector camino de Pichicullin a Queule cerca de la costa. De izquierda a derecha se tienen Esquistos Cuarzo Micáceos (EQM), Esquistos alterados (EAlt) a limonita y Metacherts (MCH), estos últimos correspondientes a Cotículas ya que contienen granates tipo espesartina. La foliación tiene rumbo  $N4^{\circ}-5^{\circ}E$  con manteo  $45^{\circ}-55^{\circ}W$  y corresponde a (S3) desarrollada a partir del plegamiento de (S2).



**Figura A6:** Sector costero de Punta Choros. Se tiene un contacto entre Esquistos Cuarzo Micáceos (EQM) y Esquistos Cuarzo Micáceos con abundante Biotita (EQMB), que se destacan por tener un color más claro y pardo que los Esquistos Cuarzo Micáceos. La línea segmentada marca aproximadamente la transición entre ambos tipos de Esquistos, que no es precisa dado que se intercalan bandas centimétricas ricas en biotita y pobres en biotita. La foliación (S3) tiene rumbo  $N15^{\circ}W$  y mantea  $44^{\circ}W$ .



**Anexo A: Fotografías de terreno**



**Figura A7:** Sector norte de Playa Cheuque. Esquistos Cuarzo Micáceos con lentes e cuarzo y vetillas de cuarzo (vg) que cortan y también siguen a la foliación, que presenta un rumbo N20°E y manteo 51°W. Las Bandas de Esquistos se encuentran plegadas casi cerrándose sobre si mismas. La foliación predominante corresponde a (S3). Se encuentran indicadores mesoscópicos simétricos, un caso que señala una zona de cizalle dextral y un caso que señala un cizalle siniestral.



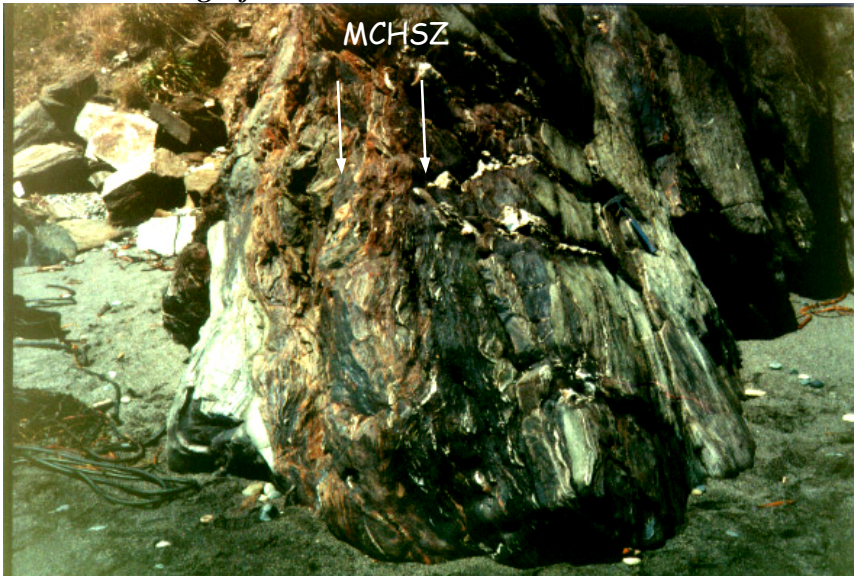
**Figura A8:** Sector Nihue Norte en la costa. Esquistos Cuarzo Feldespáticos (EQF) en contacto con Esquistos Verdes (EV) con un lente de Metachert de Stilpnomelano (MCHS). La foliación (S3) se presenta un rumbo N5°-10°W con manteo 60°-65°W. El plano de contacto entre los Esquistos es levemente discordante con respecto a la foliación. Los Esquistos Verdes incluyen anfíbolos (tremolita-actinolita) con núcleos glaucofánicos (Anexo B, Figura B3).



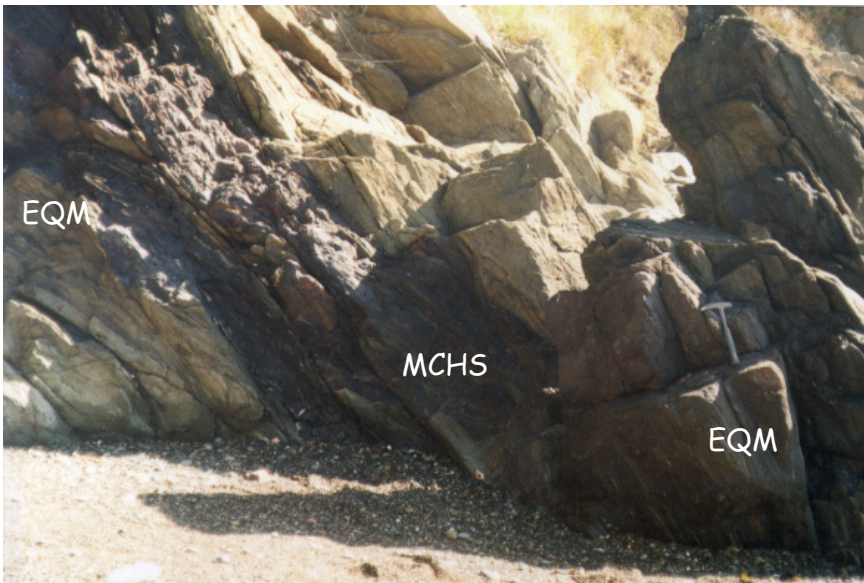
**Figura A9:** Sector Nihue Norte en la costa. Lente de color blanco compuesto principalmente por albitas milimétricas. Posible albitita.



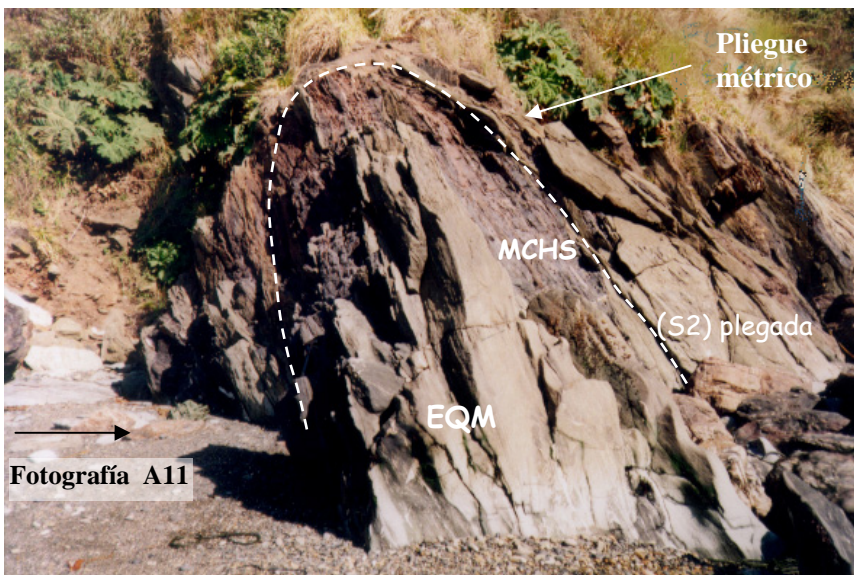
**Anexo A: Fotografías de terreno**



**Figura A10:** Sector costero de Nihue Norte. Metachert de Stilpnomelano y Zussmanita con bandas de Siderita. En las bandas de color verde oscuro (MCHSZ) se identificó Zussmanita mineral indicador de Facie de Esquistos Azules. En las bandas de color naranja claro se identificó Siderita. La foliación (S3) tiene un rumbo N10°W y manteo 58°W y se desarrolla a partir del plegamiento de (S2).



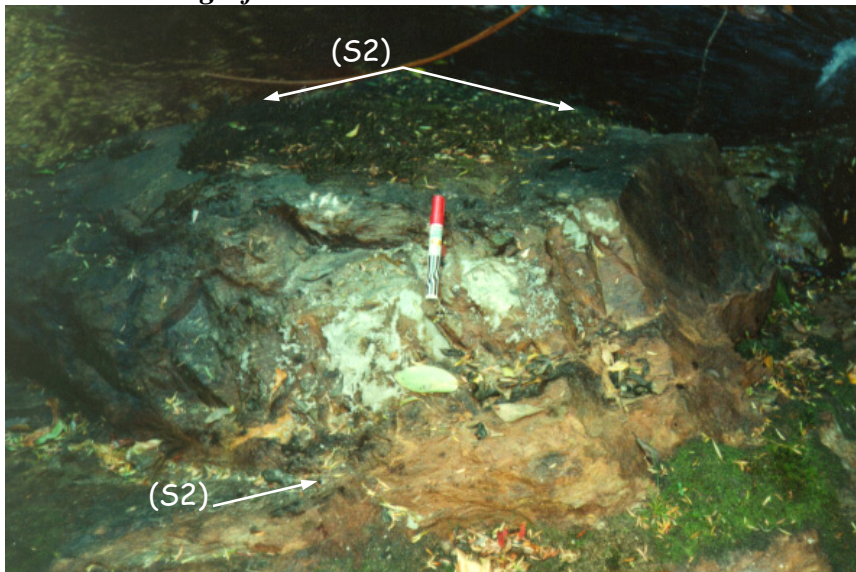
**Figura A11:** Sector costero de Nihue Norte. Metachert de Stilpnomelano (MCHS) y Esquistos Cuarzo Micáceos (EQM). Estas bandas de Esquistos se encuentran plegadas, tal como se aprecia en la fotografía siguiente, que enfoca el mismo afloramiento desde otra posición. Los Metachert de Stilpnomelano incluyen sulfuros diseminados, y magnetita.



**Figura A12:** Sector costero norte de Punta Nihue. Metachert de Stilpnomelano (MCHS) plegados junto a Esquistos Cuarzo Micáceos (EQM). La foliación (S3) se desarrolla subparalela al plano axial de los pliegues que afectan a (S2). Los pliegues son prácticamente isoclinales con plano axial manteniendo al W.



**Anexo A: Fotografías de terreno**



**Figura A13:**  
Lente de Sulfuro Macizo (Fe-Cu-Zn) en Pirén Alto, específicamente en Quebrada Pirén. Constituidos principalmente por pirita, esfalerita, calcopirita. Se presentan concordantes con la foliación de rumbo N55°-75°E y manteo 25°-10°SE. La foliación predominante corresponde a (S2).



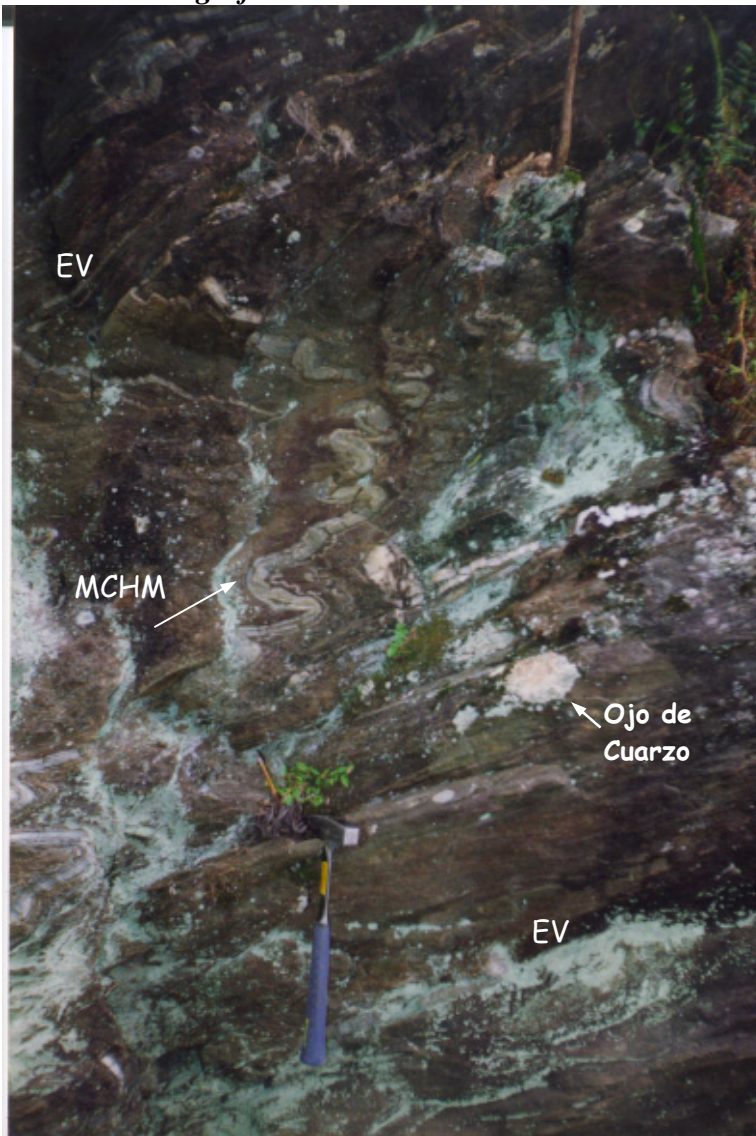
**Figura A14:**  
Sector de Pirén Alto o Alto Pirén. Cuerpo de Hierro Macizo compuesto principalmente por goethita.



**Figura A15:**  
Lente de Hierro Macizo (FeM) intercalado en Esquistos Cuarzo Micáceos (EQM). La foliación es (S2).



**Anexo A: Fotografías de terreno**



**Figura A16:** Sector Pirén Bajo. Bandas de Metachert Micáceo (MCHM), que se presentan con colores claros, intercaladas en Esquisto Verde (EV). Se presenta un plegamiento con clivaje de plano axial de orientación  $N56^{\circ}-85^{\circ}E/15^{\circ}-20^{\circ}SE$  y con ejes de pliegues, centimétricos a decimétricos, de dirección  $N4^{\circ}-21^{\circ}E/6^{\circ}-30^{\circ}S$ . También se presentan segregaciones de cuarzo y ojos de cuarzo. La foliación corresponde a (S2) y presenta pliegues decimétricos a centimétricos.



**Figura A17:** Sector Pirén Bajo. Bandas de color claro compuestas por Metachert Micáceo (MCHM) intercaladas en Esquisto Verde (EV). Aunque la fotografía muestra un bloque suelto es posible apreciar el desarrollo de pliegues sobre la foliación predominante (S2).



## Anexo A: Fotografías de terreno

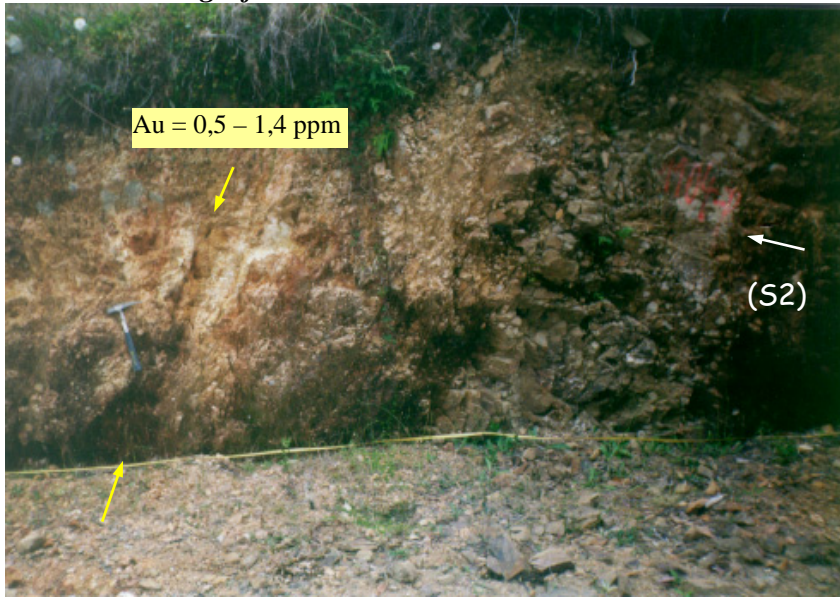


Figura A18:

Sector El Lingue, Fallas con alteración compuesta por caolinita, limonita, hematita y sericita. En zonas como la señalada se obtuvieron contenidos de Au anómalos en vetillas de espesor milimétrico, compuestas por limonita - goethita - caolinita. La orientación de la estructuras es de N87°E/73°N. La roca de caja corresponde a Esquistos Verdes y Esquistos Cuarzo Feldespáticos con foliación (S2) de orientación N29°W/22°E.

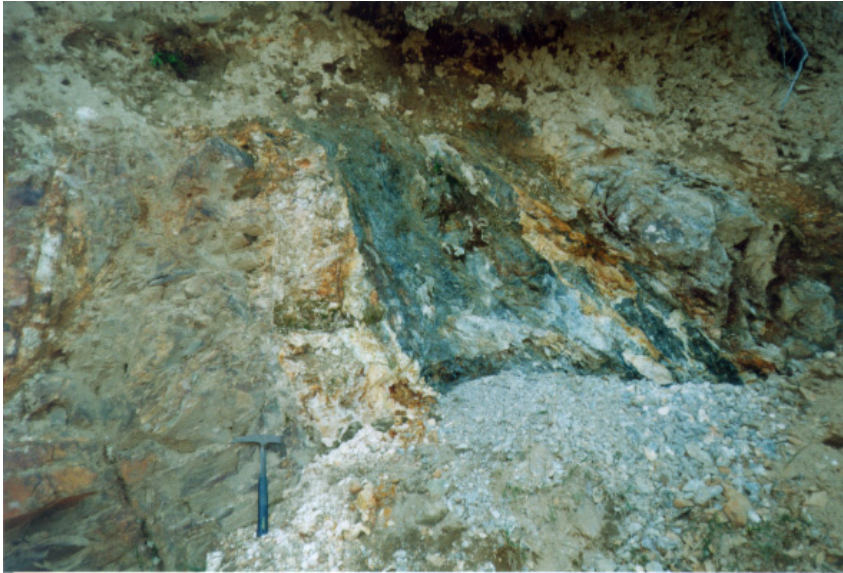


Figura A19:

Sector El Lingue, Fallas con alteración compuesta por caolinita, limonita, hematita y sericita. La sección corresponde a niveles más profundos de la estructura mostrada en la fotografía anterior.

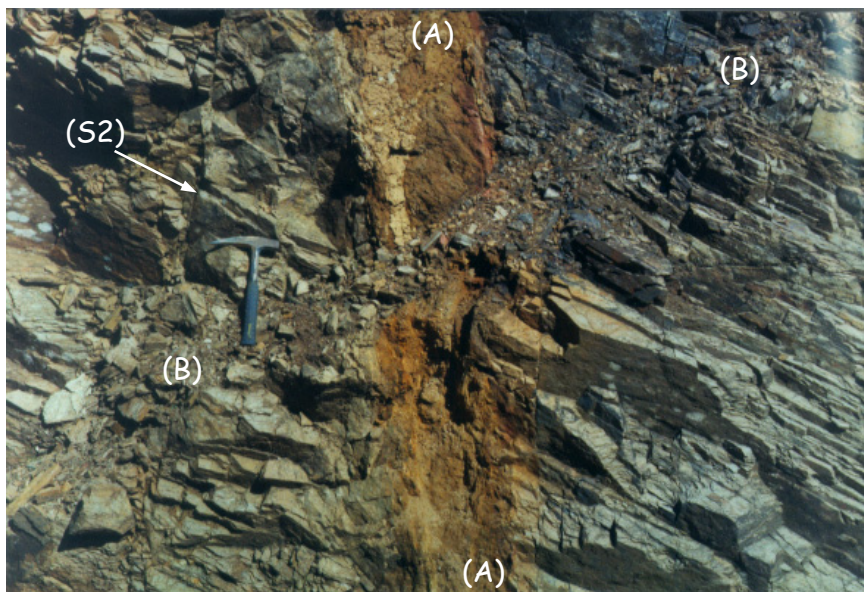


Figura A20:

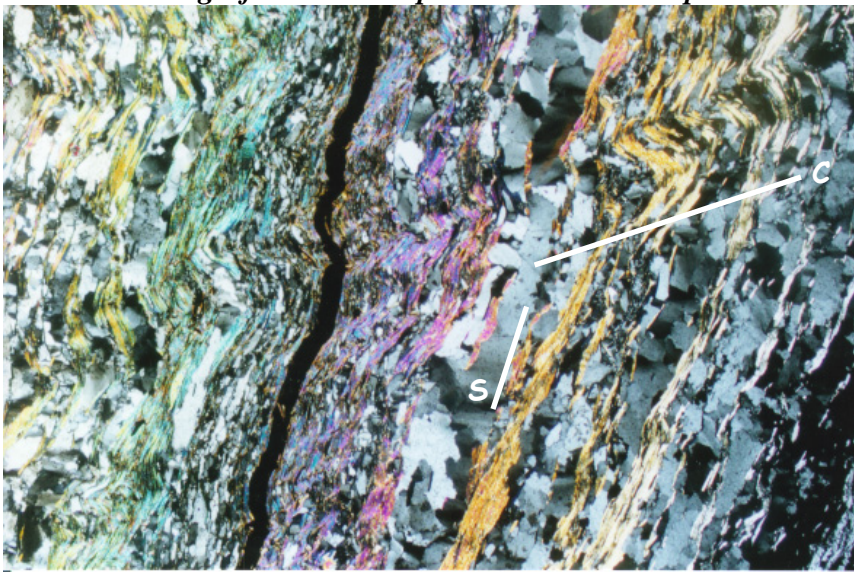
Sector Cerros de Puralaco. Fractura subvertical (A) rellena con alteración compuesta por limonita y hematita donde se obtuvieron valores de Au anómalos. La roca de caja en la fotografía corresponde a Metacherts tipo Cotícula con foliación (S2) N2°W/30°W, pero también se presentan Esquistos difíciles de identificar macroscópicamente. La orientación de la estructura es N10°W/86°W y está cortada oblicuamente por fracturas posteriores (B).



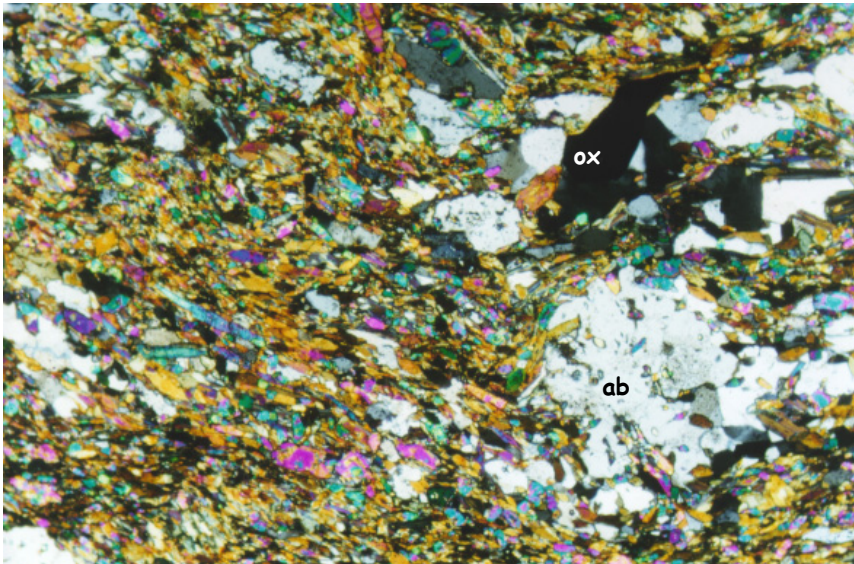
## **Anexo B**

### **Fotografías microscópicas de cortes transparentes**

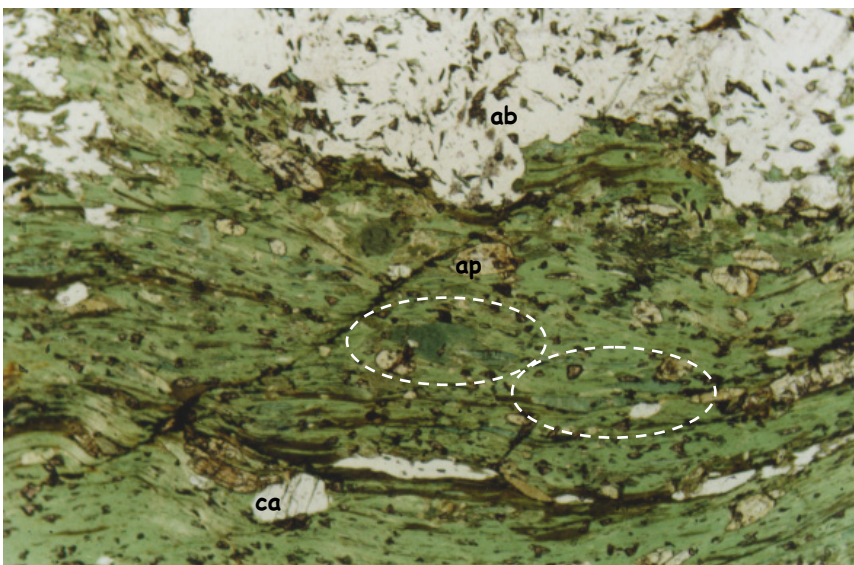
**Anexo B: Fotografías microscópicas de cortes transparentes**



**Figura B1:**  
Esquisto Cuarzo Micáceo obtenida en Estero Pirén. Fotografía con nicoles cruzados. Esquisto compuesto por bandas alternadas de mica blanca y ribbons de cuarzo con desarrollo de clivaje de crenulación (S-C).



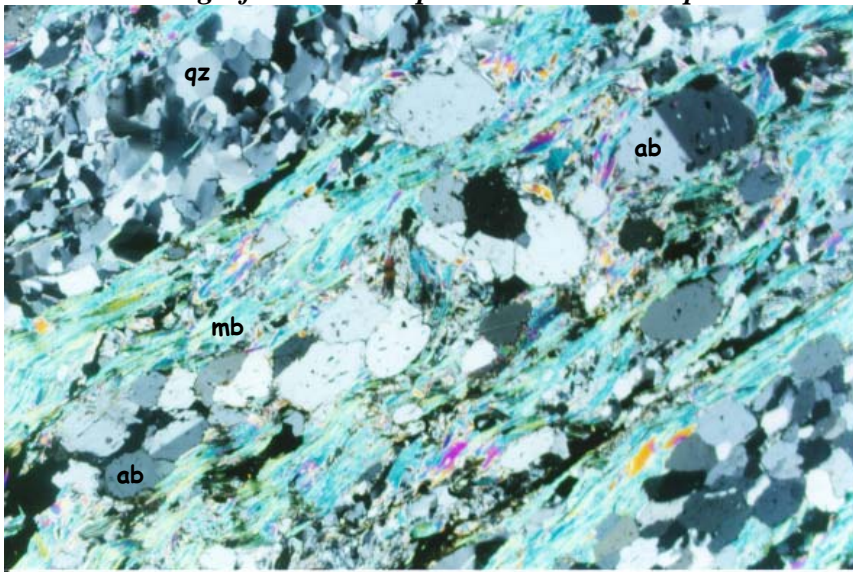
**Figura B2:**  
Esquisto Verde procedente de Pirén Bajo. Fotografía a nicoles cruzados. Esquisto compuesto por epidota, clorita, anfíbolos, albita (ab) y opacos correspondientes a óxidos de P-Fe-Al (ox). Las albitas se presentan habitualmente con poikiloblastos correspondientes por ejemplo a micas y epidota.



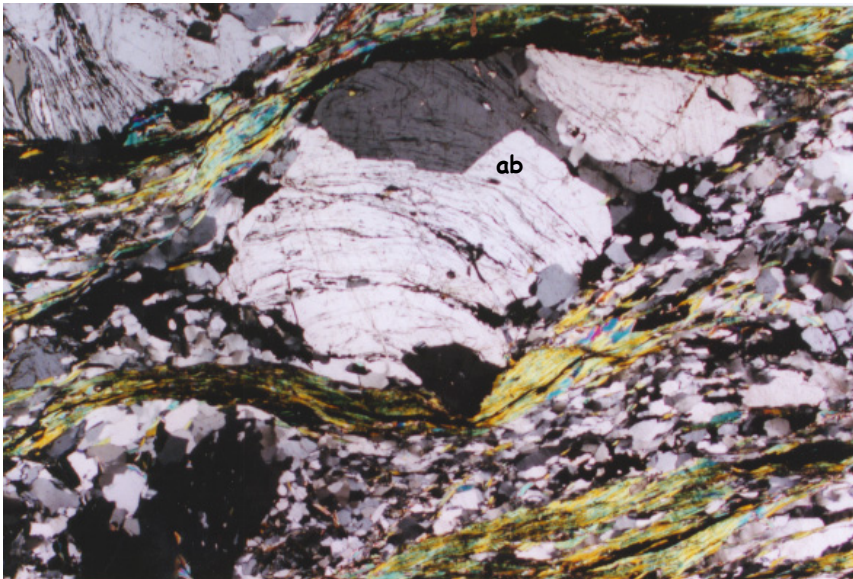
**Figura B3:**  
Esquisto Verde del sector norte de Punta Nihue. Fotografía a nicoles paralelos. Esquisto con anfíbolos tipo tremolita – actinolita (encerradas en círculos) con núcleos glaucofánicos, además de calcita (ca), apatito (ap), clorita y porfiroblastos de albita (ab).



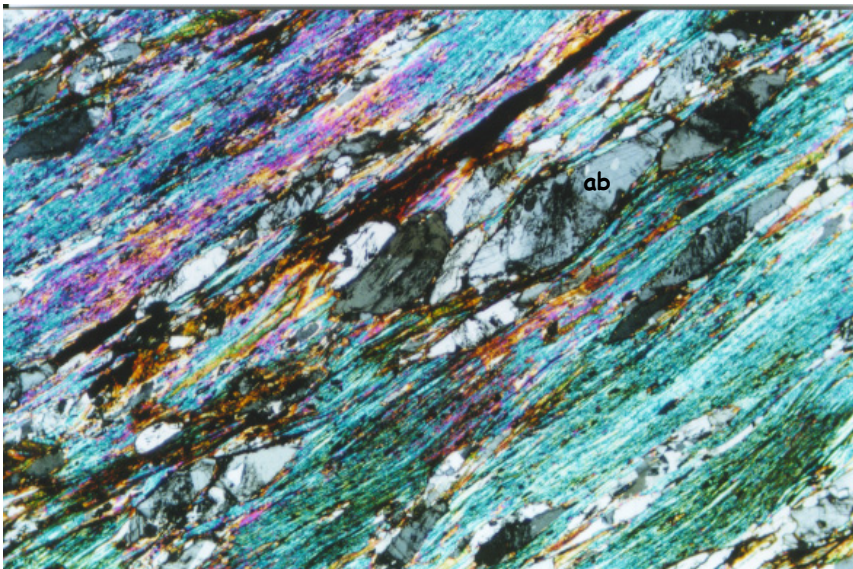
**Anexo B: Fotografías microscópicas de cortes transparentes**



**Figura B4:**  
Esquisto Cuarzo Feldespático procedente del sector norte de Punta Nihue. Fotografía a nícoles cruzados. Esquisto compuesto principalmente por ribbons de cuarzo (qz), mica blanca (mb) y ribbons de albita (ab).



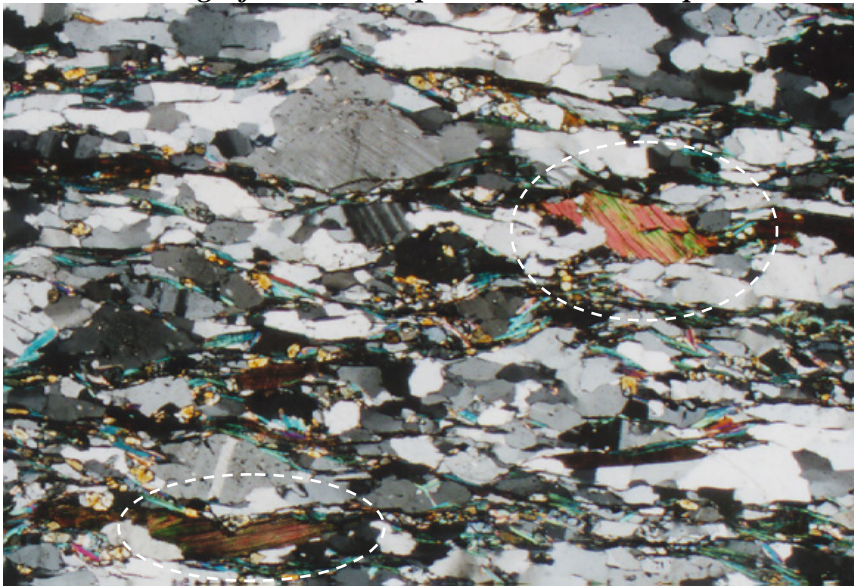
**Figura B5:**  
Esquisto Cuarzo Feldespático procedente del sector norte de Punta Nihue. Fotografía a nícoles cruzados. Esquisto con porfiroblastos de albita (ab) que se presentan deformados presentando formas tipo sigma, con recrystalización en sus bordes y sombras de presión compuestas por cuarzo y mica blanca.



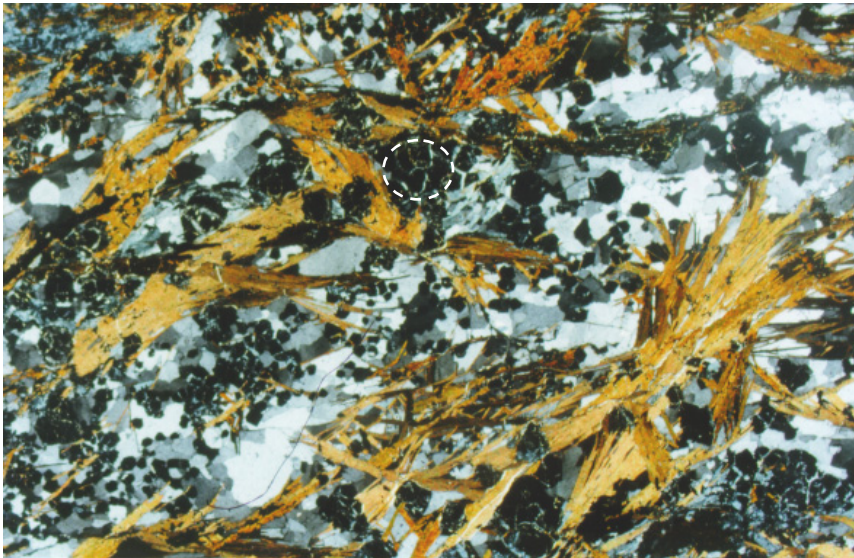
**Figura B6:**  
Esquisto Cuarzo Feldespático del sector del camino entre Pichicullin y Queule. Fotografía a nícoles cruzados. Esquisto con mica blanca y porfiroblastos de albita (ab).



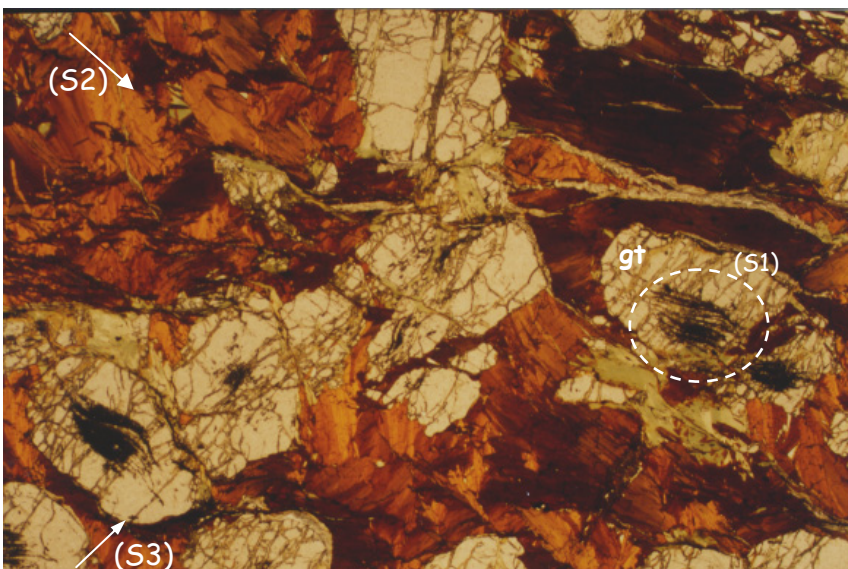
**Anexo B: Fotografías microscópicas de cortes transparentes**



**Figura B7:**  
Esquisto Cuarzo Micáceo con Biotita del sector Punta Choros. Fotografía a nicoles cruzados. Esquisto con mica blanca, cuarzo, biotita (encerrada en círculo) y ocasionalmente albita. Incluye pescados de mica.



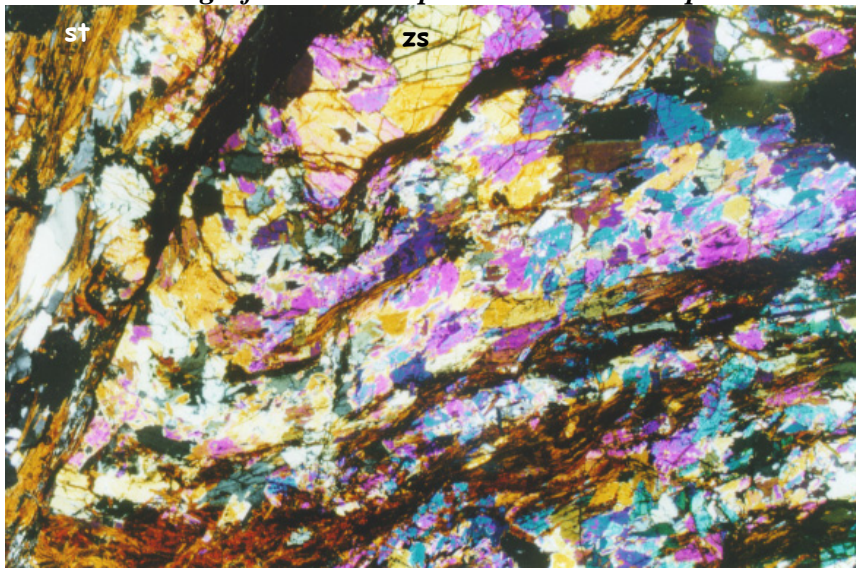
**Figura B8:**  
Metachert de Stilpnomelano de Nihue Norte. Fotografía a nicoles cruzados. Metachert compuesto principalmente por cuarzo, stilpnomelano y granates (encerrados en círculo). Probablemente su protolito fue un depósito de oxihidróxido de Si-Fe formado en el ambiente hidrotermal submarino.



**Figura B9:**  
Metachert de Stilpnomelano - Granate procedente de Nihue Norte, muestra obtenida en eje de pliegue (Anexo A, Figura A12). Fotografía a nicoles paralelos. Metachert compuesto por cuarzo, stilpnomelano y granates (gt) que contienen poikiloblastos de grafito conformando texturas helicíticas y revelando una foliación previa (S1 encerrada en círculo). Se presenta clorita en fracturas de granate con una dirección perpendicular (S3) a la foliación plegada (S2). Su protolito fue un depósito hidrotermal submarino de oxihidróxido de Si-Fe.



**Anexo B: Fotografías microscópicas de cortes transparentes**

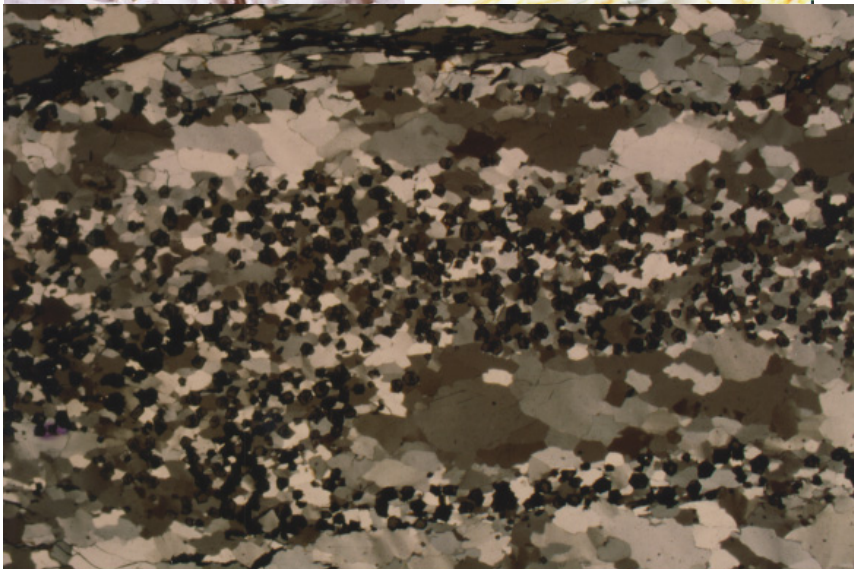


**Figura B10:** Metachert de Stilpnomelano – Zussmanita procedente de Nihue Norte. Fotografía con nicoles cruzados. Metachert compuesto por bandas plegadas de zussmanita (zs) alternadas con bandas de silpnomelano (st). Probablemente su protolito fue un depósito de oxihidróxido de Si-Fe formado en el ambiente hidrotermal submarino. La foliación (S2) se encuentra fuertemente plegada (*Anexo A, Figura A10*).



**Figura B11:** Cotícula procedente de Cerros de Puralaco Fotografía a nicoles semicruzados. Metachert compuesto por ribbons de cuarzo y bandas de granates tipo espesartina. Corresponden a metadepósitos de Si-Mn formados en ambiente hidrotermal submarino.

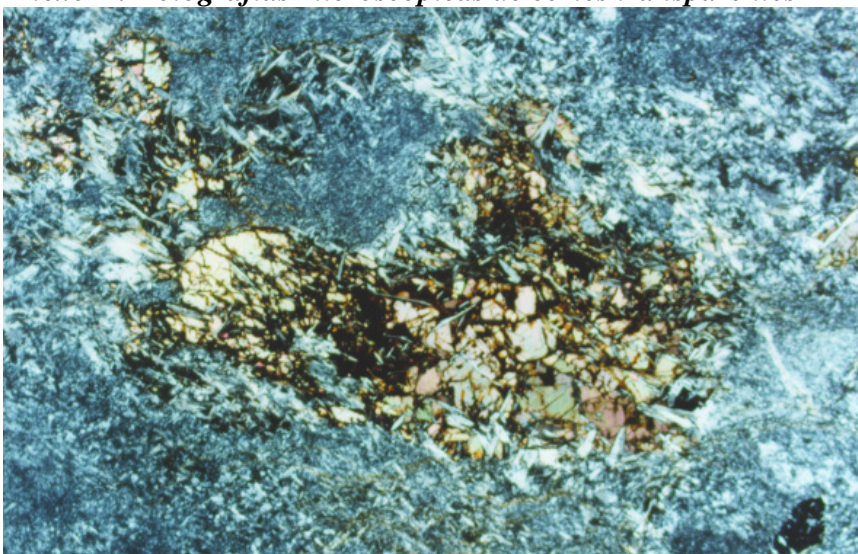
**Figura B12:** Fotografía a nicoles semiparalelos donde se observa en detalle los granates de la fotografía anterior.



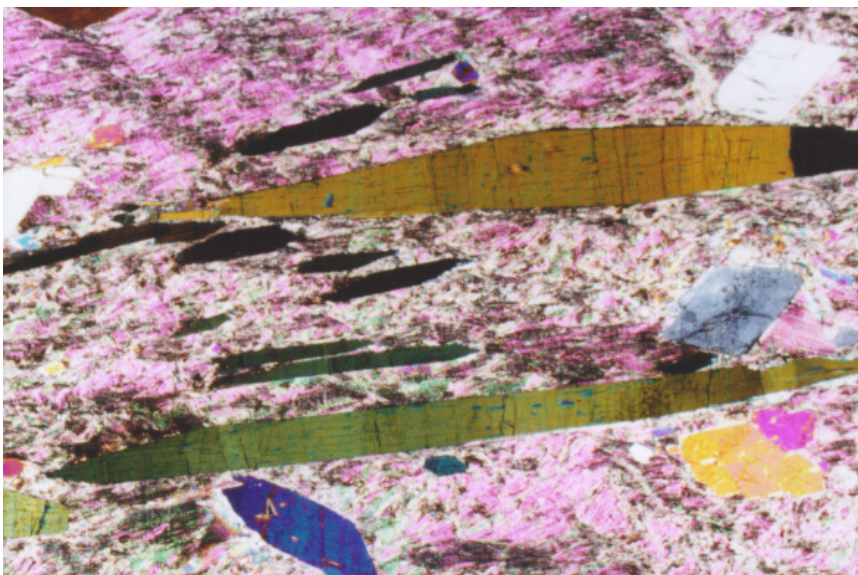
**Figura B13:** Cotícula del sector Estero Nacalhue. Fotografía a nicoles cruzados. Metachert compuesto por ribbons de cuarzo y bandas plegadas de espesartina.



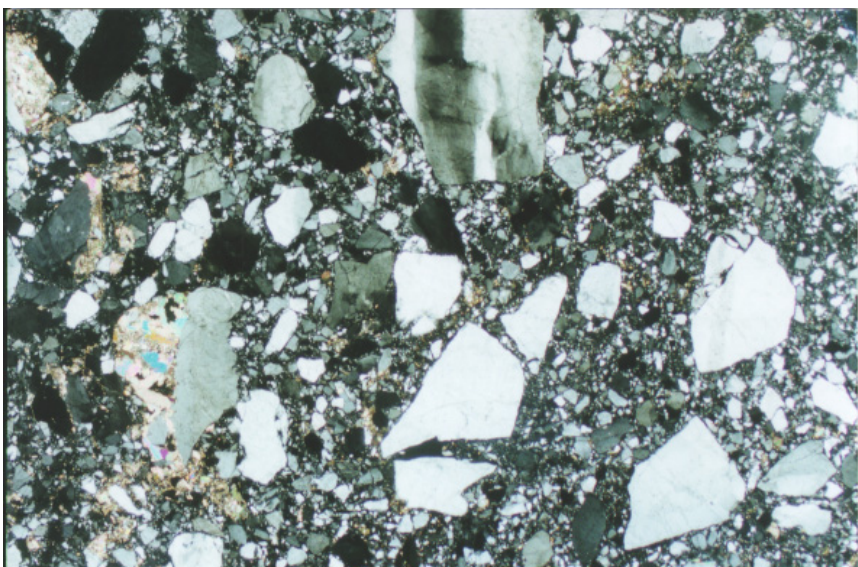
**Anexo B: Fotografías microscópicas de cortes transparentes**



**Figura B14:**  
Serpentinita ubicada en el camino entre Colegual y Pirén Alto. Fotografía con nicoles cruzados. Serpentinita con cristales de magnesita y espinela férrica. Muestra de camino entre Colegual y Pirén Alto. En estas muestras se identificó Neopuita.



**Figura B15:**  
Esquisto de Talco y Anfíbola. de Pirén Alto, específicamente en Estero Pirén. Fotografía a nicoles cruzados. Esquisto compuesto por porfiroblastos de anfíbola en una matriz de talco.



**Figura B16:**  
Microbrecha silícea en relleno de fallas de sondaje en sector El Lingue. Fotografía a nicoles cruzados. Microbrecha silícea con cuarzo, goethita, limonita, caolinita y sericita.

## **Anexo C**

### **Análisis con microsonda e imágenes con BSE y luz reflejada de cymrita y sulfuros macizos de Pirén**



**Anexo C: Análisis con microsonda e imágenes de cymrita y sulfuros macizos de Pirén**

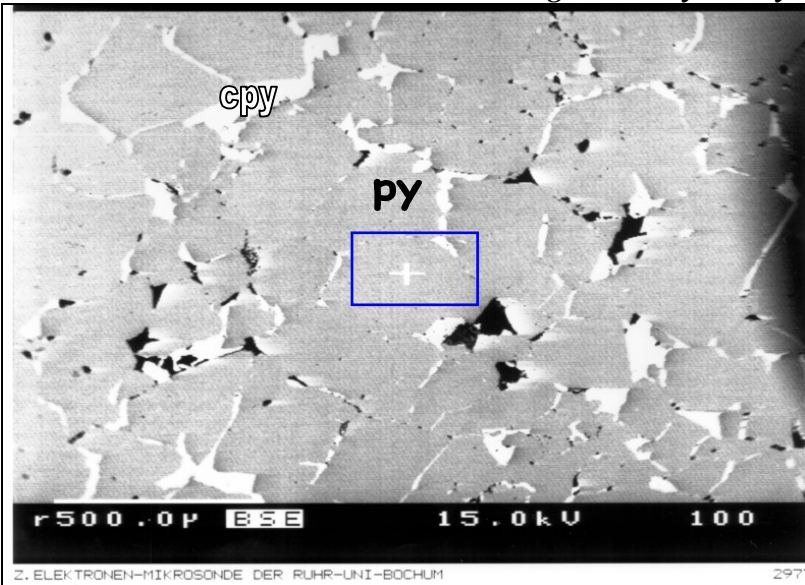


Figura C1: Imagen BSE de muestra de Sulfuros Macizos de Pirén Alto. Los sulfuros predominantes presentes son pirita (py) en color gris y calcopirita (cpy) en color blanco. Al centro hay un cristal de cymrita que se muestra con más detalle en la figura siguiente, ya que el rectángulo azul corresponde al área cubierta por la imagen C2.

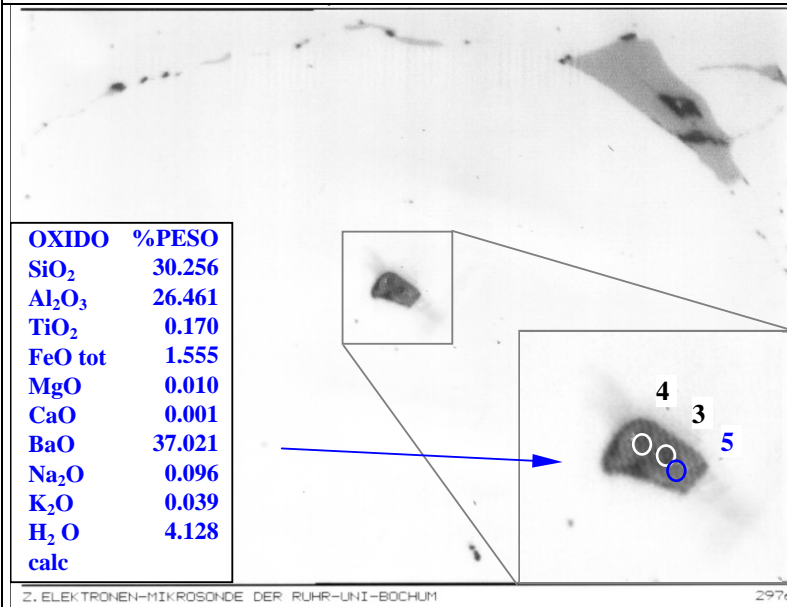


Figura C2: Imagen con luz reflejada de cristal de cymrita en muestra de Pirén Alto, donde se señalan con un círculo los puntos analizados con microsonda (Anexo F, Tabla F1, Análisis L960107C - 3 a 5), El cristal tiene aproximadamente 25 micrones de largo y está incluido en un grano de pirita.

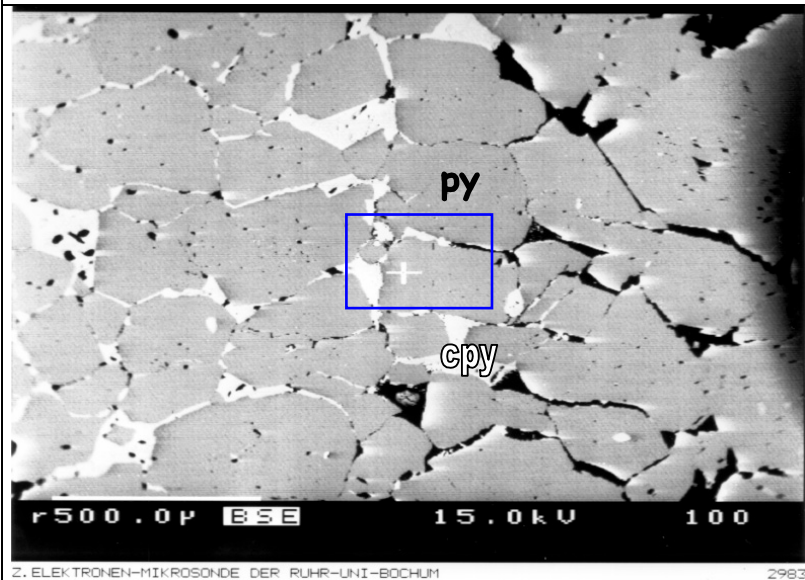


Figura C3: Imagen BSE de muestra de Sulfuros Macizos de Pirén Alto. Los sulfuros predominantes presentes son pirita (py) y calcopirita (cpy). Al centro hay un cristal de cymrita que se muestra con más detalle en la figura siguiente, ya que el rectángulo azul corresponde al área cubierta por la imagen C4



Anexo C: Análisis con microsonda e imágenes de cymrita y sulfuros macizos de Pirén

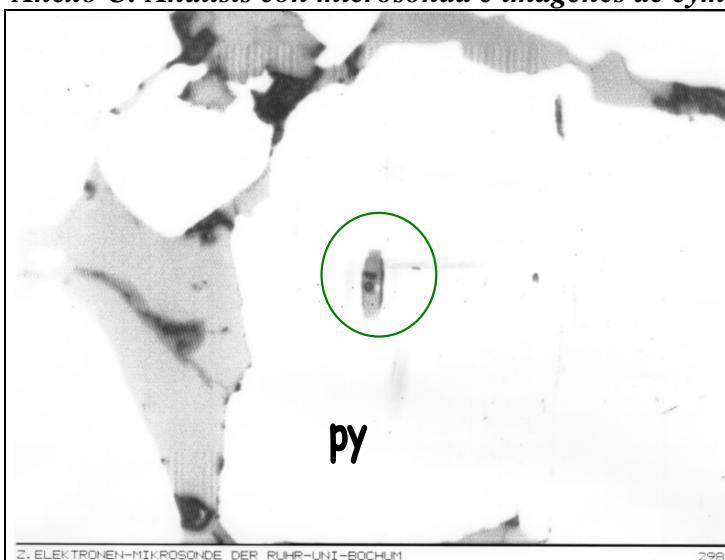


Figura C4: Imagen con luz reflejada del sector indicado en la Figura C3, donde se muestra un cristal de cymrita encerrado por un círculo e incluido en un cristal de pirita (py).

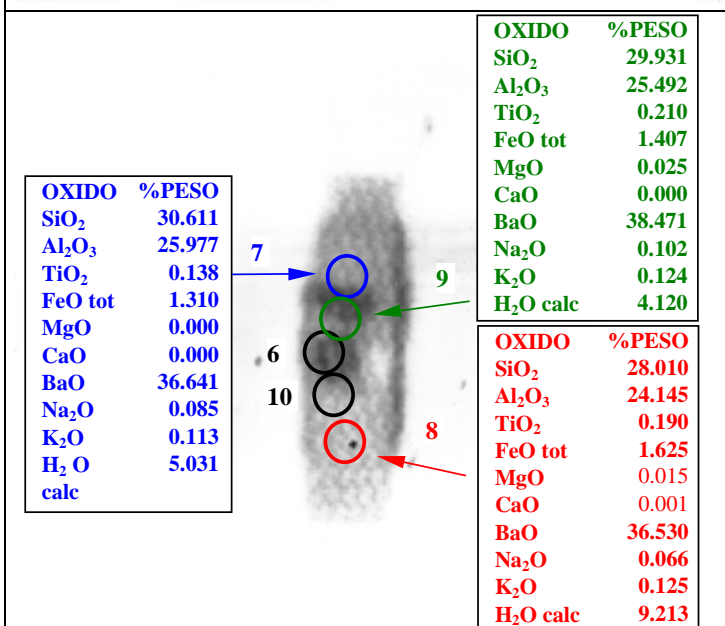


Figura C5: Cristal de cymrita indicado en la Figura C4, donde se indican los puntos de impacto del análisis con microsonda (Anexo F, Tabla F1, análisis L960107C - 6 a 10). El resultado del análisis con microsonda en los puntos 7 y 9, corresponden a los análisis con cantidad de H<sub>2</sub>O más cercana a 4.6% esperable en cymrita. En el análisis L960107C - 8 se obtuvo el máximo contenido de H<sub>2</sub>O.

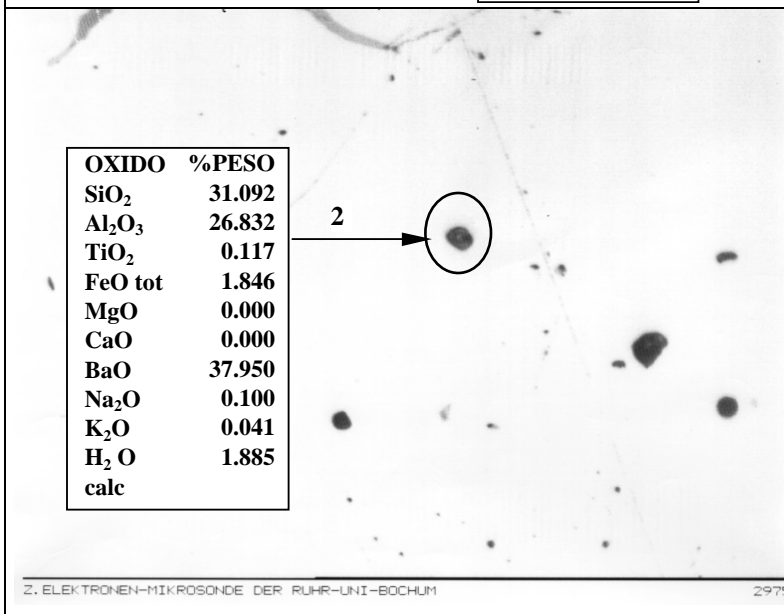


Figura C6: Imagen con luz reflejada de muestra de sulfuros masivos de Pirén Alto, donde se señala un cristal de cymrita encerrado por un círculo (Anexo F, Tabla F1, análisis L960107C - 1 a 2). El cristal de cymrita está incluido en un cristal de pirita y fue analizado en dos puntos que se sobrepone dado lo pequeño del cristal, el análisis en el punto 2 arrojó el menor contenido de H<sub>2</sub>O entre los análisis de cymrita, pudiendo corresponder a una cymrita deshidratada.

**Anexo C: Análisis con microsonda e imágenes de cymrita y sulfuros macizos de Pirén**

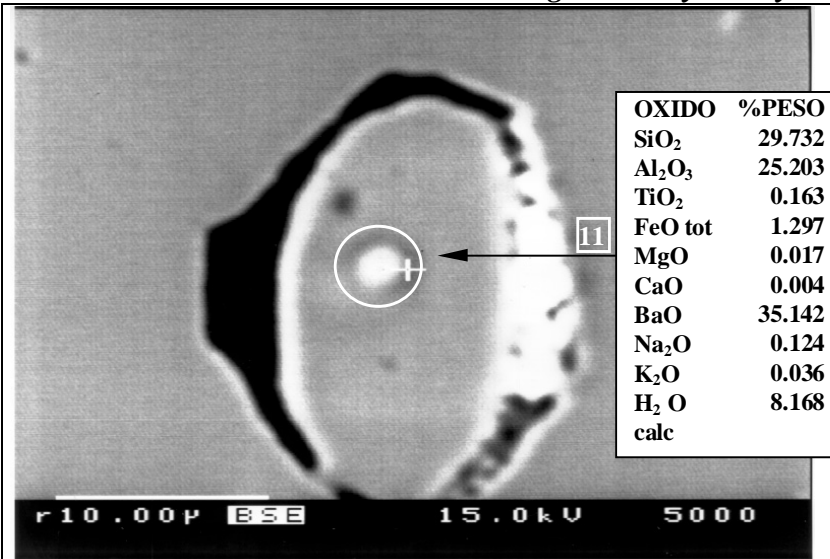


Figura C7: Imagen BSE de un cristal de cymrita en los Sulfuros Macizos de Pirén Alto. El resultado del análisis con microsonda en el punto 11, (Anexo F, Tabla F1, análisis L960107C - 11) corresponde a uno los análisis con cantidad de H<sub>2</sub>O superior a 4.6% esperable en cymrita.

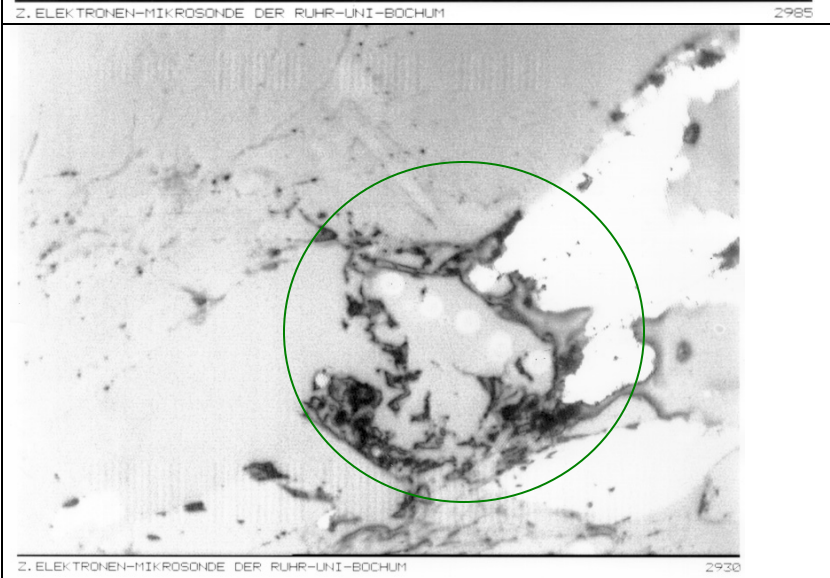


Figura C8: Imagen con luz reflejada de muestra de sulfuros macizos de Pirén Alto, donde aparece un cristal de un silicato potásico, en el centro del círculo, con la huella de 5 impactos de microsonda (Anexo F, Tabla F3, análisis L9601002A - 13 a 17) que se detallan en la figura siguiente.

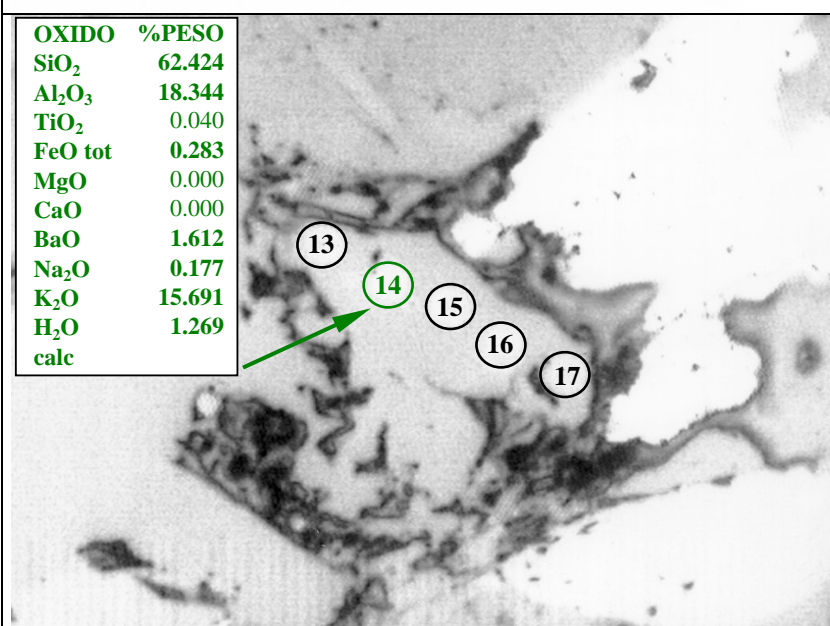
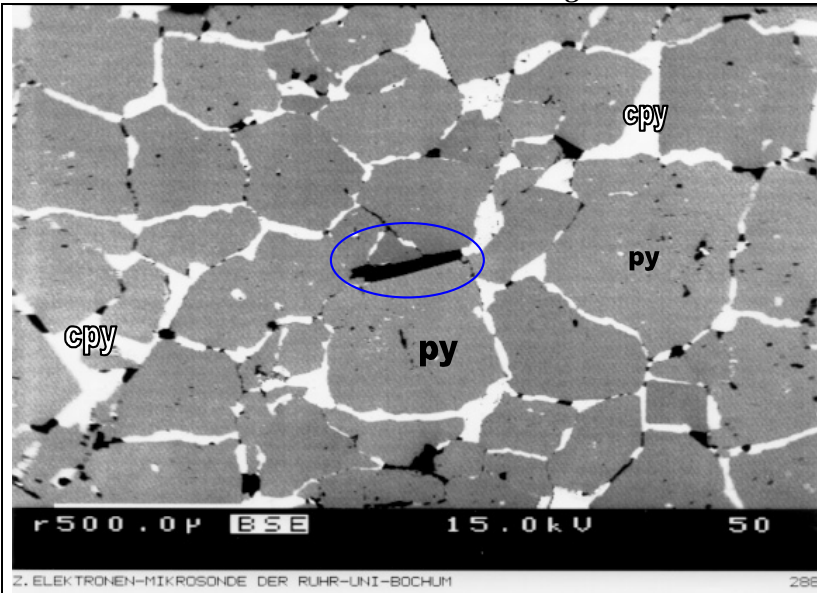


Figura C9: Imagen con luz reflejada de muestra de sulfuros macizos de Pirén Alto, donde aparece el cristal de un posible feldespato potásico hidratado o de algún tipo de feldespato potásico y se muestran los puntos analizados (Anexo F, Tabla F3, análisis L9601002A - 13 a 17). Se presenta un detalle del resultado del análisis L9601002A-14, que permite obtener la fórmula estructural para 8 oxígenos que se presenta en el texto y que permite una identificación preliminar de cymrita potásica deshidratada.

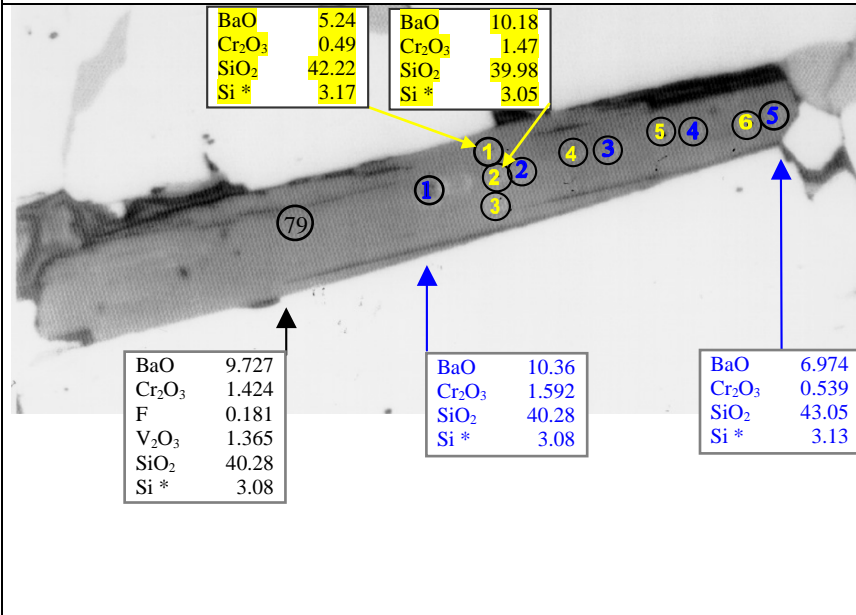
## **Anexo D**

**Análisis con microsonda e imágenes con BSE y luz reflejada  
en cristales de mica blanca en muestras de Pirén**

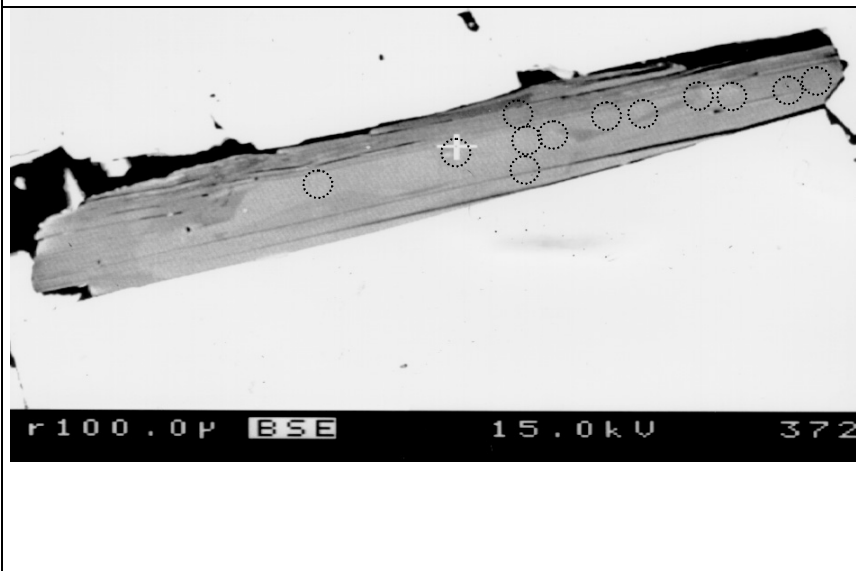
**Anexo D: Análisis con microsonda e imágenes de mica blanca en muestras de Pirén**



**Figura D1**  
Imagen BSE de muestra de sulfuros macizos de Pirén, al centro encerrada en una elipse se presenta una mica con altos contenidos de Ba, Cr, V y F. Detalles de esta mica aparecen en las figuras siguientes. Los sulfuros predominantes presentes son pirita (py) y calcopirita (cpy).



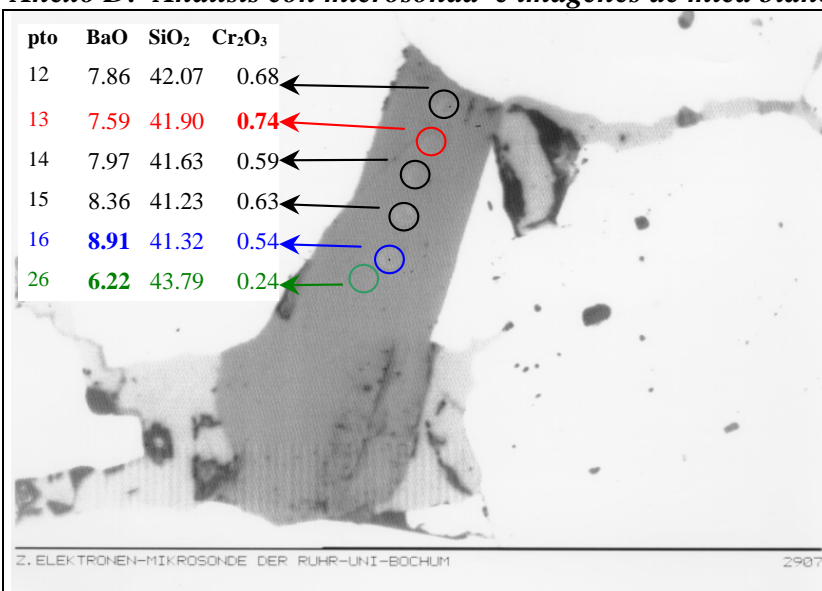
**Figura D2**  
Imagen, con luz reflejada, de mica tipo I, mostrada en figura anterior. Los números en azul indican los análisis L951230a-1 a 5 (Anexo G, Tabla G1). Los números en amarillo indican los análisis L951231a-1 a 6 (Anexo G, Tabla G2). El número 79 corresponde al análisis L960106b-79 (Anexo G, Tabla G1) que incluye V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Los resultados están en % de peso. Si\* es igual a la mitad de Si en la fórmula de 22 oxígenos, corresponde al valor utilizable en el gobarómetro de Massonne y Schrayner, y en el de Massonne y Szpurka.



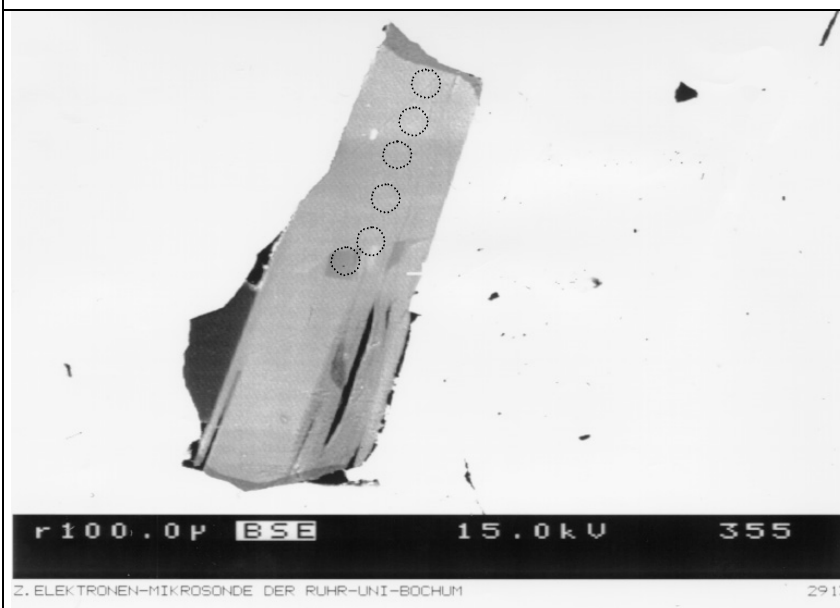
**Figura D3**  
Imagen BSE, obtenida en microsonda, de mica tipo I rica en BaO y mostrada en Figuras D1 y D2, donde se revelan zonas más blancas con mayores contenidos de BaO.



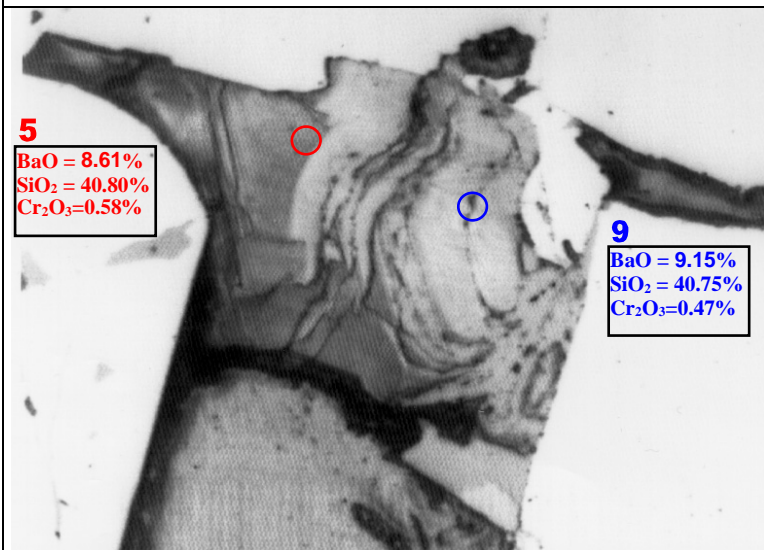
**Anexo D: Análisis con microsonda e imágenes de mica blanca en muestras de Pirén**



**Figura D4**  
 Imagen en luz reflejada de mica entre sulfuros macizos, se señala el lugar de impacto de análisis de microsonda, correspondiente al análisis L951231A - 12 a 16 y punto 26 (Anexo G, Tabla G3). Los contenidos de BaO% y SiO<sub>2</sub> % de cada punto se indican en la tabla incorporada en la figura, destacando en azul el máximo contenido de BaO (8,91% para el punto 16) y en verde el mínimo (6,22% para el punto 26). Se destaca en color rojo el análisis con mayor contenido de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,74%).

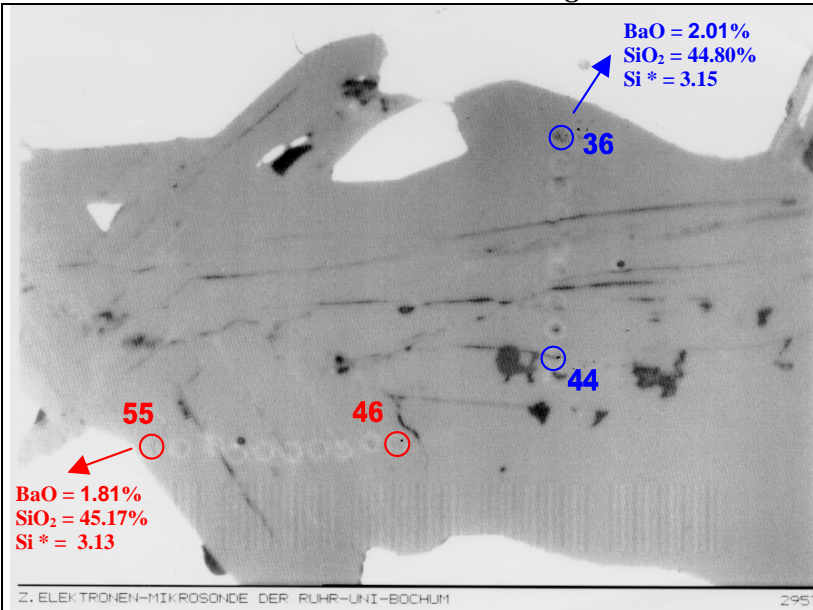


**Figura D5.**  
 Imagen de BSE en mica tipo I con Ba, entre sulfuros macizos,. Las zonas más claras están asociadas a altos valores de BaO, Se presenta zona aislada al centro con bajos valores de BaO rodeada de zonas más claras con contenidos más altos de BaO que disminuyen hacia los bordes, los contenidos de BaO se detallan en la figura anterior D4. Las zonas más claras también están asociadas a mayores contenidos de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

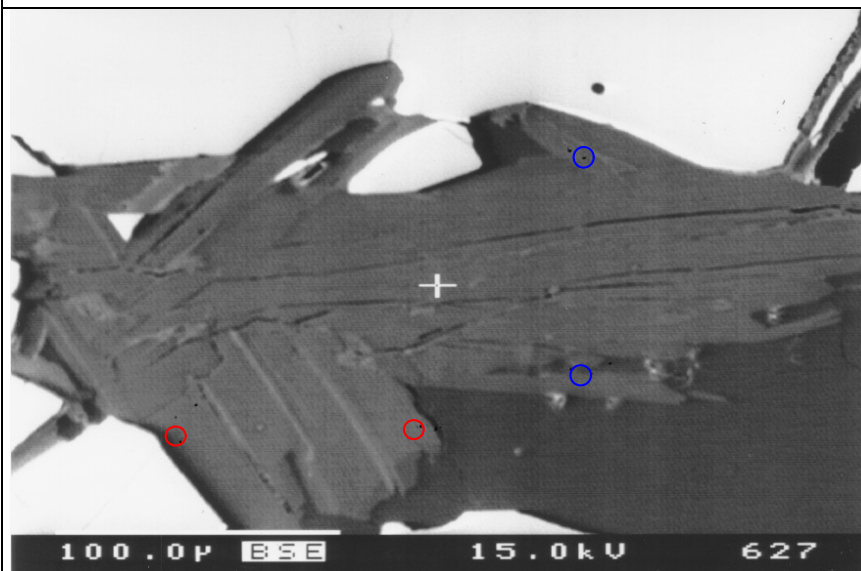


**Figura D6.**  
 Imagen BSE de mica tipo I, con altos contenidos de Ba ubicada entre sulfuros macizos. Se señala el punto de impacto de los análisis L960107b - 5 y 9 (Anexo G, Tabla G3)

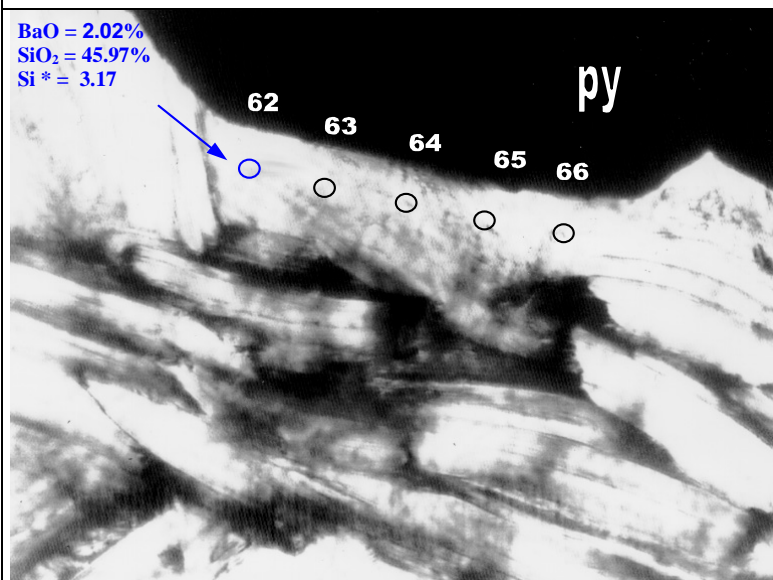
**Anexo D: Análisis con microsonda e imágenes de mica blanca en muestras de Pirén**



**Figura D7.**  
Fotografía con luz reflejada de micas tipo II con alto contenido de BaO ( $1 < \text{BaO}\% \leq 2.2$ ), mostrando la huella del impacto de análisis con microsonda L960106b - 36 a 44 (Anexo G, Tabla G4) y L960106b - 46 a 55 (Anexo G, Tabla G5). Se indican resultados del análisis BaO, SiO<sub>2</sub> con microsonda, todos en % de peso. Si\* = Si/2 en la fórmula de 22 oxígenos.



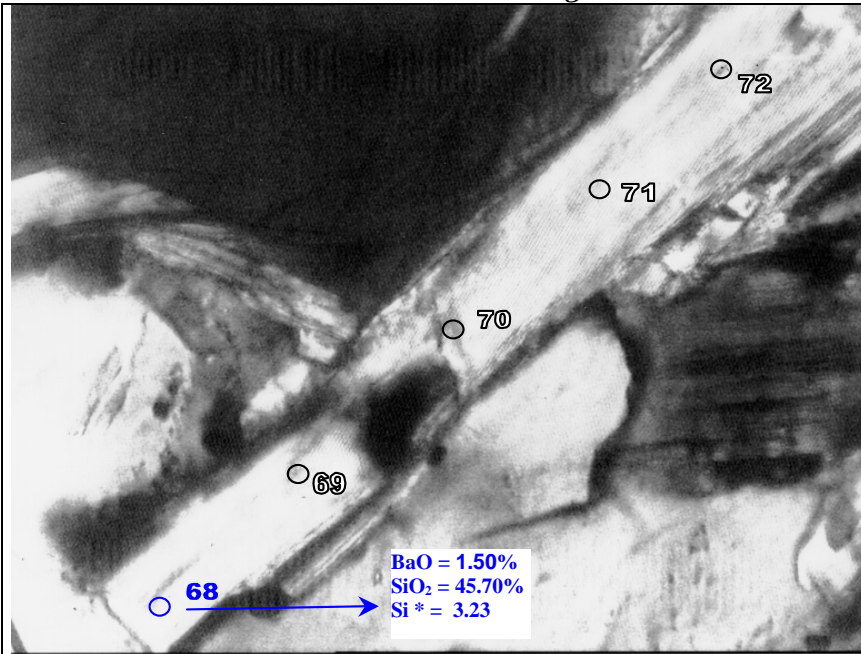
**Figura D8.**  
Imagen BSE de micas tipo II con alto contenido de BaO ( $1 < \text{BaO}\% \leq 2.2$ ). Estas micas son más abundantes en el límite de bandas de sulfuros y bandas de esquistos micáceos y en donde el espacio entre sulfuros es mayor. Los círculos corresponden a los puntos analizados y señalados en la figura anterior D7.



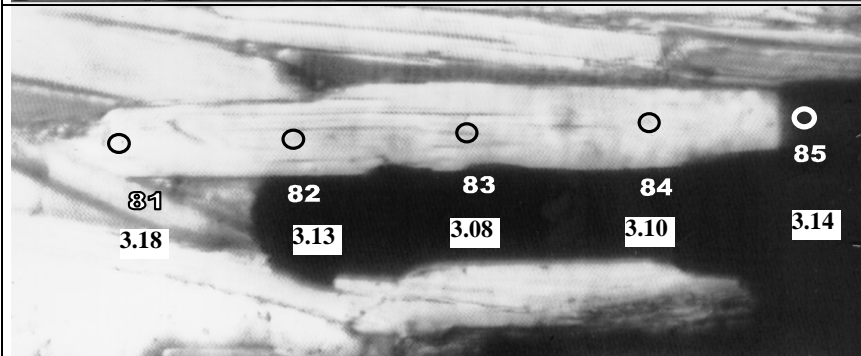
**Figura D9.**  
Fotografía con luz transparente de parte del límite entre banda de sulfuros (py) en la parte superior de la fotografía, y banda de esquistos micáceos. La mica analizada en contacto con el cristal de pirita corresponde a una mica tipo II con alto contenido de BaO ( $1 < \text{BaO}\% \leq 2.2$ ). Se indica el punto de impacto de los análisis con microsonda L951230A - 62 a 66 (Anexo G, Tabla G6)



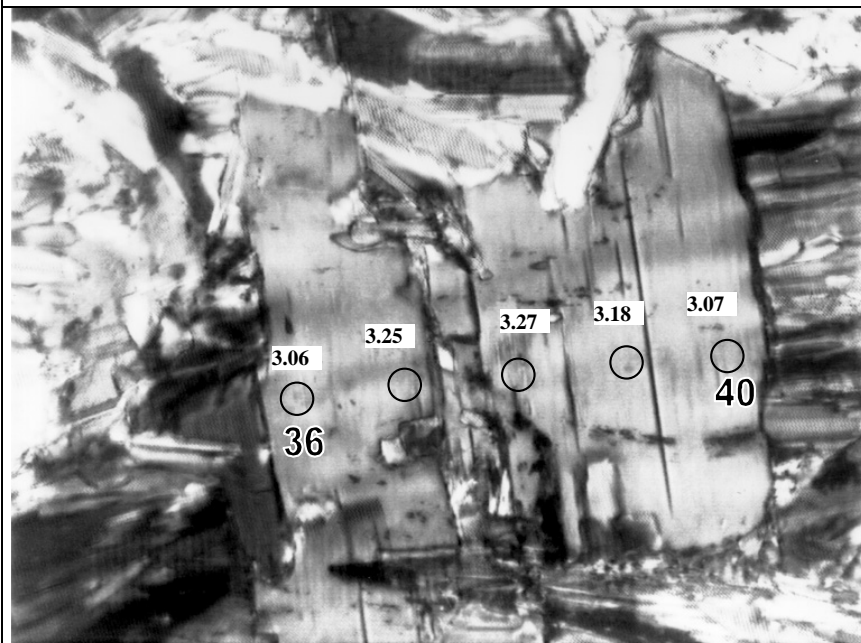
**Anexo D: Análisis con microsonda e imágenes de mica blanca en muestras de Pirén**



**Figura D10**  
Fotografía de sección transparente de sulfuros macizos donde aparecen micas tipo II con altos contenidos de BaO en bandas de esquistos cuarzo mica en el contacto con sulfuros macizos. Análisis L951230a - 68 a 72 (Anexo G, Tabla G6). Se señalan contenidos de BaO, SiO<sub>2</sub> con microsonda, todos en % de peso. Si\* = Si/2 en la fórmula de 22 oxígenos, que en este caso corresponde al mayor entre este tipo de micas.



**Figura D11**  
Mica blanca tipo fengita en el dominio de la foliación (S2). Se señalan los puntos de los análisis L951217a - 81 a 85 con microsonda. El punto 85 aún se encuentra sobre la mica. Se presenta el valor de Si\* = Si/2 en la fórmula de 22 oxígenos (utilizable en el gobarómetro de Massonne y Schrayner), para el cual se tienen valores mayores en los bordes y menores en el centro (Anexo G, Tabla G7)



**Figura D12**  
Mica perpendicular al dominio de la foliación (S2), formada en un evento posterior al que dio origen a la foliación predominante. Se señalan los análisis L951215b - 36 a 40 realizados con microsonda y se indican el valor de Si/2 en la fórmula de 22 oxígenos (utilizable en el gobarómetro de Massonne y Schrayner y en el de Massonne y Szpurka). Se tienen valores menores en los bordes y mayores en el centro (Anexo G, Tabla G7).

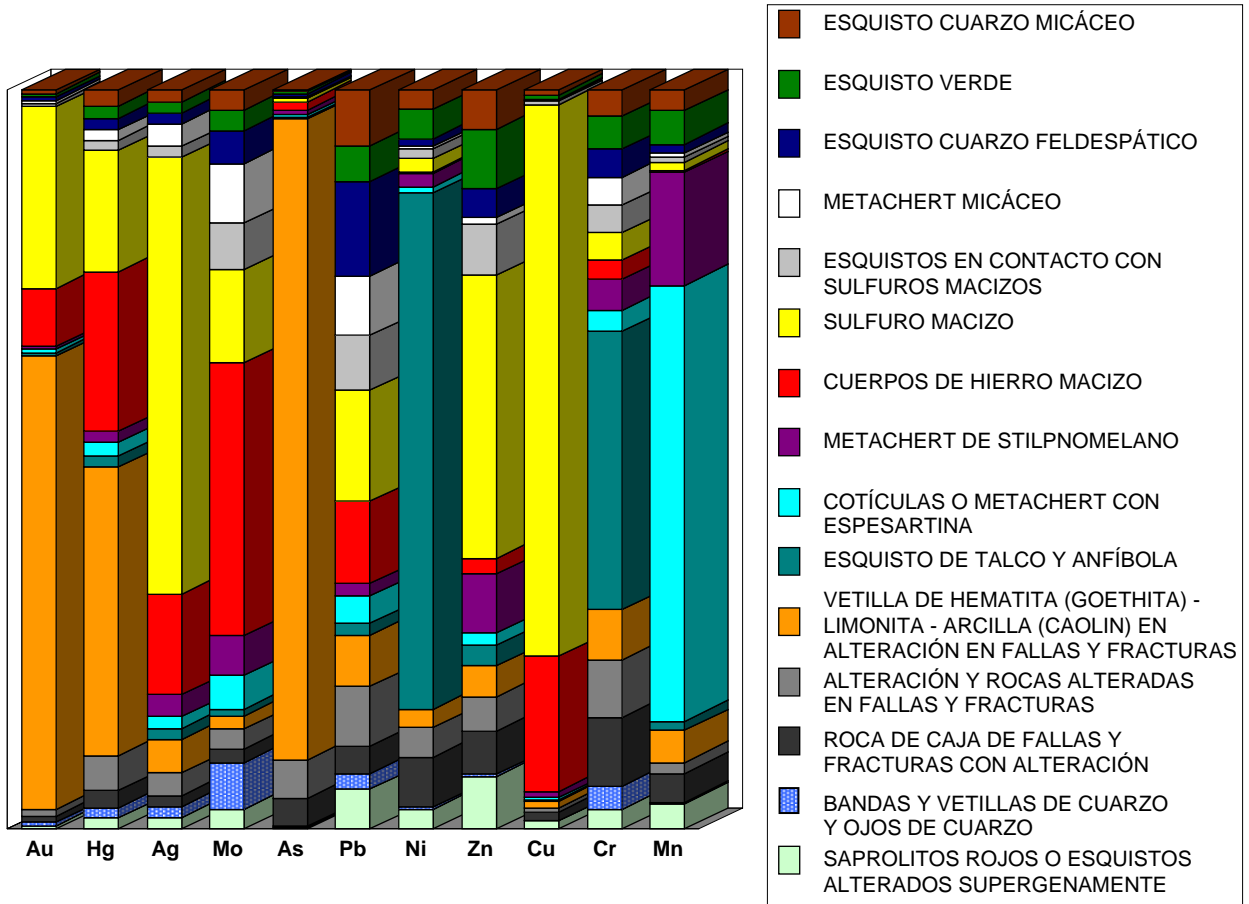
## **Anexo E**

### **Resultados de análisis geoquímicos y gráficos geoquímicos**

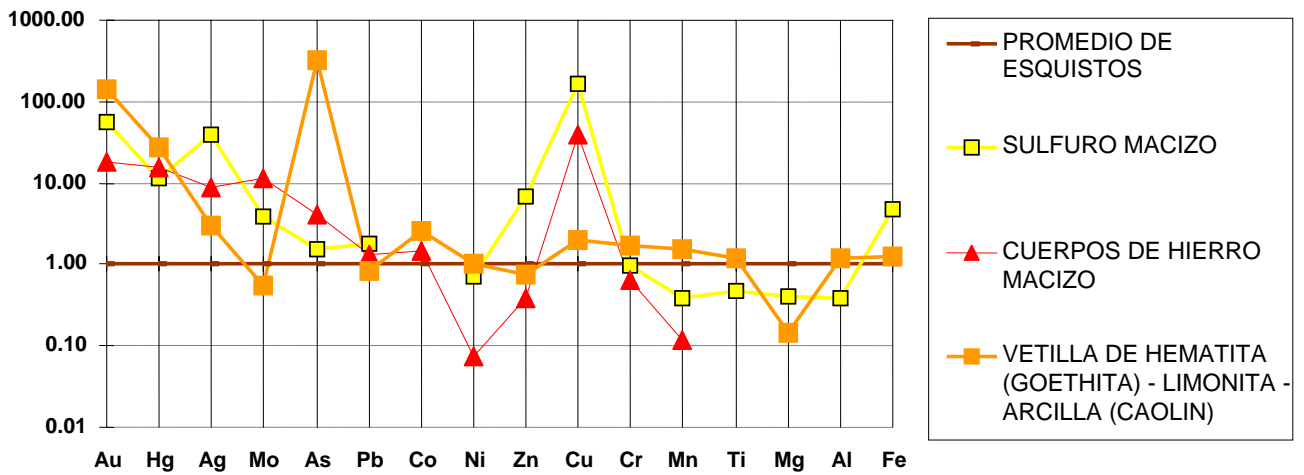


**Anexo E: Análisis geoquímicos y gráficos geoquímicos**

**GRÁFICO E1 : DISTRIBUCIÓN RELATIVA PARA CADA ELEMENTO QUÍMICO EN LAS LITOLOGÍAS Y OCURRENCIAS METÁLICAS EN LA HOJA QUEULE.**



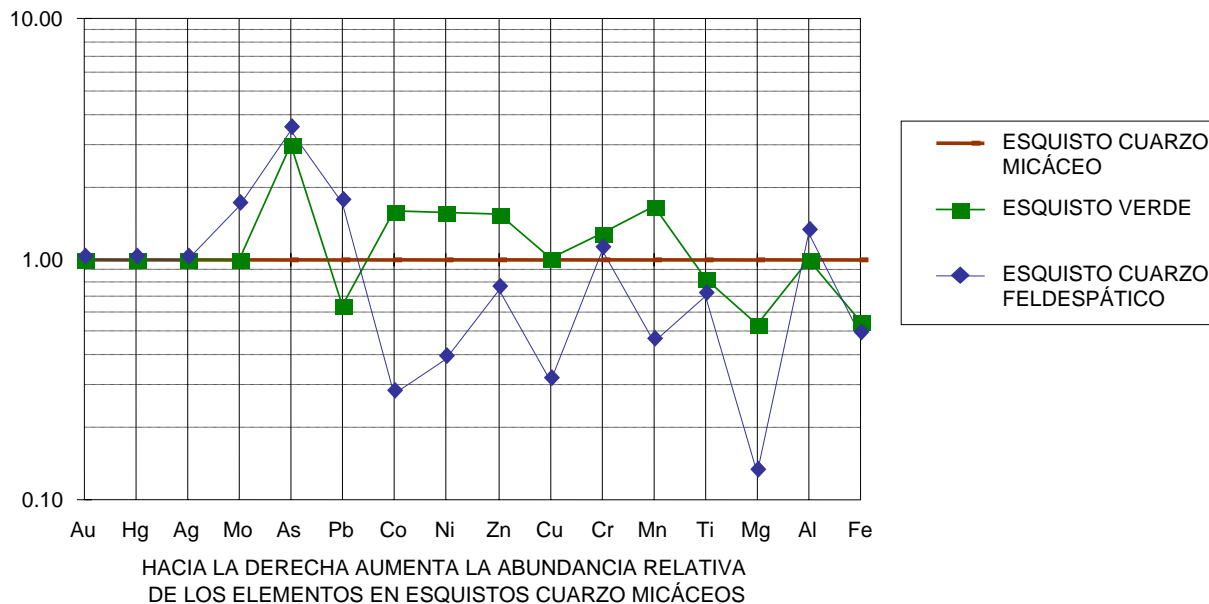
**GRÁFICO E2 : COMPOSICIÓN GEOQUÍMICA DE MUESTRAS CON MINERALIZACIÓN METÁLICA CON MAYORES CONTENIDOS DE Au, Ag, Hg, Mo, As y Cu NORMALIZADAS CON RESPECTO A UN PROMEDIO EN ESQUISTOS**



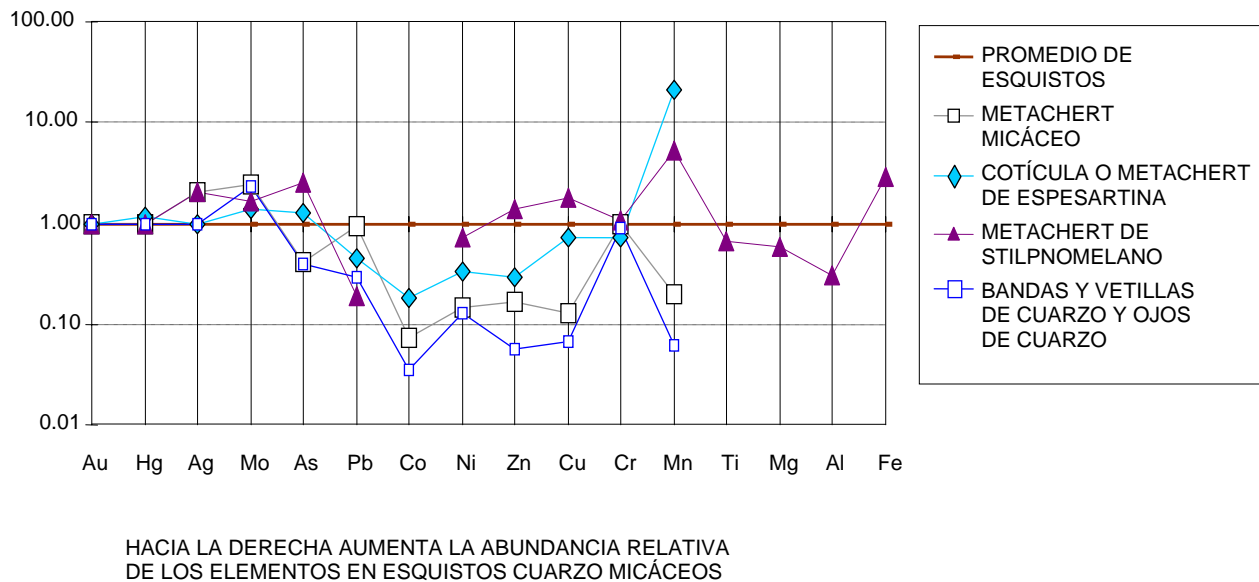
HACIA LA DERECHA AUMENTA SU ABUNDANCIA RELATIVA DE LOS ELEMENTOS EN ESQUISTOS CUARZO MICÁCEOS

*Anexo E: Análisis geoquímicos y gráficos geoquímicos*

**GRÁFICO E3 : COMPOSICIÓN GEOQUÍMICA DE ESQUISTOS VERDES Y ESQUISTOS CUARZO FELDESPÁTICOS NORMALIZADA CON RESPECTO A ESQUISTOS CUARZO MICÁCEOS**

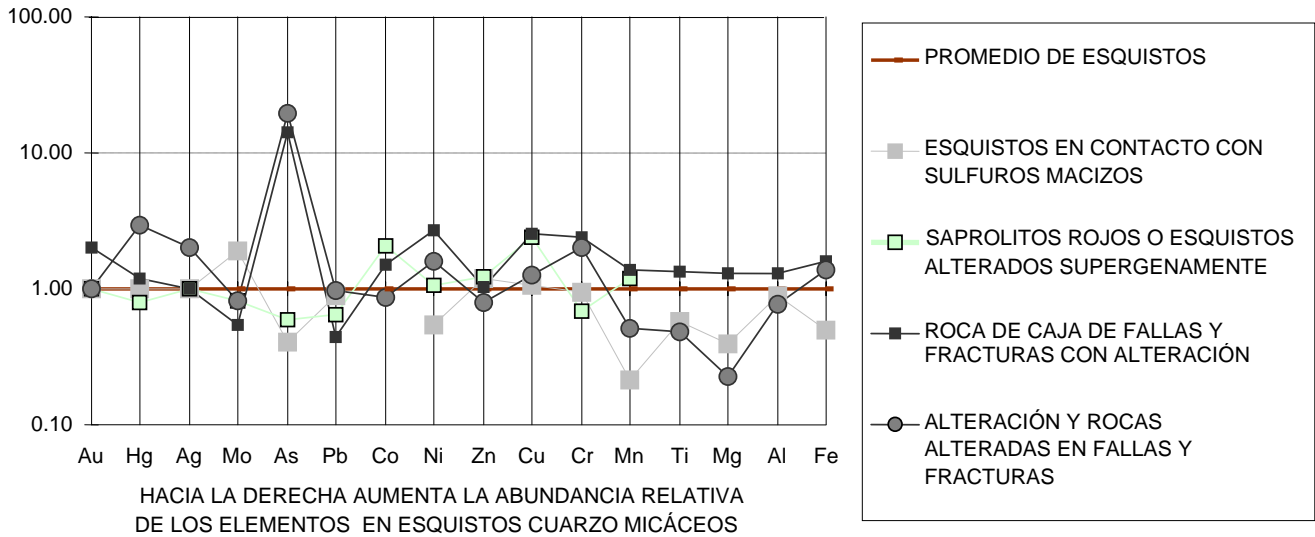


**GRÁFICO E4 : METACHERTS, BANDAS Y VETILLAS DE CUARZO Y OJOS DE CUARZO NORMALIZADOS CON RESPECTO A UN PROMEDIO EN ESQUISTOS.**

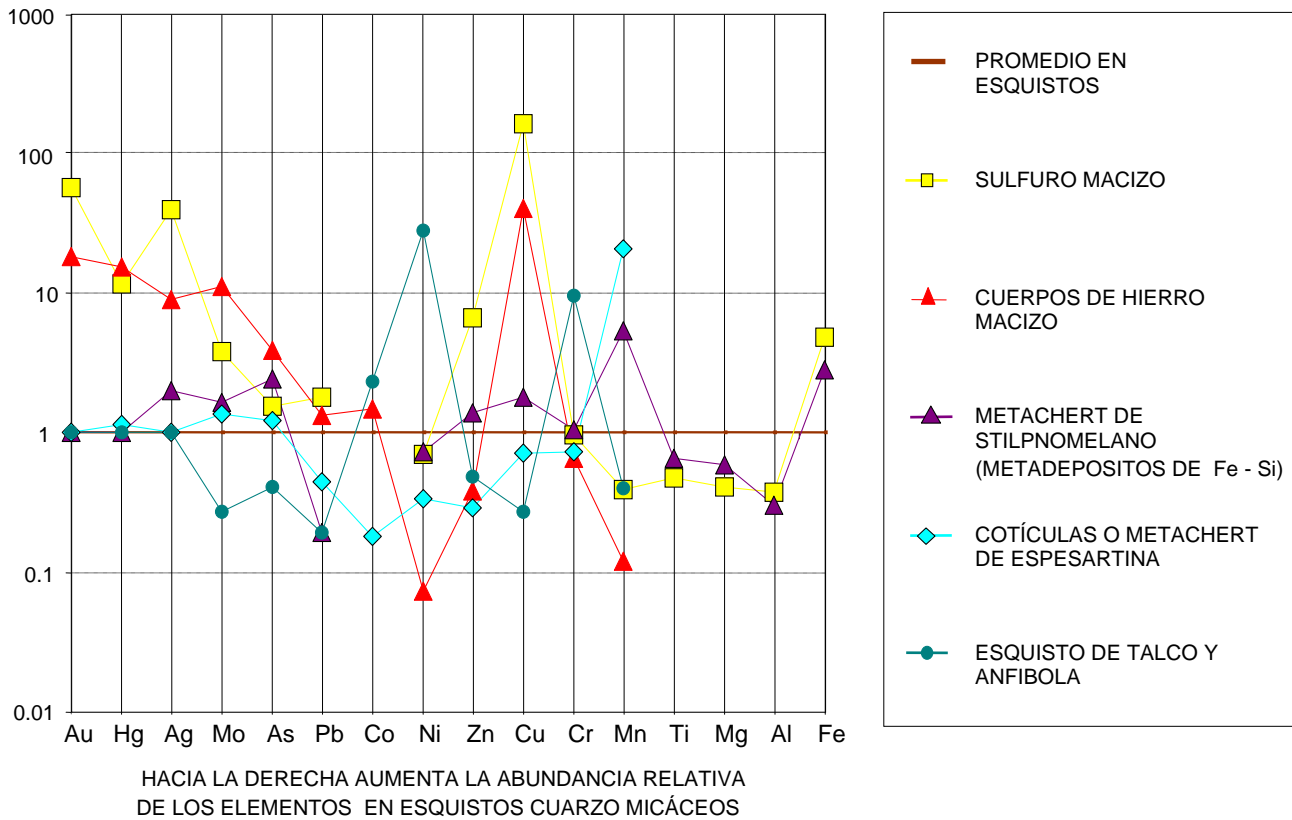


**Anexo E: Análisis geoquímicos y gráficos geoquímicos**

**GRÁFICO E5 : COMPOSICIÓN GEOQUÍMICA DE ESQUISTOS EN CONTACTO CON SULFUROS MACIZOS, ROCA DE CAJA DE FALLAS Y FRACTURAS CON ALTERACIÓN HIDROTHERMAL, VETILLAS DE LIMONITA-HEMATITA Y SAPROLITOS ROJOS, NORMALIZADOS CON RESPECTO A UN PROMEDIO EN ESQUISTOS**



**GRÁFICO E6 : CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE TIPOS LITOLÓGICOS CUYO PROTOLITO ES RELACIONABLE GENÉTICAMENTE A UN AMBIENTE HIDROTHERMAL SUBMARINO NORMALIZADOS CON RESPECTO A UN PROMEDIO EN ESQUISTOS**



Anexo E: Análisis geoquímicos y gráficos geoquímicos

TABLA E1: Resultado de análisis geoquímico por ICP. Se presenta un resultado promedio por tipo litológico y están ordenados de izquierda a derecha (Oro a Hierro) de menor a mayor contenido en Esquistos Cuarzo Micáceos. Se destacan en azul los tres mayores valores para cada elemento.

Máximo de muestras promediadas	TIPO LITOLOGICO	Au	Hg	Ag	Mo	As	Pb	Co	Ni	Zn	Cu	Cr	Mn	Ti	Mg	Al	Fe
		ppm	ppb	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	%
5	ESQUISTO CUARZO MICACEO (METAPELITA)	<0.01	<20	<0.1	3	<5	14	29	55	89	90	139	1130	0.83	4.21	7.09	10.40
4	ESQUISTO VERDE (METABASITA)	<0.01	<20	0.1	3	15	9	46	86	137	91	179	1863	0.69	2.23	7.03	5.74
4	ESQUISTO CUARZO FELDESPATICO (METAPELITA)	<0.01	<20	<0.1	5	17	24	8	21	66	28	151	510	0.58	0.54	9.15	5.00
1	METACHERT MICACEO	<0.01	<20	0.2	9	<5	15	2	8	16	9	150	227				
4	BANDAS, VETILLAS Y OJOS DE CUARZO	<0.01	<20	<0.1	7	<5	4	1	7	5	6	124	68				
9	ROCA DE CAJA DE VETAS DE HEMATITA-LIMONITA-CAOLIN	0.02	24	0.1	2	169	7	42	145	99	178	370	1628	0.94	2.99	10.02	11.20
1	ESQUISTOS EN CONTACTO CON SULFUROS MACIZOS	<0.01	<20	0.1	7	<5	14		29	117	74	146	250	0.40	0.92	6.92	3.50
3	SULFURO MACIZO	0.56	230	3.9	14	19	28		38	650	11333	150	460	0.33	0.94	2.92	33.70
5	CUERPOS DE HIERRO MACIZO	0.18	305	0.9	41	48	21	41	4	37	2780	103	141				
2	METACHERT CON STILPNOMELANO (METADEPOSITOS DE Si - Fe)	<0.01	<20	0.2	6	30	3		39	135	125	165	6305	0.46	1.38	2.34	20.00
4	METACHERT CON ESPESARTINA (COTICULAS)	<0.01	23	0.1	5	15	7	5	18	28	50	115	24290				
1	ESQUISTO DE TALCO Y ANFIBOLA	<0.01	<20	<0.1	1	<5	3	64	1500	47	19	1500	468				
8	VETILLA DE HEMATITA (GOETITA) - LIMONITA - ARCILLA (CAOLIN)	1.4	550	0.3	2	3857	13	72	55	72	140	267	1822	0.84	0.34	9.34	8.95
17	RELLENO, ALTERACION Y ROCAS ALTERADAS EN FALLAS Y FRACTURAS	0.01	59	0.2	3	232	15	24	85	78	87	311	597	0.34	0.53	6.05	9.74
4	SAPROLITOS ROJOS O ESQUISTOS ALTERADOS SUPERGENAMENTE	<0.01	<20	0.1	3	5	10	58	57	121	165	106	1393				
<b>PROMEDIO PARA CADA ELEMENTO</b>		<b>0.14</b>	<b>86</b>	<b>0.4</b>	<b>7</b>	<b>277</b>	<b>12</b>	<b>25</b>	<b>134</b>	<b>106</b>	<b>948</b>	<b>249</b>	<b>2572</b>	<b>0.60</b>	<b>1.56</b>	<b>6.76</b>	<b>12.03</b>
<b>PROMEDIO ESQUISTOS: ESQUISTOS CUARZO MICACEOS - ESQUISTOS CUARZO FELDESPATICOS - ESQUISTOS VERDES</b>		<b>0.01</b>	<b>20</b>	<b>0.1</b>	<b>4</b>	<b>12</b>	<b>16</b>	<b>28</b>	<b>54</b>	<b>97</b>	<b>70</b>	<b>156</b>	<b>1168</b>	<b>0.70</b>	<b>2.33</b>	<b>7.76</b>	<b>7.05</b>

## **Anexo F**

### **Análisis con microsonda de cymrita en muestras de Pirén**

Anexo F: Análisis con microsonda de cymrita en muestras de Pirén

Tabla F1: Análisis con microsonda de cristales de cymrita encontrados en muestra de sulfuros macizos de Pirén Alto y cálculo de su fórmula estructural. Del análisis L960107C-9 se obtiene la fórmula estructural presentada en el texto de trabajo (Anexo C, Figuras C1 a C7).

MUESTRA	54.3B										
ANÁLISIS	L960107C										
PUNTO	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
ZnO %	0.000	0.000	0.000	0.049	0.078	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.076
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NiO %	0.000	0.062	0.092	0.067	0.065	0.036	0.000	0.000	0.046	0.022	0.000
BaO %	36.967	37.950	38.024	38.877	37.021	36.043	36.641	36.530	38.471	38.568	35.142
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0.034	0.031	0.000	0.117	0.000	0.031	0.003	0.000	0.000	0.080	0.000
TiO <sub>2</sub> %	0.153	0.117	0.210	0.190	0.170	0.180	0.138	0.190	0.210	0.182	0.163
K <sub>2</sub> O %	0.066	0.041	0.031	0.048	0.039	0.190	0.113	0.125	0.124	0.111	0.036
Na <sub>2</sub> O %	0.065	0.100	0.113	0.101	0.096	0.128	0.085	0.066	0.102	0.075	0.124
CaO %	0.000	0.000	0.000	0.004	0.001	0.013	0.000	0.001	0.000	0.024	0.004
MgO %	0.055	0.000	0.015	0.000	0.010	0.010	0.000	0.015	0.025	0.000	0.017
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	26.371	26.832	24.094	26.093	26.461	25.392	25.977	24.145	25.492	26.016	25.203
SiO <sub>2</sub> %	30.870	31.092	28.243	29.817	30.256	30.213	30.611	28.010	29.931	30.365	29.732
Cl %	0.000	0.037	0.000	0.013	0.033	0.000	0.000	0.015	0.000	0.016	0.000
F %	0.418	0.004	0.049	0.076	0.059	0.052	0.068	0.043	0.044	0.104	0.038
MnO %	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0.063	0.000	0.018	0.000	0.029	0.029	0.000	0.015	0.034	0.004	0.000
FeO tot %	1.657	1.846	1.765	1.789	1.555	1.323	1.310	1.625	1.407	1.405	1.297
H <sub>2</sub> O calc %	3.280	1.885	7.345	2.761	4.128	6.362	5.031	9.213	4.120	3.029	8.168
SUMA %	100.004	99.997	99.999	100.002	100.001	100.002	99.977	100.002	100.006	100.001	100.000
Fórmula estructural de cymrita para 8 Oxígenos y utilizando solamente los elementos considerados por Reinecke (1982)											
Si	2.010	1.998	1.982	1.971	1.987	2.021	2.014	1.981	1.994	1.992	2.019
Al	2.023	2.032	1.993	2.033	2.048	2.002	2.015	2.013	2.002	2.012	2.017
SUMA T	4.033	4.029	3.975	4.004	4.035	4.024	4.029	3.994	3.996	4.004	4.036
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Ba	0.943	0.955	1.046	1.007	0.953	0.945	0.945	1.012	1.004	0.992	0.935
K	0.005	0.003	0.003	0.004	0.003	0.016	0.009	0.011	0.011	0.009	0.003
SUMA O	0.948	0.959	1.048	1.011	0.956	0.961	0.954	1.024	1.015	1.001	0.938
SUMA TO	4.981	4.988	5.023	5.015	4.991	4.985	4.983	5.018	5.010	5.005	4.974
Fórmula estructural de cymrita para 8 Oxígenos y utilizando solamente los elementos considerados por Fortey y Beddoe-Stephens (1982)											
Si	1.971	1.957	1.937	1.929	1.950	1.987	1.983	1.940	1.958	1.959	1.985
Al	1.984	1.991	1.948	1.990	2.010	1.968	1.983	1.971	1.966	1.978	1.983
Ti	0.007	0.006	0.011	0.009	0.008	0.009	0.007	0.010	0.010	0.009	0.008
Fe+3	0.088	0.096	0.100	0.096	0.083	0.072	0.070	0.093	0.076	0.075	0.072
Suma T	4.050	4.050	3.996	4.024	4.051	4.037	4.043	4.015	4.010	4.020	4.048
Mg	0.005	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.002	0.000	0.002
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Ba	0.925	0.936	1.022	0.986	0.935	0.929	0.930	0.992	0.986	0.975	0.919
Na	0.008	0.012	0.015	0.013	0.012	0.016	0.011	0.009	0.013	0.009	0.016
K	0.005	0.003	0.003	0.004	0.003	0.016	0.009	0.011	0.010	0.009	0.003
Suma O	0.943	0.952	1.041	1.003	0.951	0.963	0.950	1.013	1.012	0.995	0.940
Suma TO	4.993	5.001	5.037	5.027	5.003	5.000	4.993	5.028	5.022	5.015	4.989



Anexo F: *Análisis con microsonda de cymrita en muestras de Pirén*

Tabla F2: Análisis con microsonda de cristales de cymrita, en muestra de sulfuros macizos de Pirén Alto.

MUESTRA	54.3B			
ANÁLISIS	L960102D			
PUNTO	1	3	4	5
ZnO %	0.132	0.016	0.098	0.000
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0.016	0.009	0.000	0.000
NiO %	0.000	0.228	0.104	0.099
BaO %	<b>38.184</b>	<b>37.503</b>	<b>39.495</b>	<b>38.367</b>
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0.000	0.051	0.050	0.000
TiO <sub>2</sub> %	0.127	0.132	0.127	0.165
K <sub>2</sub> O %	0.083	0.118	0.059	0.101
Na <sub>2</sub> O %	0.054	0.057	0.102	0.098
CaO %	0.032	0.000	0.004	0.010
MgO %	0.000	0.017	0.007	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	<b>23.325</b>	<b>23.344</b>	<b>26.078</b>	<b>25.590</b>
SiO <sub>2</sub> %	<b>27.126</b>	<b>27.229</b>	<b>29.657</b>	<b>29.633</b>
Cl %	0.000	0.041	0.028	0.026
F %	0.043	0.082	0.052	0.048
MnO %	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO tot %	<b>3.913</b>	<b>3.682</b>	<b>1.433</b>	<b>2.016</b>
H <sub>2</sub> O calc %	<b>6.961</b>	<b>7.488</b>	<b>2.708</b>	<b>3.842</b>
SUMA %	<b>99.996</b>	<b>99.997</b>	<b>100.002</b>	<b>99.995</b>
<b>Fórmula estructural de cymrita para 8 Oxígenos y utilizando solamente los elementos considerados por Reinecke (1982)</b>				
Si	1.963	1.971	1.962	1.982
Al	1.990	1.992	2.033	2.017
Suma T	<b>3.953</b>	<b>3.963</b>	<b>3.995</b>	<b>3.999</b>
Ca	0.002	0.000	0.000	0.001
Ba	1.083	1.064	1.024	1.005
K	0.008	0.011	0.005	0.009
Suma O	<b>1.091</b>	<b>1.075</b>	<b>1.029</b>	<b>1.014</b>
Suma TO	<b>5.043</b>	<b>5.038</b>	<b>5.024</b>	<b>5.013</b>
<b>Fórmula estructural de cymrita para 8 Oxígenos y utilizando solamente los elementos considerados por Fortey y Beddoe-Stephens (1982)</b>				
Si	1.877	1.888	1.929	1.936
Al	1.902	1.908	1.999	1.970
Ti	0.007	0.007	0.006	0.008
Fe+3	0.224	0.211	0.077	0.109
Suma T	<b>4.009</b>	<b>4.015</b>	<b>4.011</b>	<b>4.023</b>
Mg	0.000	0.002	0.001	0.000
Ca	0.002	0.000	0.000	0.001
Ba	1.035	1.019	1.006	0.982
Na	0.007	0.008	0.013	0.012
K	0.007	0.010	0.005	0.008
Suma O	<b>1.052</b>	<b>1.039</b>	<b>1.025</b>	<b>1.004</b>
Suma TO	<b>5.061</b>	<b>5.054</b>	<b>5.036</b>	<b>5.027</b>

Anexo F: *Análisis con microsonda de cymrita en muestras de Pirén*

Tabla F3: Análisis con microsonda en feldespatos potásicos (identificados preliminarmente como cymrita potásica) en muestras de Pirén Alto. Todos los análisis fueron realizados en el mismo cristal y los que permiten obtener una mejor fórmula estructural son los análisis L960102A-14-15-16. Los análisis corresponden a 5 diferentes puntos del cristal, cambiando las condiciones de análisis entre una serie y otra (Anexo C, Figuras C8 y C9).

MUESTRA	54.3B	54.3B	54.3B	54.3B	54.3B	54.3B	54.3B	54.3B	54.3B	54.3B	54.3B	54.3B	54.3B
ANÁLISIS	L960102A					L960102B					L960106B		
PUNTO	13	14	15	16	17	13	14	15	16	17	33	34	35
ZnO %	0.055	0.073	0.000	0.014	0.000	0.000	0.072	0.024	0.156	0.000	0.000	0.000	0.000
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0.023	0.000	0.023	0.014	0.011	0.030	0.011	0.000	0.018	0.000	0.000	0.000	0.027
NiO %	0.028	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.059	0.151	0.000	0.039	0.000	0.018	0.066
BaO %	1.362	1.612	1.487	1.516	0.783	1.555	1.683	1.669	1.570	0.897	1.475	1.708	0.979
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0.000	0.000	0.025	0.077	0.063	0.034	0.029	0.000	0.010	0.004	0.026	0.026	0.048
TiO <sub>2</sub> %	0.028	0.040	0.000	0.028	0.018	0.012	0.038	0.028	0.000	0.013	0.017	0.000	0.028
K <sub>2</sub> O %	15.674	15.691	15.770	15.763	15.788	15.563	15.508	15.516	15.449	15.808	14.608	14.272	14.144
Na <sub>2</sub> O %	0.171	0.177	0.244	0.167	0.162	0.155	0.159	0.163	0.182	0.158	0.159	0.178	0.178
CaO %	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO %	0.000	0.000	0.018	0.020	0.007	0.000	0.000	0.007	0.012	0.010	0.018	0.005	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	18.252	18.344	18.562	18.422	18.492	18.237	18.382	18.324	18.414	18.254	18.807	18.681	18.660
SiO <sub>2</sub> %	62.869	62.424	62.694	62.908	63.423	62.893	62.317	62.673	62.574	63.085	62.345	62.634	63.657
Cl %	0.000	0.048	0.005	0.000	0.039	0.025	0.020	0.000	0.031	0.016	0.002	0.019	0.021
F %	0.062	0.037	0.089	0.059	0.038	0.048	0.085	0.021	0.072	0.018	0.069	0.070	0.006
MnO %	0.000	0.000	0.004	0.017	0.000	0.000	0.019	0.041	0.045	0.000	0.026	0.000	0.000
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %											0.063	0.000	0.000
FeO tot %	0.376	0.283	0.309	0.259	0.298	0.343	0.278	0.246	0.210	0.329	0.250	0.334	0.365
H <sub>2</sub> O calc %	1.099	1.269	0.768	0.733	0.876	1.108	1.340	1.135	1.260	1.367	2.136	2.055	1.823
SUMA %	99.999	99.998	99.998	99.997	99.998	100.003	100.000	99.998	100.003	99.998	100.001	100.000	100.002
<b>Fórmula Estructural considerando 8 Oxígenos</b>													
Si	2.972	2.964	2.959	2.968	2.976	2.974	2.963	2.970	2.969	2.978	2.963	2.971	2.989
Al	1.017	1.026	1.033	1.024	1.023	1.017	1.030	1.023	1.030	1.016	1.053	1.044	1.033
Ti	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Fe+3	0.015	0.011	0.012	0.010	0.012	0.013	0.011	0.010	0.008	0.013	0.010	0.013	0.014
Suma T	4.005	4.003	4.004	4.003	4.011	4.005	4.006	4.004	4.007	4.007	4.026	4.028	4.037
Mg	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.025	0.030	0.028	0.028	0.014	0.029	0.031	0.031	0.029	0.017	0.027	0.032	0.018
Na	0.016	0.016	0.022	0.015	0.015	0.014	0.015	0.015	0.017	0.014	0.015	0.016	0.016
K	0.945	0.950	0.950	0.949	0.945	0.939	0.941	0.938	0.935	0.952	0.886	0.864	0.847
Suma O	0.986	0.997	1.001	0.993	0.975	0.982	0.987	0.985	0.982	0.984	0.929	0.912	0.881
Suma TO	4.991	4.999	5.004	4.996	4.986	4.987	4.993	4.989	4.988	4.991	4.955	4.940	4.918

## **Anexo G**

### **Análisis con microsonda en mica blanca de Pirén**

Anexo G Análisis con microsonda en mica blanca de Pirén

Tabla G1: Análisis con microsonda en muscovita rica en Ba, en muestra de sulfuros macizos de Pirén Alto. Corresponden a micas tipo I ( BaO ≥ 5.2% ). En el análisis L951230a-1 se obtuvo un valor máximo de BaO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y F. En el análisis L960106b-79 se obtuvo un valor máximo de V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> . Todos los análisis están hechos en el mismo cristal (Anexo D, Figuras D1 a D3).

MUESTRA	54.3A								
ANÁLISIS	L951230a					L960106b			
PUNTO	1	2	3	4	5	79	80	81	82
ZnO	0.059	0.149	0.000	0.000	0.000	0.050	0.022	0.000	0.027
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.014	0.023	0.000	0.044	0.014	0.005	0.000	0.018	0.000
NiO	0.085	0.000	0.050	0.000	0.000	0.033	0.024	0.033	0.027
BaO	<b>10.360</b>	<b>10.027</b>	<b>9.156</b>	<b>9.919</b>	<b>6.974</b>	<b>9.727</b>	<b>10.254</b>	<b>10.086</b>	<b>8.719</b>
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>1.592</b>	<b>1.415</b>	<b>0.696</b>	<b>1.217</b>	<b>0.539</b>	<b>1.424</b>	<b>1.402</b>	<b>1.478</b>	<b>1.137</b>
TiO <sub>2</sub>	0.587	0.417	0.314	0.355	0.325	0.340	0.374	0.452	0.332
K <sub>2</sub> O	6.388	7.061	7.391	7.299	8.634	7.218	7.002	7.001	7.497
Na <sub>2</sub> O	0.186	0.328	0.314	0.283	0.127	0.290	0.270	0.268	0.294
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000	0.000
MgO	1.918	1.955	2.149	2.142	2.195	2.000	2.023	2.059	2.056
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.277	26.085	26.682	26.427	27.737	26.150	26.597	26.019	26.558
SiO <sub>2</sub>	40.278	40.820	41.243	40.668	43.047	39.767	39.592	39.605	41.002
Cl	0.034	0.002	0.009	0.000	0.017	0.026	0.010	0.002	0.017
F	<b>0.200</b>	<b>0.143</b>	<b>0.165</b>	<b>0.149</b>	<b>0.120</b>	<b>0.181</b>	<b>0.103</b>	<b>0.160</b>	<b>0.114</b>
MnO	0.000	0.083	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						<b>1.365</b>	<b>1.201</b>	<b>1.333</b>	<b>1.084</b>
FeO tot	5.673	5.582	5.340	4.526	3.811	5.272	4.971	5.003	5.147
H <sub>2</sub> O calc	<b>7.354</b>	<b>5.907</b>	<b>6.488</b>	<b>6.970</b>	<b>6.461</b>	<b>6.148</b>	<b>6.148</b>	<b>6.479</b>	<b>5.987</b>
SUMA %	<b>100.005</b>	<b>99.997</b>	<b>99.997</b>	<b>99.999</b>	<b>100.001</b>	<b>100.001</b>	<b>100.006</b>	<b>99.996</b>	<b>99.998</b>
Formula ajustada a 22 Oxígenos									
Si	6.157	6.131	6.163	6.135	6.268	6.073	6.034	6.069	6.151
Aliv	1.843	1.869	1.837	1.865	1.732	1.927	1.966	1.931	1.849
Ti	0.067	0.047	0.035	0.040	0.036	0.039	0.043	0.052	0.037
Alvi	2.710	2.749	2.862	2.834	3.029	2.780	2.811	2.768	2.846
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr <sup>3+</sup>	0.192	0.168	0.082	0.145	0.062	0.172	0.169	0.179	0.135
Fe <sup>2+</sup>	0.725	0.701	0.667	0.571	0.464	0.673	0.634	0.641	0.646
Mn <sup>2+</sup>	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	0.437	0.438	0.479	0.482	0.476	0.455	0.460	0.470	0.460
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Na	0.055	0.096	0.091	0.083	0.036	0.086	0.080	0.080	0.086
K	1.246	1.353	1.409	1.405	1.604	1.406	1.361	1.369	1.435
Ba	0.620	0.590	0.536	0.586	0.398	0.582	0.612	0.606	0.513
Suma cationes	<b>14.053</b>	<b>14.153</b>	<b>14.161</b>	<b>14.146</b>	<b>14.105</b>	<b>14.194</b>	<b>14.171</b>	<b>14.164</b>	<b>14.157</b>
Si/Aliv	3.340	3.281	3.354	3.290	3.620	3.152	3.068	3.143	3.326
Si/Alt	1.352	1.328	1.312	1.306	1.317	1.290	1.263	1.292	1.310
(Fe+Mg)/(CatVI)	0.192	0.185	0.186	0.171	0.154	0.182	0.177	0.180	0.180
Al	79.67%	80.22%	80.39%	81.70%	83.50%	80.66%	81.38%	80.87%	80.94%
Fe	12.69%	12.18%	11.42%	9.93%	8.14%	11.54%	10.79%	11.03%	11.13%
Mg	7.65%	7.60%	8.19%	8.38%	8.36%	7.80%	7.83%	8.09%	7.93%
Si en fengita para geobarómetro	<b>3.08</b>	<b>3.07</b>	<b>3.08</b>	<b>3.07</b>	<b>3.13</b>	<b>3.04</b>	<b>3.02</b>	<b>3.03</b>	<b>3.08</b>

*Anexo G Análisis con microsonda en mica blanca de Pirén*

Tabla G2: Análisis con microsonda en mica tipo I con contenido alto de Ba ( BaO ≥ 5.2% ) en muestra de sulfuros macizos de Pirén Alto. Los análisis están hechos en el mismo cristal en que se realizaron los análisis de la Tabla G1 de este Anexo.

MUESTRA	54.3A					
ANÁLISIS	L951231a					
PUNTO	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub> %	42.223	39.983	40.480	39.985	40.184	42.061
TiO <sub>2</sub> %	0.197	0.387	0.340	0.307	0.290	0.419
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	25.876	25.821	27.083	26.356	26.218	27.255
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %						
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	<b>0.498</b>	<b>1.469</b>	<b>1.036</b>	<b>0.596</b>	<b>0.984</b>	<b>0.745</b>
FeO %	5.774	5.624	4.293	5.321	5.102	3.533
MnO %	0.030	0.000	0.014	0.031	0.000	0.000
MgO %	2.494	1.889	2.283	2.015	2.084	2.522
CaO %	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na <sub>2</sub> O %	0.231	0.209	0.315	0.256	0.317	0.150
K <sub>2</sub> O %	6.978	6.999	7.467	7.150	7.372	8.421
BaO %	<b>5.239</b>	<b>10.176</b>	<b>9.649</b>	<b>9.535</b>	<b>8.797</b>	<b>7.773</b>
SUMA %	<b>89.540</b>	<b>92.557</b>	<b>92.960</b>	<b>91.552</b>	<b>91.348</b>	<b>92.879</b>
Formula ajustada a 22 Oxígenos						
Si	6.346	6.104	6.082	6.119	6.133	6.206
Aliv	1.654	1.896	1.918	1.881	1.867	1.794
Ti	0.022	0.044	0.038	0.035	0.033	0.046
Alvi	2.929	2.749	2.877	2.873	2.849	2.946
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr <sup>3+</sup>	0.059	0.177	0.123	0.072	0.119	0.087
Fe <sup>2+</sup>	0.726	0.718	0.539	0.681	0.651	0.436
Mn <sup>2+</sup>	0.004	0.000	0.002	0.004	0.000	0.000
Mg	0.559	0.430	0.511	0.460	0.474	0.555
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.067	0.062	0.092	0.076	0.094	0.043
K	1.338	1.363	1.431	1.396	1.435	1.585
Ba	0.309	0.609	0.568	0.572	0.526	0.449
Suma cationes	<b>14.013</b>	<b>14.153</b>	<b>14.182</b>	<b>14.169</b>	<b>14.181</b>	<b>14.148</b>
Si/Aliv	3.837	3.219	3.170	3.253	3.284	3.460
Si/Alt	1.385	1.314	1.268	1.287	1.300	1.309
(Fe+Mg)/(CatVI)	0.214	0.187	0.170	0.185	0.182	0.161
Al	78.11%	80.19%	82.03%	80.65%	80.73%	82.71%
Fe	12.37%	12.39%	9.23%	11.55%	11.15%	7.61%
Mg	9.52%	7.42%	8.75%	7.80%	8.12%	9.68%
Si en fengita para geobarómetro	<b>3.17</b>	<b>3.05</b>	<b>3.04</b>	<b>3.06</b>	<b>3.07</b>	<b>3.10</b>

Anexo G Análisis con microsonda en mica blanca de Pirén

Tabla G3: Análisis de microsonda en mica con Ba tipo I ( $1% < \text{BaO} \leq 2.2%$ ). Los análisis fueron hechos en dos cristales diferentes (Anexo D, Figuras D4 a D6).

MUESTRA	54.3A							
ANÁLISIS	L951231a						L960107b	
PUNTO	12	13	14	15	16	26	5	9
SiO <sub>2</sub> %	42.069	41.896	41.633	41.233	41.316	43.791	40.805	40.758
TiO <sub>2</sub> %	0.250	0.274	0.270	0.282	0.285	0.182	0.192	0.198
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	29.165	28.489	28.525	28.460	27.822	27.748	27.695	28.780
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %								
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0.687	0.747	0.595	0.633	0.542	0.243	0.582	0.479
FeO %	3.534	4.257	4.350	4.429	4.279	4.126	4.730	4.588
MnO %	0.000	0.012	0.119	0.046	0.000	0.000	0.071	0.000
MgO %	2.111	2.328	2.232	2.180	2.288	2.605	2.043	2.306
CaO %	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na <sub>2</sub> O %	0.189	0.295	0.363	0.399	0.291	0.322	0.332	0.319
K <sub>2</sub> O %	8.367	8.403	8.272	7.910	7.749	8.673	7.742	7.447
BaO %	7.856	7.594	7.970	8.360	8.905	6.220	8.613	9.156
SUMA %	94.228	94.295	94.329	93.932	93.477	93.910	92.805	94.031
Formula ajustada a 22 Oxígenos								
Si	6.105	6.099	6.081	6.061	6.117	6.304	6.097	6.011
Aliv	1.895	1.901	1.919	1.939	1.883	1.696	1.903	1.989
Ti	0.027	0.030	0.030	0.031	0.032	0.020	0.022	0.022
Alvi	3.094	2.987	2.991	2.992	2.972	3.013	2.973	3.013
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr <sup>3+</sup>	0.079	0.086	0.069	0.074	0.063	0.028	0.069	0.056
Fe <sup>2+</sup>	0.429	0.518	0.531	0.544	0.530	0.497	0.591	0.566
Mn <sup>2+</sup>	0.000	0.001	0.015	0.006	0.000	0.000	0.009	0.000
Mg	0.457	0.505	0.486	0.478	0.505	0.559	0.455	0.507
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.053	0.083	0.103	0.114	0.084	0.090	0.096	0.091
K	1.549	1.561	1.541	1.483	1.464	1.593	1.476	1.401
Ba	0.447	0.433	0.456	0.482	0.517	0.351	0.504	0.529
Suma cationes	14.135	14.206	14.222	14.204	14.166	14.149	14.195	14.185
Si/Aliv	3.223	3.209	3.169	3.127	3.249	3.718	3.203	3.021
Si/Alt	1.224	1.248	1.238	1.229	1.260	1.339	1.250	1.202
(Fe+Mg)/(CatVI)	0.144	0.165	0.164	0.165	0.168	0.172	0.169	0.173
Al	84.92%	82.69%	82.84%	82.83%	82.43%	81.68%	82.34%	82.34%
Fe	7.30%	8.77%	8.96%	9.15%	9.00%	8.62%	9.98%	9.31%
Mg	7.78%	8.55%	8.20%	8.03%	8.57%	9.70%	7.68%	8.35%
Si en fengita para geobarómetro	3.05	3.05	3.04	3.03	3.06	3.15	3.05	3.01



Anexo G Análisis con microsonda en mica blanca de Pirén

Tabla G4: Análisis con microsonda de micas tipo II ( $1\% < \text{BaO} \leq 2.2\%$ ) ubicadas en el contacto entre bandas de sulfuros macizos y esquistos micáceos (Anexo D, Figuras D7 y D8).

MUESTRA	54.3B								
ANÁLISIS	L960106b								
PUNTO	36	37	38	39	40	41	42	43	44
SiO <sub>2</sub> %	44.809	45.180	44.403	43.618	44.469	44.951	44.052	45.103	43.701
TiO <sub>2</sub> %	0.240	0.195	0.197	0.309	0.332	0.309	0.279	0.232	0.173
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	29.802	30.269	30.934	29.840	30.104	29.738	30.157	31.684	28.292
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %									
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0.048	0.111	0.077	0.133	0.012	0.041	0.000	0.000	0.029
FeO %	3.311	3.045	2.929	3.647	3.625	3.134	3.506	2.641	5.561
MnO %	0.041	0.026	0.044	0.023	0.053	0.056	0.120	0.000	0.018
MgO %	2.467	2.537	2.273	2.275	2.701	2.651	2.310	2.167	2.562
CaO %	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na <sub>2</sub> O %	0.352	0.290	0.356	0.407	0.360	0.398	0.394	0.472	0.232
K <sub>2</sub> O %	9.859	10.539	10.398	9.468	9.726	9.781	9.669	10.120	9.275
BaO %	<b>2.013</b>	<b>1.642</b>	<b>1.685</b>	<b>2.019</b>	<b>2.193</b>	<b>2.158</b>	<b>1.963</b>	<b>1.944</b>	<b>1.231</b>
SUMA %	<b>92.942</b>	<b>93.834</b>	<b>93.296</b>	<b>91.739</b>	<b>93.575</b>	<b>93.217</b>	<b>92.450</b>	<b>94.363</b>	<b>91.074</b>
Formula ajustada a 22 Oxígenos									
Si	6.294	6.279	6.207	6.219	6.224	6.296	6.227	6.214	6.291
Aliv	1.706	1.721	1.793	1.781	1.776	1.704	1.773	1.786	1.709
Ti	0.025	0.020	0.021	0.033	0.035	0.033	0.030	0.024	0.019
Alvi	3.228	3.237	3.302	3.234	3.190	3.204	3.251	3.359	3.091
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr <sup>3+</sup>	0.005	0.012	0.009	0.015	0.001	0.005	0.000	0.000	0.003
Fe <sup>2+</sup>	0.389	0.354	0.342	0.435	0.424	0.367	0.414	0.304	0.669
Mn <sup>2+</sup>	0.005	0.003	0.005	0.003	0.006	0.007	0.014	0.000	0.002
Mg	0.517	0.526	0.474	0.484	0.564	0.554	0.487	0.445	0.550
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.096	0.078	0.096	0.113	0.098	0.108	0.108	0.126	0.065
K	1.767	1.869	1.854	1.722	1.737	1.748	1.744	1.779	1.703
Ba	0.111	0.089	0.092	0.113	0.120	0.118	0.109	0.105	0.069
Suma cationes	<b>14.142</b>	<b>14.189</b>	<b>14.196</b>	<b>14.150</b>	<b>14.175</b>	<b>14.143</b>	<b>14.157</b>	<b>14.142</b>	<b>14.172</b>
Si/Aliv	3.690	3.649	3.461	3.492	3.504	3.694	3.512	3.479	3.682
Si/Alt	1.276	1.266	1.218	1.240	1.253	1.283	1.239	1.208	1.311
(Fe+Mg)/(CatVI)	0.147	0.142	0.132	0.149	0.160	0.150	0.146	0.122	0.198
Al	84.49%	84.93%	86.20%	84.52%	83.41%	84.21%	84.79%	87.29%	79.74%
Fe	6.66%	6.06%	5.79%	7.33%	7.13%	6.30%	6.99%	5.16%	11.12%
Mg	8.85%	9.00%	8.01%	8.15%	9.47%	9.50%	8.22%	7.55%	9.13%
Si en fengita para geobarómetro	<b>3.15</b>	<b>3.14</b>	<b>3.10</b>	<b>3.11</b>	<b>3.11</b>	<b>3.15</b>	<b>3.11</b>	<b>3.11</b>	<b>3.15</b>

Anexo G Análisis con microsonda en mica blanca de Pirén

Tabla G5: Análisis con microsonda de micas tipo II ( $1\% < \text{BaO} \leq 2.2\%$ ) ubicadas en el contacto entre bandas de sulfuros macizos y esquistos micáceos (Anexo D, Figuras D7 y D8).

MUESTRA	54.3B									
ANÁLISIS	L960106b									
PUNTO	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
SiO <sub>2</sub> %	44.553	45.201	34.475	45.177	43.609	45.359	45.635	36.924	44.784	45.175
TiO <sub>2</sub> %	0.245	0.214	0.103	0.205	0.093	0.157	0.247	0.092	0.264	0.168
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	30.085	30.121	23.778	31.083	28.024	30.888	30.034	25.643	30.578	30.699
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %										
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0.019	0.075	0.000	0.034	0.000	0.089	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO %	3.820	3.118	17.030	3.145	6.549	3.310	2.648	14.288	3.040	2.947
MnO %	0.056	0.081	0.467	0.030	0.097	0.021	0.000	0.284	0.056	0.026
MgO %	2.593	2.537	8.406	2.490	4.253	2.472	2.543	5.636	2.532	2.422
CaO %	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000
Na <sub>2</sub> O %	0.224	0.160	0.182	0.359	0.241	0.325	0.322	0.218	0.190	0.264
K <sub>2</sub> O %	10.050	10.310	4.430	10.244	8.907	10.223	10.118	5.974	10.450	10.453
BaO %	1.786	2.022	1.041	1.944	1.144	1.773	2.006	0.969	1.844	1.815
SUMA %	93.431	93.839	89.912	94.711	92.917	94.617	93.553	90.032	93.738	93.969
Formula ajustada a 22 Oxígenos										
Si	6.238	6.292	5.352	6.225	6.183	6.250	6.342	5.629	6.237	6.266
Aliv	1.762	1.708	2.648	1.775	1.817	1.750	1.658	2.371	1.763	1.734
Ti	0.026	0.022	0.012	0.021	0.010	0.016	0.026	0.011	0.028	0.018
Alvi	3.203	3.234	1.702	3.273	2.866	3.266	3.262	2.236	3.257	3.285
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr <sup>3+</sup>	0.002	0.008	0.000	0.004	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.447	0.363	2.211	0.362	0.777	0.381	0.308	1.822	0.354	0.342
Mn <sup>2+</sup>	0.007	0.010	0.061	0.004	0.012	0.002	0.000	0.037	0.007	0.003
Mg	0.541	0.526	1.945	0.511	0.899	0.508	0.527	1.281	0.526	0.501
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Na	0.061	0.043	0.055	0.096	0.066	0.087	0.087	0.064	0.051	0.071
K	1.795	1.831	0.877	1.801	1.611	1.797	1.794	1.162	1.857	1.850
Ba	0.098	0.110	0.063	0.105	0.064	0.096	0.109	0.058	0.101	0.099
Suma cationes	14.180	14.148	14.927	14.176	14.304	14.163	14.112	14.670	14.179	14.167
Si/Aliv	3.541	3.684	2.021	3.507	3.403	3.571	3.826	2.374	3.539	3.614
Si/Alt	1.257	1.273	1.230	1.233	1.320	1.246	1.289	1.222	1.243	1.249
(Fe+Mg)/(CatVI)	0.160	0.145	0.600	0.141	0.266	0.144	0.137	0.465	0.142	0.137
Al	83.39%	84.75%	51.14%	85.24%	73.65%	84.94%	85.49%	59.76%	85.09%	85.62%
Fe	7.51%	6.22%	25.99%	6.12%	12.21%	6.46%	5.35%	23.63%	6.00%	5.83%
Mg	9.09%	9.03%	22.87%	8.64%	14.14%	8.60%	9.16%	16.61%	8.91%	8.54%
Si en fengita para geobarómetro	3.12	3.15	2.68	3.11	3.09	3.12	3.17	2.81	3.12	3.13

*Anexo G Análisis con microsonda en mica blanca de Pirén*

**Tabla G6: Análisis con microsonda en mica tipo II con alto contenido de BaO (1%<BaO≤2.2%). La mica analizada está en contacto con pirita en el límite entre banda de sulfuros y banda de esquistos micáceos (Anexo D, Figuras D9 y D10).**

MUESTRA	54.3B									
ANÁLISIS	L951230a									
PUNTO	62	63	64	65	66	68	69	70	71	72
SiO <sub>2</sub> %	45.967	45.421	46.191	44.647	46.183	46.703	46.455	45.657	46.048	46.025
TiO <sub>2</sub> %	0.254	0.262	0.277	0.260	0.210	0.237	0.195	0.205	0.242	0.272
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	29.991	29.927	30.221	28.746	30.082	29.033	29.345	29.467	29.655	29.471
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %										
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0.051	0.015	0.000	0.088	0.000	0.026	0.107	0.015	0.000	0.095
FeO %	2.946	3.157	2.866	3.497	3.113	2.711	2.756	3.333	2.496	2.770
MnO %	0.052	0.000	0.026	0.032	0.000	0.021	0.012	0.006	0.076	0.067
MgO %	2.708	2.540	2.469	2.432	2.608	2.784	2.636	2.552	2.535	2.565
CaO %	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na <sub>2</sub> O %	0.372	0.377	0.262	0.318	0.236	0.247	0.286	0.280	0.337	0.321
K <sub>2</sub> O %	10.252	9.931	10.118	9.495	10.293	10.452	10.353	10.126	9.964	10.368
BaO %	<b>2.020</b>	<b>2.191</b>	<b>1.942</b>	<b>2.070</b>	<b>1.771</b>	<b>1.504</b>	<b>1.549</b>	<b>1.782</b>	<b>2.091</b>	<b>1.848</b>
SUMA %	<b>94.613</b>	<b>93.821</b>	<b>94.372</b>	<b>91.585</b>	<b>94.496</b>	<b>93.718</b>	<b>93.694</b>	<b>93.423</b>	<b>93.444</b>	<b>93.802</b>
<b>Formula ajustada a 22 Oxígenos</b>										
Si	6.335	6.319	6.359	6.363	6.356	6.460	6.430	6.367	6.399	6.388
Aliv	1.665	1.681	1.641	1.637	1.644	1.540	1.570	1.633	1.601	1.612
Ti	0.026	0.027	0.029	0.028	0.022	0.025	0.020	0.021	0.025	0.028
Alvi	3.206	3.225	3.263	3.192	3.236	3.193	3.217	3.210	3.256	3.208
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr <sup>3+</sup>	0.006	0.002	0.000	0.010	0.000	0.003	0.012	0.002	0.000	0.010
Fe <sup>2+</sup>	0.340	0.367	0.330	0.417	0.358	0.314	0.319	0.389	0.290	0.321
Mn <sup>2+</sup>	0.006	0.000	0.003	0.004	0.000	0.002	0.001	0.001	0.009	0.008
Mg	0.556	0.527	0.507	0.517	0.535	0.574	0.544	0.531	0.525	0.531
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.099	0.102	0.070	0.088	0.063	0.066	0.077	0.076	0.091	0.086
K	1.802	1.762	1.777	1.726	1.807	1.844	1.828	1.801	1.766	1.836
Ba	0.109	0.119	0.105	0.116	0.096	0.082	0.084	0.097	0.114	0.100
Suma cationes	<b>14.151</b>	<b>14.132</b>	<b>14.083</b>	<b>14.097</b>	<b>14.117</b>	<b>14.103</b>	<b>14.103</b>	<b>14.128</b>	<b>14.076</b>	<b>14.130</b>
Si/Aliv	3.805	3.758	3.877	3.888	3.867	4.195	4.096	3.899	3.996	3.962
Si/Alt	1.300	1.288	1.297	1.318	1.303	1.365	1.343	1.315	1.318	1.325
(Fe+Mg)/(CatVI)	0.146	0.146	0.138	0.153	0.146	0.145	0.141	0.150	0.134	0.139
Al	84.47%	84.59%	85.42%	83.80%	84.52%	84.21%	84.73%	84.05%	85.63%	84.98%
Fe	5.89%	6.33%	5.75%	7.23%	6.21%	5.58%	5.65%	6.75%	5.11%	5.67%
Mg	9.65%	9.08%	8.83%	8.97%	9.27%	10.21%	9.63%	9.21%	9.26%	9.36%
Si en fengita para geobarómetro	<b>3.17</b>	<b>3.16</b>	<b>3.18</b>	<b>3.18</b>	<b>3.18</b>	<b>3.23</b>	<b>3.22</b>	<b>3.18</b>	<b>3.20</b>	<b>3.19</b>

Anexo G Análisis con microsonda en mica blanca de Pirén

Tabla G7: Los análisis L951217a – 81 a 85 con microsonda en Mica blanca tipo fengita paralela a la foliación (S2) para la cual se tienen valores mayores en los bordes y menores en el centro para Si\*. Los análisis L951215b - 36 a 40 realizados con microsonda en mica perpendicular al dominio de la foliación (S2), formada en un evento posterior al que dio origen a la foliación predominante ya que se tienen valores menores en los bordes y mayores en el centro (Anexo D, Figuras D11 y D12).

MUESTRA ANÁLISIS PUNTO	54.1A									
	L951217a					L951215b				
	81	82	83	84	85	36	37	38	39	40
SiO <sub>2</sub> %	47.886	46.553	46.350	46.600	46.966	45.847	48.416	48.566	47.148	46.206
TiO <sub>2</sub> %	0.282	0.385	0.300	0.402	0.469	0.334	0.295	0.319	0.275	0.339
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	33.637	34.080	35.381	34.962	33.915	35.633	31.168	30.607	32.392	35.871
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %										
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0.089	0.034	0.156	0.012	0.034	0.004	0.019	0.085	0.026	0.077
FeO %	1.070	1.815	1.995	1.850	1.728	1.427	2.052	2.277	2.331	1.085
MnO %	0.052	0.000	0.009	0.121	0.000	0.000	0.000	0.092	0.075	0.000
MgO %	1.394	1.020	0.786	0.890	1.290	0.738	1.963	1.970	1.434	0.733
CaO %	0.000	0.000	0.032	0.032	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na <sub>2</sub> O %	0.561	1.064	1.089	1.240	0.473	1.279	0.679	0.770	0.954	1.263
K <sub>2</sub> O %	9.507	8.951	8.706	8.938	9.727	9.086	9.660	9.380	9.458	8.878
BaO %	0.277	0.167	0.095	0.189	0.095	0.208	0.220	0.266	0.150	0.131
SUMA %	94.755	94.069	94.899	95.236	94.697	94.556	94.472	94.332	94.243	94.583
Formula ajustada a 22 Oxígenos										
Si	6.365	6.252	6.165	6.190	6.273	6.128	6.497	6.532	6.357	6.147
Aliv	1.635	1.748	1.835	1.810	1.727	1.872	1.503	1.468	1.643	1.853
Ti	0.028	0.039	0.030	0.040	0.047	0.034	0.030	0.032	0.028	0.034
Alvi	3.635	3.646	3.711	3.664	3.613	3.740	3.426	3.384	3.504	3.772
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr <sup>3+</sup>	0.009	0.004	0.016	0.001	0.004	0.000	0.002	0.009	0.003	0.008
Fe <sup>2+</sup>	0.119	0.204	0.222	0.206	0.193	0.159	0.230	0.256	0.263	0.121
Mn <sup>2+</sup>	0.006	0.000	0.001	0.014	0.000	0.000	0.000	0.010	0.009	0.000
Mg	0.276	0.204	0.156	0.176	0.257	0.147	0.393	0.395	0.288	0.145
Ca	0.000	0.000	0.005	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.145	0.277	0.281	0.319	0.122	0.331	0.177	0.201	0.249	0.326
K	1.612	1.534	1.477	1.515	1.658	1.549	1.654	1.609	1.627	1.507
Ba	0.014	0.009	0.005	0.010	0.005	0.011	0.012	0.014	0.008	0.007
Suma cationes	13.845	13.916	13.903	13.949	13.898	13.973	13.923	13.911	13.978	13.919
Si/Aliv	3.894	3.576	3.359	3.421	3.633	3.273	4.322	4.449	3.869	3.318
Si/Alt	1.208	1.159	1.112	1.131	1.175	1.092	1.318	1.346	1.235	1.093
(Fe+Mg)/(CatVI)	0.068	0.069	0.064	0.064	0.076	0.051	0.105	0.110	0.092	0.045
Al	93.02%	92.97%	93.62%	93.48%	92.23%	94.82%	88.78%	88.17%	90.33%	95.48%
Fe	2.10%	3.51%	3.75%	3.51%	3.33%	2.69%	4.15%	4.65%	4.61%	2.05%
Mg	4.88%	3.52%	2.63%	3.01%	4.44%	2.48%	7.07%	7.18%	5.06%	2.47%
Si en fengita para geobarómetro (Si*)	3.18	3.13	3.08	3.10	3.14	3.06	3.25	3.27	3.18	3.07

*Anexo G Análisis con microsonda en mica blanca de Pirén*

**Tabla G8: Análisis realizados con microsonda en fengita con mayores contenidos de Si, ubicada en el contacto de Esquistos Micáceos y Sulfuros Macizos (Figura 18 en el texto).**

MUESTRA	54.3B			
ANÁLISIS	L960102b			
PUNTO	33	34	35	36
SiO <sub>2</sub> %	50.372	48.348	50.541	50.282
TiO <sub>2</sub> %	0.060	0.118	0.047	0.045
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	24.804	26.633	24.795	23.480
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %				
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0.019	0.000	0.000	0.000
FeO %	3.817	3.196	3.690	3.971
MnO %	0.030	0.019	0.106	0.107
MgO %	4.100	3.814	4.134	3.948
CaO %	0.000	0.000	0.000	0.000
Na <sub>2</sub> O %	0.034	0.062	0.013	0.013
K <sub>2</sub> O %	10.868	11.001	10.756	10.553
BaO %	0.169	0.779	0.137	0.180
SUMA %	94.273	93.970	94.219	92.579
F%	0.216	0.128	0.229	0.209
H <sub>2</sub> O % calc	5.371	5.880	5.460	7.113
SUMA TOTAL	99.86	99.978	99.908	99.901
Si	6.880	6.660	6.895	6.990
Aliv	1.120	1.340	1.105	1.010
Ti	0.006	0.012	0.005	0.005
Alvi	2.873	2.983	2.882	2.837
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr <sup>3+</sup>	0.002	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.436	0.368	0.421	0.462
Mn <sup>2+</sup>	0.003	0.002	0.012	0.013
Mg	0.835	0.783	0.841	0.818
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.009	0.017	0.003	0.004
K	1.894	1.933	1.872	1.872
Ba	0.009	0.042	0.007	0.010
Suma cationes	14.067	14.141	14.044	14.019
Si/Aliv	6.144	4.969	6.243	6.922
Si/Alt	1.723	1.540	1.730	1.817
(Fe+Mg)/(CatVI)	0.209	0.187	0.209	0.213
Al	75.86%	78.97%	75.96%	75.04%
Fe	8.28%	6.72%	8.02%	9.00%
Mg	15.86%	14.30%	16.02%	15.96%
Si en fengita para geobarómetro	3.44	3.33	3.45	3.50

## **Anexo H**

### **Resultado de análisis por Difracción de Rayos X**

**Anexo H: Resultado de análisis por Difracción de Rayos X**

**Tabla H.1: Resultado de análisis con difracción de rayos x.**

<b>Numero muestra</b>	<b>Tipo de Muestra</b>	<b>Descripción del material</b>	<b>Localidad</b>	<b>Laboratorio, Analista</b>	<b>Identificación de Minerales</b>
VM-11-A	Metachert de Stilpnomelano	Color gris anaranjado	Nihue Norte	<b>SERNAGEOMIN, Eugenia Fonseca</b>	Cuarzo (++), Stilnomelano (+), Zussmanita (±) Hematita (-) Siderita (trazas)
VM-11-B	Metachert de Stilpnomelano	Color gris anaranjado	Nihue Norte	<b>SERNAGEOMIN, Eugenia Fonseca</b>	Cuarzo (++) Plagioclasa (+) Stilpnomelano (±) Zussmanita (-)
153 -RD	Serpentinita	Color gris, roca muy dura	Camino Pirén Alto – Pirén Bajo	<b>SERNAGEOMIN, Eugenia Fonseca</b>	Nepouita 20 Magnesita Espinela férrica
48.3 - A	Alteración en relleno de falla	Color amarillo ocre, pegajoso al tacto	Camino a Colegual Alto	<b>Universidad de Estocolmo, Beatriz Levi</b>	Cuarzo Goethita Mica
48.3 - B	Alteración en relleno de falla	Color gris claro amarillento, sedoso al tacto, húmedo y pegajosos	Camino a Colegual Alto	<b>Universidad de Estocolmo, Beatriz Levi</b>	Cuarzo Mica Goethita (traza)
59.1	Alteración en relleno de falla	Color amarillo claro, ocre al humedecerse, húmedo y pegajoso	Puente de Lingue	<b>Universidad de Estocolmo, Beatriz Levi</b>	Cuarzo Caolinita Mica
119.3 - B	Vetilla en relleno de falla	Color pardo – ocre, húmedo al tacto	El Lingue	<b>Universidad de Estocolmo, Beatriz Levi</b>	Cuarzo Caolinita (o menos probable clorita rica en Fe y esmectita) Calcita (traza)
130.2 - G	Esquisto de Talco y anfíbola	Color blanco grisáceo y verdoso, no absorbe agua	Esterio Pirén	<b>Universidad de Estocolmo, Beatriz Levi</b>	Cuarzo (traza) Talco? Pirofilita?
147.1 - M	Hierro Macizo	Pardo grisáceo, aspecto de gossen	Camino Colegual - Pirén	<b>Universidad de Estocolmo, Beatriz Levi</b>	Cuarzo Goethita Trazas de caolinita posible óxido de Mn
153. - M	Hierro Macizo	Pardo girsáceo, aspecto de gossen	Camino Colegual - Pirén	<b>Universidad de Estocolmo, Beatriz Levi</b>	Cuarzo Goethita Trazas de mica
VM-I	Hierro Macizo	Pardo rojizo, aspecto de gossen	Camino Colegual - Pirén	<b>Universidad de Estocolmo, Beatriz Levi</b>	Cuarzo Goethita Mica



## **Anexo I**

### **Antecedentes de análisis de cymrita, celsian, hialofana y cymrita potásica**

*Anexo I: Antecedentes de análisis de cymrita, celsian, hialofana y cymrita potásica*

**Tabla I1: Análisis de cymrita y celsian según Reinecke (1982). Las muestras analizadas por Reinecke provienen de rocas metamórficas ricas en Mn de la Isla de Andros en Grecia. Además se presentan análisis de cymrita de otras partes del mundo.**

Specimen	1	2 <sup>b</sup>	3	4	5	6 <sup>b</sup>	7 <sup>b</sup>	8	9 <sup>b</sup>	10 <sup>b</sup>	11 <sup>b</sup>	12 <sup>b</sup>	13 <sup>b</sup>	14 <sup>b</sup>	15 <sup>b</sup>
		Published analyses of cymrites						cym 168	cym 215	cym 174 <sup>c</sup>	cym 174 <sup>r</sup>	cels 192/2	cym 192/2	cels 175	cym 175
SiO <sub>2</sub>	44.8	30.3	30.86	32.69	29.8	31.0	31.07	31.9	30.9	32.1	30.6	33.0	31.0	32.4	30.8
TiO <sub>2</sub>	–	0.0	0.41	0.06	0.24	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.5	25.9	25.25	27.53	25.5	26.0	25.45	26.0	25.9	25.4	25.7	26.9	26.0	27.1	26.0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.8	–	–	–	1.72	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MnO	0.3	–	–	–	0.04	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MgO	–	–	–	0.00	0.74	0.2	–	0.0	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
CaO	–	0.0	0.35	0.35	0.47	0.3	–	<0.08	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
BaO	38.5	38.7	38.15	31.98	36.5	38.0	40.18	37.1	38.8	37.7	39.6	39.7	38.7	40.5	38.8
Na <sub>2</sub> O	0.0	0.0	–	0.0	0.06	–	–	<0.05	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
K <sub>2</sub> O	–	0.03	–	0.22	0.11	0.3	–	0.59	0.09	0.75	0.15	0.48	0.22	0.19	0.10
H <sub>2</sub> O	3.1	4.6 <sup>c</sup>	4.56	7.17	4.56	4.5	–	4.34	4.6 <sup>c</sup>	4.7 <sup>c</sup>	4.6 <sup>c</sup>	–	4.6 <sup>c</sup>	–	4.6 <sup>c</sup>
Total	100.0	99.53	99.58	100.00	99.74	100.3	96.70	99.93	100.29	100.65	100.65	100.08	100.52	100.19	100.30
Number of cations on the basis of 8 oxygens <sup>a</sup>															
Si		1.994	2.029			2.010	2.023	2.047	2.012	2.065	2.002	2.040	2.012	2.014	2.006
Al		2.009	1.957			1.987	1.953	1.966	1.988	1.926	1.982	1.960	1.989	1.985	1.996
Σ		4.003	3.986			3.997	3.976	4.013	4.000	3.991	3.984	4.000	4.001	3.999	4.002
Ca		–	0.025			0.021	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ba		0.997	0.983			0.966	1.025	0.932	0.990	0.949	1.015	0.962	0.983	0.986	0.990
K		0.003	–			0.025	–	0.048	0.007	0.062	0.013	0.038	0.018	0.015	0.008
Σ		1.000	1.008			1.012	1.025	0.980	0.997	1.011	1.028	1.000	1.001	1.001	0.998

1=Smith et al. (1949) original analysis; 2=Essene (1967); 3=Carron et al. (1964); 4=Runnels (1964); 5=De Villiers (1970), analysis includes 0.09 wt.% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> and 0.05 wt.% Zn; 6=Fröehlich and Sandra (1973); 7=Aye and Strauss (1975); 8–11=selected cymrites from Vitali/Andros island; 12–15=selected cymrites with cores of relic celsians from Vitali/Andros island

<sup>a</sup> Structural formulas for 3 and 6 were calculated without TiO<sub>2</sub> and MgO contents; structural formulas for 1, 4, and 5 were not calculated because of the poor quality of the analyses

<sup>b</sup> Microprobe analyses: 8–15 are the averages of each 2 to 7 analyses; c=core, r=rim, b.d.=below detection limit

<sup>c</sup> Stoichiometric water content calculated on the basis of 1 molecule H<sub>2</sub>O/8 oxygens

Specimen	BH11–26.8 m			
SiO <sub>2</sub>	32.97	32.55	31.75	32.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.08	24.83	24.50	24.88
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.03	0.13	0.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0.06	0.06	0.14	0.03
MgO	n.d.	0.04	0.11	0.04
CaO	n.d.	n.d.	0.12	n.d.
BaO	36.84	35.78	36.07	37.37
Na <sub>2</sub> O	0.19	0.20	0.12	0.19
K <sub>2</sub> O	0.74	0.87	0.34	0.39
Total	95.98	94.36	93.28	95.79
Formula based on 8 oxygens.				
Si	2.100	2.101	2.083	2.096
Al	1.883	1.889	1.895	1.879
Ti	0.005	0.001	0.006	0.009
Fe	0.003	0.003	0.007	0.001
	3.991	3.994	3.991	3.985
Mg	0.0	0.004	0.011	0.004
Ca	0.0	0.0	0.008	0.0
Ba	0.920	0.905	0.927	0.938
Na	0.023	0.025	0.015	0.024
K	0.060	0.072	0.028	0.032
	1.003	1.006	0.989	0.998

\* Total iron is expressed as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

**Tabla I2: Análisis con microsonda de cymrita, según Fortey y Beddoe Stephen (1982). Las muestras provienen de mineralización estratiforme de Ba-Zn de Scottish Dalradian.**

*Anexo I: Antecedentes de análisis de cymrita, celsian, hialofana y cymrita potásica*  
**Tabla I3: Análisis con microsonda de celsian según Fortey y Beddoe Stephen (1982). Las muestras**  
**proviene de mineralización estratiforme de Ba-Zn de Scottish Dalradian.**

Table I. Electron-microprobe analyses of celsian.														
Analysis	1	2	3	4	5 <sup>1</sup>	6 <sup>1</sup>	7	8	9	10	11 <sup>2</sup>	12	13	
Specimen	CZR3552B		CZR3530		CZR3934A		CZR3909B		BEZ-7.5m		BH7-81.6m			
SiO <sub>2</sub>	31.80	37.20	31.07	32.68	35.48	37.32	35.78	32.64	34.10	34.07	33.19	34.50	33.05	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.67	28.56	26.35	28.04	24.84	24.49	24.42	27.27	26.01	27.26	27.11	25.71	26.79	
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	0.07	nd	0.10	-	-	-	nd	0.09	0.05	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0.28	0.65	0.36	0.46	0.06	0.03	0.12	-	-	-	-	-	-	
MgO	nd	0.15	nd	nd	0.02	0.01	0.03	-	-	-	-	-	-	
CaO	nd	0.02	nd	nd	0.01	nd	0.02	-	-	-	-	-	-	
BaO	39.84	33.84	39.92	38.66	36.82	35.83	35.45	39.43	36.26	38.90	38.26	37.17	38.36	
Na <sub>2</sub> O	0.08	nd	nd	0.24	0.24	0.13	0.30	0.10	0.25	0.14	0.09	0.15	0.07	
K <sub>2</sub> O	0.31	1.18	0.24	0.71	0.59	0.62	2.14	0.33	2.76	0.73	0.45	0.95	0.57	
Total	99.98	101.60	99.99	100.80	98.13	98.43	98.36	99.77	99.38	101.09	99.10	98.57	98.89	
Formulae based on 32 oxygens.														
Si	7.906	8.510	7.740	7.966	8.725	9.010	8.765	8.081	8.368	8.248	8.192	8.508	8.204	
Al	8.107	7.700	8.323	8.055	7.199	6.969	7.050	7.957	7.524	7.780	7.884	7.172	7.836	
Ti	-	-	-	-	0.013	0.0	0.018	-	-	-	0.0	0.016	0.008	
Fe	0.052	0.112	0.067	0.084	0.011	0.005	0.022	-	-	-	-	-	-	
	16.065	16.322	16.130	16.105	15.948	15.984	15.855	16.038	15.892	16.028	16.076	16.000	16.048	
Mg	0.0	0.051	0.0	0.0	0.007	0.004	0.011	-	-	-	-	-	-	
Ca	0.0	0.005	0.0	0.0	0.003	0.0	0.005	-	-	-	-	-	-	
Ba	3.881	3.033	3.897	3.692	3.548	3.389	3.403	3.825	3.488	3.692	3.700	3.592	3.732	
Na	0.039	0.0	0.0	0.113	0.114	0.061	0.142	0.048	0.120	0.064	0.044	0.072	0.032	
K	0.098	0.344	0.076	0.221	0.185	0.191	0.669	0.104	0.864	0.224	0.140	0.300	0.180	
	4.018	3.433	3.973	4.026	3.857	3.645	4.230	3.977	4.472	3.980	3.884	3.972	3.944	
Molecular proportions.														
%Si	96.6	89.8	98.1	91.7	92.2	93.1	80.8	96.2	78.0	92.8	95.3	90.3	94.6	
%Al	1.0	0.0	0.0	2.8	3.0	1.7	3.3	1.2	2.7	1.6	1.1	1.8	0.8	
%Fe	2.4	11.2	1.9	5.5	4.8	5.2	15.9	2.6	19.3	5.6	3.6	7.6	4.6	
Analysis 14 <sup>2</sup> 15 16 17 18 19 20 21 22														
Specimen	BH11-26.8m				BH3-23.12m		BH8-143.6m		BH9-28.6m					
SiO <sub>2</sub>	33.26	33.17	33.47	33.68	35.75	32.66	33.71	37.84	36.30					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.80	26.78	27.25	27.21	24.78	26.16	27.03	26.45	26.56					
TiO <sub>2</sub>	nd	nd	nd	0.02	-	-	-	-	-					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0.03	0.06	0.04	0.06	-	-	-	-	-					
MnO	0.05	nd	0.05	0.02	-	-	-	-	-					
MgO	nd	nd	0.01	0.02	-	-	-	-	-					
CaO	nd	nd	nd	nd	-	-	-	-	-					
BaO	38.23	38.06	36.43	37.77	35.80	39.05	37.19	32.10	35.68					
Na <sub>2</sub> O	0.19	0.16	0.17	0.15	0.30	0.12	0.19	0.41	0.36					
K <sub>2</sub> O	0.65	0.84	0.51	0.54	1.19	0.21	0.58	2.12	1.65					
Total	99.21	99.07	97.92	99.45	97.82	98.20	98.70	98.92	100.55					
Formulae based on 32 oxygens.														
Si	8.215	8.206	8.240	8.236	8.772	8.220	8.276	8.852	8.608	Notes for Tables I, II, and III:				
Al	7.802	7.808	7.908	7.844	7.168	7.760	7.820	7.292	7.424					
Ti	0.0	0.0	0.0	0.004	-	-	-	-	-	<sup>1</sup> Analyses by J.A.T. Smellie.				
Fe	0.006	0.011	0.008	0.004	-	-	-	-	-					
	16.023	16.025	16.156	16.088	15.940	15.980	16.096	16.144	16.032	<sup>2</sup> Analyses previously given by Coats et al. (1980) and reproduced by permission of the Institute of Mining and Metallurgy.				
Mn	0.010	0.0	0.012	0.004	-	-	-	-	-					
Mg	0.0	0.0	0.0	0.0	-	-	-	-	-					
Ca	0.0	0.0	0.0	0.0	-	-	-	-	-					
Ba	3.700	3.689	3.516	3.620	3.444	3.852	3.580	2.944	3.316					
Na	0.091	0.077	0.080	0.072	0.144	0.060	0.092	0.184	0.164	*Total iron is expressed as Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				
K	0.205	0.265	0.160	0.168	0.372	0.068	0.180	0.632	0.500	nd not detected.				
	4.006	4.031	3.768	3.864	3.960	3.980	3.852	3.760	3.980	- not analysed..				
Molecular proportions.														
%Si	92.6	91.5	93.6	93.7	86.9	96.8	92.9	78.3	83.3	Details of the specimens and their sample localities are given by Coats et al. (1981).				
%Al	2.3	1.9	2.1	1.9	3.6	1.5	2.4	4.9	4.1					
%Fe	5.1	6.6	4.3	4.4	9.5	1.7	4.7	16.8	12.6					

Anexo I: Antecedentes de análisis de cymrita, celsian, hialofana y cymrita potásica

Tabla I4: Análisis con microsonda de hyalofano según Fortey y Beddoe Stephen (1982). Las muestras provienen de mineralización estratiforme de Ba-Zn de Scottish Dalradian.

**Table II.** Electron-microprobe analyses of hyalophane. (Notes as for Table 1)

Analysis	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Specimen	BH7-40.6m						BH7-81.6m	BH9 - 28.6m	
SiO <sub>2</sub>	52.72	52.58	53.88	53.53	53.92	53.98	50.66	48.69	48.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.05	21.04	21.13	20.28	21.22	21.52	22.05	24.39	24.50
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.11	0.11	0.16	0.06	0.12	nd	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0.04	0.04	0.02	0.12	0.03	0.07	nd	-	-
MgO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	-	-
CaO	0.02	0.01	0.01	nd	0.01	nd	nd	-	-
BaO	13.58	14.96	13.41	13.38	13.50	13.70	18.44	20.11	20.27
Na <sub>2</sub> O	1.43	1.33	1.44	1.45	1.36	1.37	1.11	1.18	1.27
K <sub>2</sub> O	9.11	8.68	9.08	9.24	9.15	9.09	7.71	6.22	5.71
Total	97.97	98.75	99.09	98.14	99.26	99.85	99.97	100.59	100.20
Formulae based on 32 oxygens									
Si	10.864	10.837	10.929	10.995	10.925	10.880	10.560	10.152	10.132
Al	5.112	5.111	5.052	4.908	5.067	5.112	5.416	5.992	6.040
Ti	0.004	0.017	0.017	0.024	0.009	0.018	0.0	-	-
Fe	0.004	0.006	0.003	0.016	0.005	0.011	0.0	-	-
Ca	0.004	0.002	0.002	0.0	0.002	0.0	0.0	-	-
Ba	1.096	1.208	1.066	1.076	1.072	1.082	1.408	1.644	1.660
Na	0.572	0.531	0.566	0.576	0.534	0.535	0.448	0.476	0.516
K	2.396	2.282	2.350	2.420	2.365	2.337	2.052	1.656	1.524
	4.068	4.023	3.984	4.072	3.973	3.954	3.908	3.776	3.700
%Cm	27.0	30.0	26.8	26.4	27.0	27.4	36.0	43.5	44.9
%Ab	14.1	13.2	14.2	14.1	13.5	13.5	11.5	12.6	13.9
%Or	59.0	56.8	59.0	59.4	59.5	59.1	52.5	43.9	41.2

**Table III.** Electron-microprobe analyses of barian muscovite. (Notes as for Table 1)

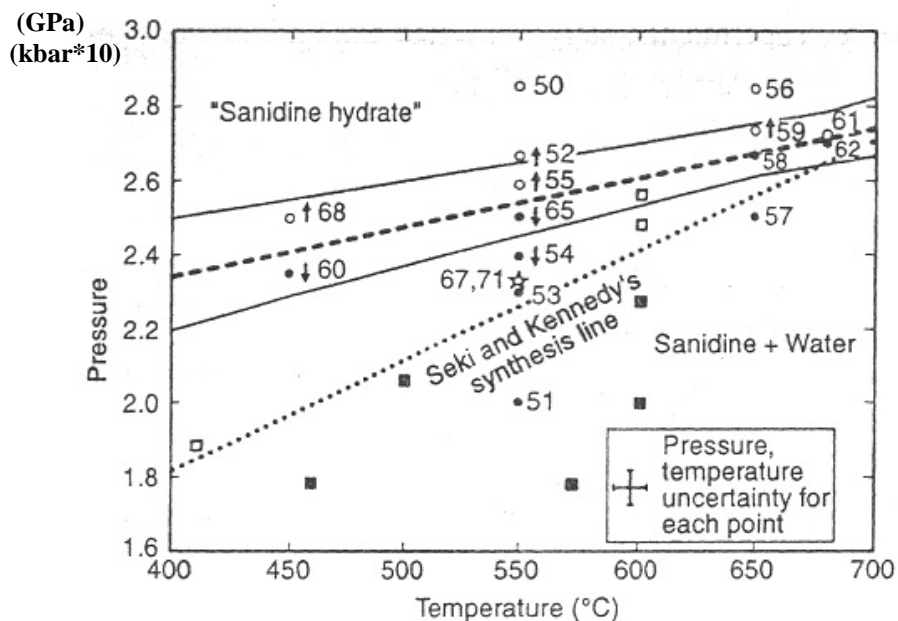
Analysis	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Specimen	BH7-36.7m		BH7-81.6m		BHS-135.0m			BH11-26.8m		BH7-40.	
SiO <sub>2</sub>	45.0	45.6	45.5	46.6	43.1	43.0	42.8	43.9	44.0	44.5	44.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.8	30.9	29.5	29.3	32.0	32.0	32.0	29.8	29.6	30.0	30.0
TiO <sub>2</sub>	0.99	0.97	1.74	1.69	1.16	1.13	1.13	1.67	1.48	1.52	1.46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	1.05	1.33	0.71	0.61	0.33	0.38	0.35	1.58	1.57	1.12	1.17
MnO	-	-	-	-	-	-	-	0.05	0.05	-	-
MgO	1.94	2.08	3.80	3.58	2.27	2.43	2.39	3.06	2.89	2.28	2.31
CaO	nd	0.02	nd	nd	nd	0.01	nd	0.01	0.02	0.01	0.01
BaO	3.94	4.03	6.40	5.96	8.17	8.25	7.93	5.71	5.89	5.92	6.07
Na <sub>2</sub> O	0.45	0.45	0.15	0.16	0.45	0.44	0.46	0.14	0.21	0.34	0.37
K <sub>2</sub> O	9.25	9.24	8.60	8.78	7.59	7.43	7.42	8.83	8.66	8.91	8.71
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	0.06	0.04	-	-
Total	93.42	94.42	96.40	96.68	95.07	95.07	94.48	94.81	94.41	93.48	94.36
Formulae based on 22 oxygens											
Si	6.27	6.28	6.24	6.34	6.05	6.04	6.03	6.16	6.20	6.24	6.24
Al <sup>IV</sup>	1.73	1.72	1.76	1.66	1.95	1.96	1.97	1.84	1.80	1.76	1.76
K	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al <sup>VI</sup>	3.33	3.29	3.01	3.04	3.34	3.33	3.36	3.08	3.12	3.20	3.20
Ti	0.10	0.10	0.18	0.17	0.12	0.12	0.12	0.18	0.16	0.16	0.15
Fe	0.11	0.14	0.07	0.06	0.04	0.04	0.04	0.17	0.17	0.12	0.13
Mg	0.40	0.43	0.78	0.73	0.48	0.51	0.50	0.64	0.61	0.48	0.48
Y	3.94	3.96	4.04	4.00	3.98	4.00	4.02	4.07	4.06	3.96	3.96
Ca	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ba	0.22	0.22	0.34	0.32	0.45	0.45	0.44	0.31	0.33	0.33	0.33
Na	0.12	0.12	0.04	0.04	0.12	0.12	0.13	0.04	0.06	0.09	0.10
K	1.64	1.62	1.51	1.52	1.36	1.33	1.34	1.58	1.56	1.60	1.56
X	1.98	1.96	1.89	1.88	1.93	1.90	1.91	1.93	1.95	2.02	1.99

Anexo I: Antecedentes de análisis de cymrita, celsian, hialofana y cymrita potásica

Tabla I5: Resultados experimentales en deshidratación de cymrita potásica (Thompson *et al*, 1998).

Run number	<i>P</i> of synthesis (Gpa)	<i>T</i> of synthesis (° C)	Weight loss (0–300° C) (%)	Weight loss (300–550° C) (%)	Weight loss (550–800° C) (%)
72.1	2.855	450	0.51	5.38	0.31
50.1	2.855	550	0.03	4.77	0.28
50.2	2.855	550	0.25	4.81	0.31
22.1	2.868	550	0.56	5.07	0.5
17.1	2.923	550	0.61	5.27	0.03
16.1	2.930	550	0.51	5.85	0.00
56.1	2.855	650	0.75	4.50	0.37
56.2	2.855	650	0.90	4.42	0.29
77.1	2.855	680	0.60	4.66	0.27
77.2	2.855	680	0.35	4.42	0.27
75.1	2.737	500	0.34	5.42	0.13
76.1	2.737	600	0.27	5.15	0.27
61.1	2.721	680	0.89	4.59	0.37

Figura II. Campo de estabilidad obtenido para cymrita potásica (sanidina hidratada) en experimentos de síntesis a partir de sanidina + agua (Thompson *et al*, 1998).



## **Anexo J**

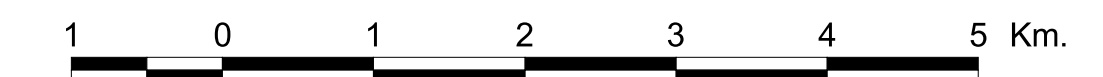
### **Mapa geológico y perfil estructural de la Hoja Queule**



# MAPA GEOLÓGICO DE HOJA QUEULE

Proyección Universal Transversal de Mercator UTM Z18

ESCALA 1 : 50.000



## LITOLOGÍA

### PLEISTOCENO - HOLOCENO

- Depósitos de playas compuestos por arenas, gravas y ripios litorales (Holoceno)
- Depósitos de playas y eólicos compuestos por gravas, ripios litorales, y campos de dunas de arenas medias a gruesas (Pleistoceno Medio - Holoceno)
- Depósitos fluviales, glaciafluviales y estuarinos compuestos por gravas, ripios, arenas medias a gruesas, abanicos aluviales y conos de eyección (Pleistoceno Medio - Holoceno)
- Depósitos fluviales y estuarinos compuestos por areniscas volcánicas (Pleistoceno Medio)
- Depósito fluvial de gravas cuarcíferas (Pleistoceno Inferior - Medio)

### OLIGOCENO - MIOCENO

- Formación Santo Domingo compuesta por areniscas y arcillas de color azul, con una fase clástica fina de cuarzo y micas (Mioceno Inferior- Mioceno Medio)

### DEVÓNICO - TRIÁSICO SERIE OCCIDENTAL DEL BASAMENTO METAMÓRFICO COMPLEJO METAMÓRFICO BAHÍA MANSÁ

#### Subunidades Litológicas Mayores

- Esquistos Verdes, Esquistos Cuarzo Micáceos y Esquistos Cuarzo Feldeopáticos
- Esquistos Cuarzo Micáceos y Esquistos Cuarzo Feldeopáticos
- Metacherts, Esquistos Verdes y Esquistos Cuarzo Micáceos
- Metacherts, Esquistos Verdes y Esquistos Cuarzo Feldeopáticos

#### Subunidades Litológicas Menores

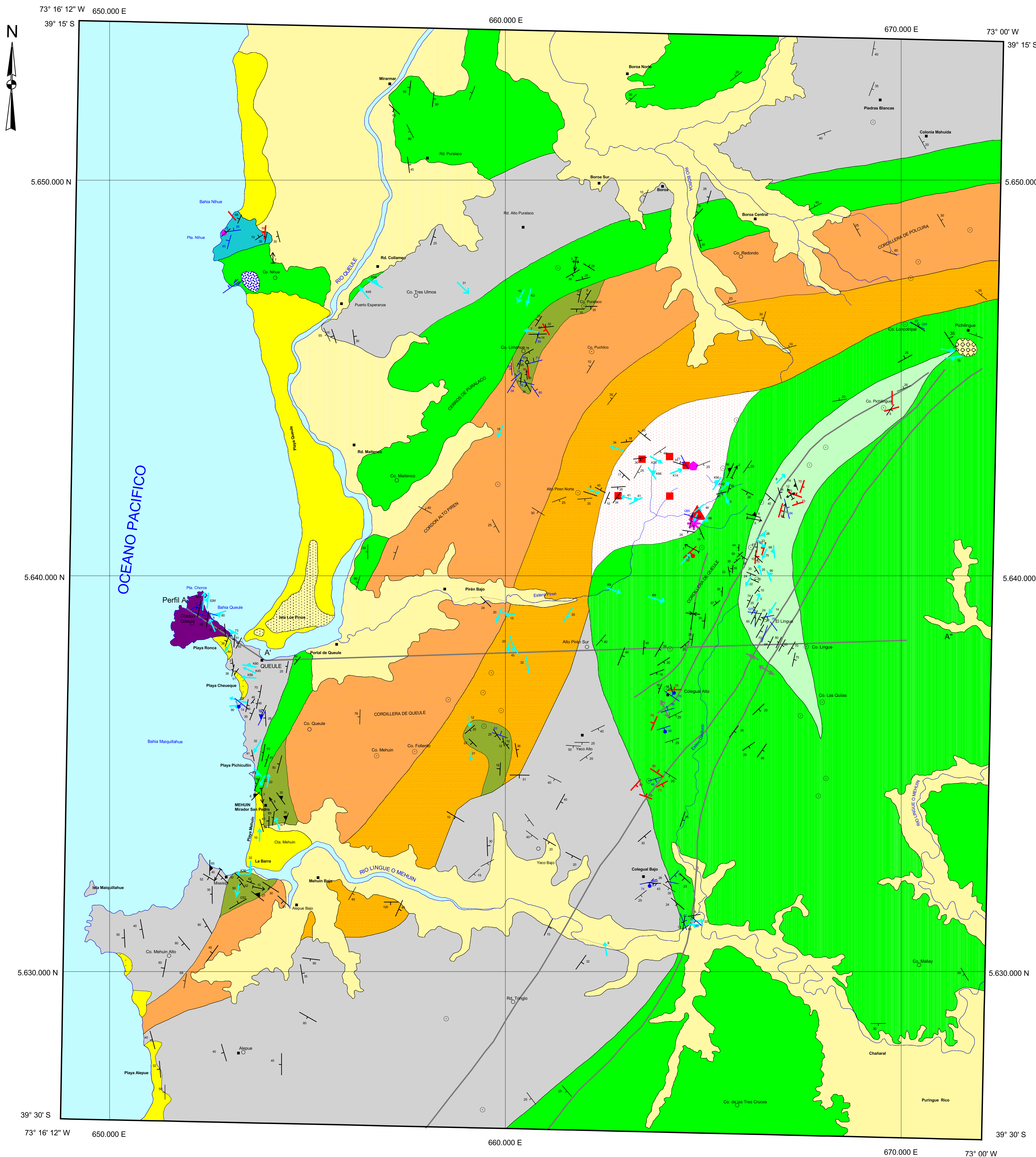
- Metacherts, Esquistos Verdes, Esquistos Cuarzo Micáceos y Esquistos Cuarzo Feldeopáticos que hospedan a Cuerpos de Hierro Macizo, Sulfuros Macizos, Serpentinita y Esquistos de Talco y Anfíbola
- Cotículas ocasionalmente con magnetita, Esquistos Verdes con Magnetita. Incluye ocasionalmente a Esquistos Cuarzo Micáceos y Esquistos Cuarzo Feldeopáticos
- Metacherts de Stipnomelano, de Stipnomelano y Zussmanita, con Bandas de Siderita, Esquistos Verdes y Esquistos Cuarzo Feldeopáticos con abundantes porfiroblastos milimétricos de Albita
- Esquistos Cuarzo Micáceos con Biotita
- Esquistos Verdes y Esquistos Cuarzo Feldeopáticos
- Sulfuro Macizo de Hierro - Cobre - Zinc
- Cuerpo de Hierro Macizo (Hematita - Limonita)
- Esquisto de Talco y Anfíbola con bandas de Limonita - Hematita
- Serpentinita
- Metachert de Stipnomelano - Zussmanita

## ESTRUCTURAS

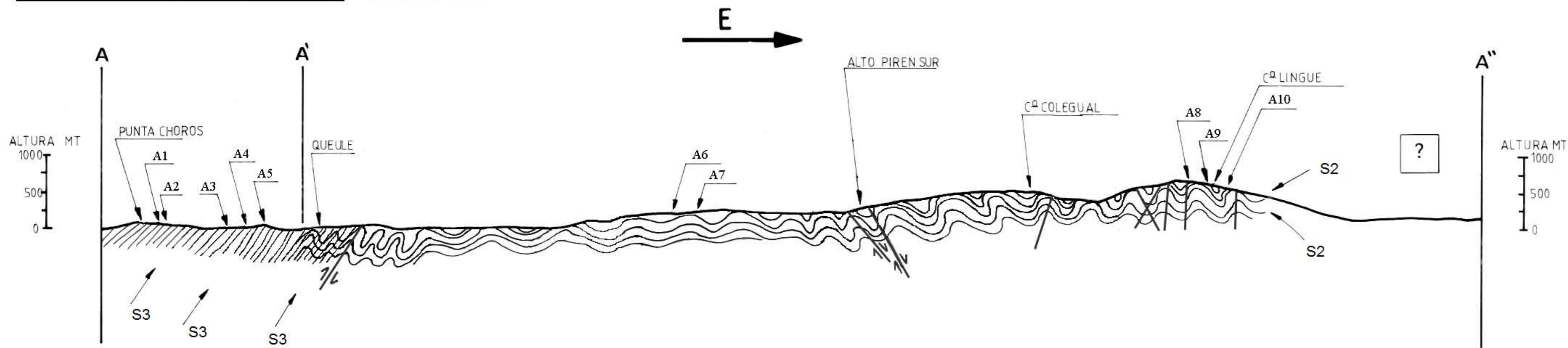
- Rumbo y manto de foliación
- Eje de anticlinal hectamétrico Inferido
- Eje de sinclinal hectamétrico Inferido
- Eje y buzamiento de pliegues decamétricos
- Rumbo y manto de plano axial de pliegues decamétricos
- Eje y buzamiento de pliegues métricos y decimétricos
- Rumbo y manto de plano axial de pliegues métricos y decimétricos
- Eje y buzamiento de pliegue tipo Kink
- Rumbo y manto de plano axial de pliegue tipo Kink
- Rumbo y manto de fractura
- Rumbo de fractura vertical
- Falla inversa
- Falla normal
- Falla de rumbo dextral
- Falla de rumbo sinistral
- Rumbo y manto de fractura rellena con Limonita - Hematita - Arcilla - Cuarzo
- Rumbo y manto de Falla normal rellena con Limonita - Hematita - Arcilla - Cuarzo
- Rumbo de fractura vertical rellena con Limonita - Hematita - Arcilla - Cuarzo

## GEOGRAFÍA

- Cursos de Agua
- Cumbre de Cerros con cota entre 120 - 400 metros sobre el nivel del mar
- Cumbre de Cerros con cota entre 401 - 723 metros sobre el nivel del mar
- Edificación, Casa, Caserío, Pueblo





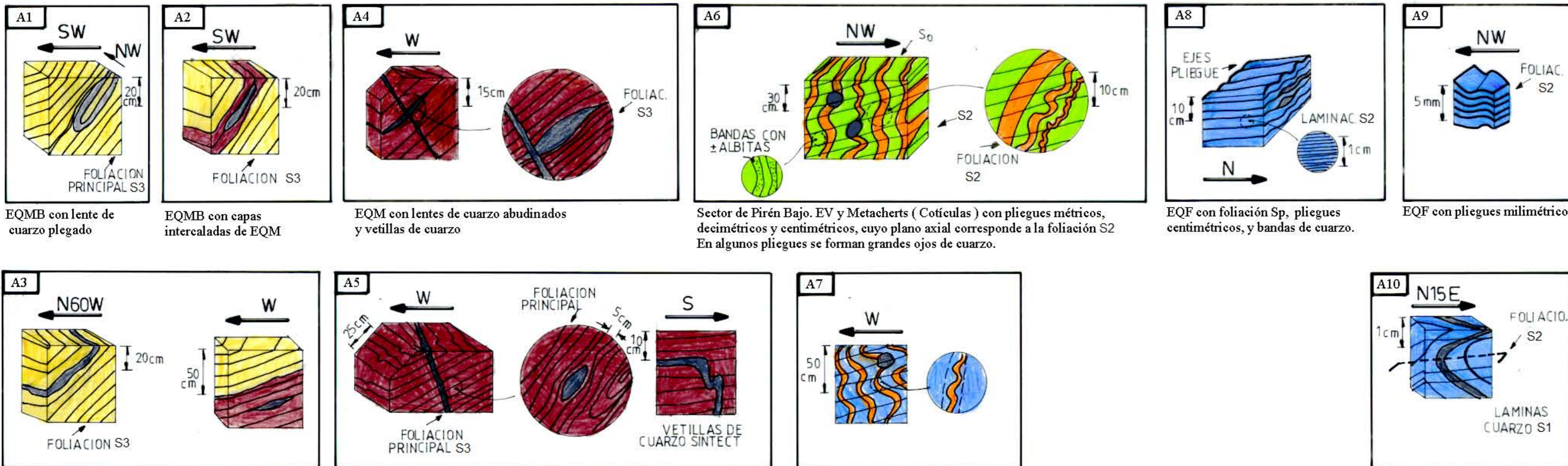


**Leyenda Geológica**

**Estructuras**

- S2 **Foliación Predominante**
- S3 **Foliación en el margen costero**
- Falla Inversa**
- Falla Normal**
- Fractura**

**Esquemas de detalles litológicos en el perfil A - A' - A''**



**A1** EQMB con lente de cuarzo plegado

**A2** EQMB con capas intercaladas de EQM

**A3** Contacto entre EQMB y EQM paralelo a la foliación S3 en una transición gradual de EQM a EQMB. Ambos esquistos incluyen láminas de cuarzo abundado

**A4** EQM con lentes de cuarzo abudados y vetillas de cuarzo

**A5** Sector de Playa Cheuque. EQM con pliegues tipo kink, pliegues decimétricos, ojos de cuarzo y vetillas deformadas sintectónicamente a S3

**A6** Sector de Pirén Bajo. EV y Metacherts ( Cotículas ) con pliegues métricos, decimétricos y centimétricos, cuyo plano axial corresponde a la foliación S2. En algunos pliegues se forman grandes ojos de cuarzo.

**A7** Afloramientos en quebradas al Sur de Pirén Bajo. EQF y Metacherts ( Cotículas ) con pliegues métricos, decimétricos y centimétricos, cuyo plano axial corresponde a la foliación S2. En algunos pliegues se presentan ojos de cuarzo.

**A8** EQF con foliación Sp, pliegues centimétricos, y bandas de cuarzo.

**A9** EQF con pliegues milimétricos.

**A10** EQF con pliegues decimétricos y bandas de cuarzo plegadas.

**Litología**

- Esquisto Cuarzo Micáceo con Biotita (EQMB)**
- Esquisto Cuarzo Micáceo (EQM)**
- Esquisto Verde (EV)**
- Metachert y Cotícula**
- Bandas, lentes, vetillas y ojos de cuarzo**
- Esquisto Cuarzo Micáceo Feldespático (EQF)**