



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

GEOQUÍMICA Y MINERALOGÍA DE LOS CUERPOS SERPENTINÍTICOS DEL
COMPLEJO OFIOLÍTICO DEL CENTRO SUR DE CHILE

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

EDUARDO ANDRÉS SALAZAR ARIAS

PROFESOR GUÍA:
FERNANDO BARRA PANTOJA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MARTIN REICH MORALES
JOSÉ MARIA GONZÁLEZ JIMÉNEZ

Este trabajo ha sido financiado por Proyecto FONDECYT 1110345

SANTIAGO DE CHILE
2015

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Eduardo Andrés Salazar Arias
FECHA: 06/03/2015
PROFESOR GUÍA: Fernando Barra Pantoja

GEOQUÍMICA Y MINERALOGÍA DE LOS CUERPOS SERPENTINÍTICOS DEL COMPLEJO OFIOLÍTICO DEL CENTRO SUR DE CHILE

En el presente trabajo se realiza un análisis mineralógico y geoquímico de tres afloramientos de serpentinitas pertenecientes a la Serie Occidental del centro-sur de Chile, específicamente en el sector de Voipire, ubicado en las cercanías de Villarica; Quitratue, localidad cercana al poblado de Gorbea; y Palo Blanco, ubicado al este de la comuna de Loncoche.

El estudio mineralógico se enfocó en la identificación de las fases del grupo de la serpentina con el objeto de determinar condiciones de presión y temperatura de la serpentización. Para ello se utilizó difracción de rayos X (DRX) y espectroscopía Raman; los datos obtenidos con esta técnica se trataron mediante al software Matlab para lograr identificar los máximos característicos para cada fase. En todas las localidades de detectó antigorita, lizardita o ambas.

Por otro lado, se realizó un estudio de elementos mayores, menores y trazas, lo que permitió dar una aproximación al protolito y ambiente de serpentización de cada una de las muestras, dando como resultado una roca primigenia harzburgítica o dunítica con un ambiente de serpentización abisal y/o de subducción.

La presencia de olivino neometamórfico, analizado mediante microsonda electrónica, y textura coronítica de serpentina en torno a ellos sugiere procesos de serpentización durante a convección dentro del canal de subducción. En este contexto, las rocas fueron sometidas a temperaturas cercanas a 400°C, para luego ser adosadas en la serie de alta presión del prisma de acreción. Por otra parte, los isótopos estables de cloro, que sugieren distintas fuentes de fluidos serpentinizantes, permite interpretar que no se trata de un solo gran complejo ofiolítico desmembrado sino a una serie de bloques tectónicos relacionables a un gran *melange* serpentinitico y posiblemente emplazados durante un periodo extenso de tiempo durante el Paleozóico hasta el cese de la acreción.

Dedicado a mi abuelita Sara, por su entereza, coraje y sabiduría.

Agradecimientos

A todos los miembros de la comisión, quienes siempre estuvieron dispuestos a escuchar y encausar mis ideas y disparates. A mi profesor guía, Fernando Barra, quien confió en mis capacidades y me dio la oportunidad de desarrollar mi creatividad en el ámbito de la Geología para al fin descubrir de qué están hechos los cerros. Le agradezco por la paciencia, la severidad y el cariño con el que motivó mi trabajo. Al profesor Martin Reich, quien en cada reunión de 5 minutos en su oficina lograba, en una pequeña frase, cuestionar todo lo que estaba haciendo; gracias por inculcarme que el fundamento de las cosas siempre es importante, especialmente para el regocijo propio. Gracias a José María, que desde el primer momento confió en mis capacidades, sin escatimar tiempo para resolver cada una de mis dudas sobre las rocas verdes y dándome toda la confianza necesaria para creerme el cuento. A todos ellos agradezco de corazón por enseñarme que no se pueden hacer gigantes con pies de barro.

A mis amigos de Bachillerato que hasta el día de hoy me han acompañado, incluso, siendo compañeros hasta el día de hoy en la carrera. A Coto, Pita, Nata, Waldo y Migue, que siempre fueron un apoyo y grandes amistades hasta el día de hoy. A Rucio y Fabian, con quienes comparto, y he compartido, las bondades y desdichas de la vida; gracias por estar siempre ahí y pedir perdón cuando era necesario en las noches de estudio. Gracias Fabi por ser la buena persona que eres, siempre dispuesto a tenerme la mano cuando más lo necesité.

A mis amigos, Gatti, Mati, Cheix, Maibe, Tati, Arturo, Sole, Chicoria, Compañera Cata, Compadre Leo, Tammy y Maestro Silva. Gracias de todo corazón por sus enseñanzas y los momentos lindos que hemos compartido. Cada brindis fue y ha sido una experiencia notable para mi desarrollo como persona, por lo cual les agradezco con el alma. Tammy, gracias por ayudarme con el mapa y con mis problemas existenciales.

A mis amigos de la U: Ñaña, Ale, Saúl, Vale, Churry, Roxy, Clau, Ore, Gaby y al estimaso. Gracias por darme su tiempo, compartir sus vidas, tristezas, alegrías, carcajadas y ayudarme cuando fue necesario. Nada hubiese sido igual sin la participación de las Aspergirls y los odiosos que nos dábamos cuenta de ello. Gaby, gracias por esas noches de conversación de té, cerveza o jugo de piña con mango; he aprendido mucho gracias a tu forma de ver el mundo. Estimaso, compañero y amigo, gracias por todo; gran parte de este trabajo se lo debo a usted.

Gracias Dani, por tu ayuda, cariño, entrega, ternura e inocencia. Gracias a este año por haberte conocido y construir lo que tenemos. Gracias por cada visita del té y por los abrazos de ánimo.

A mi familia, a cada uno de ellos. Gracias a mis padres y hermana, por ser los grandes pilares de mi proceso como persona, gracias por aguantarme, amarme y apoyarme en todos los proyectos que se me han ocurrido. Gracias a mis primos, Claudia, Carlos y Óscar, por ser algunos de mis primeros ejemplos a seguir. Gracias Christian, Pame, Tato <3, Vicho, Renata, abuelitos y tía Margarita, por entregarme todo el cariño que cualquier persona querría tener. Gracias a mi tía Magaly por ser la costurera oficial; sin ella no hubiese tenido pantalones para los terrenos.

Tabla de contenido

1. Introducción.....	1
1.1 Formulación del estudio.....	1
1.2 Objetivos.....	2
1.2.1 Objetivo general.....	2
1.2.2 Objetivos específicos.....	2
1.3 Hipótesis de trabajo.....	3
2. Zona de estudio.....	4
2.1 Geografía y clima.....	4
2.2 Ubicación y vías de acceso.....	5
2.2.1 Voipire.....	5
2.2.2 Quitratue.....	6
2.2.3 Palo Blanco.....	7
3. Marco Geológico.....	8
4. Marco Teórico.....	11
4.1 Petrogénesis.....	11
4.2 Mineralogía.....	13
4.3 Petrología.....	16
4.3.1 Fluidos serpentinizantes.....	16
4.3.2 Serpentinización.....	16
4.4 Geoquímica.....	20
4.4.1 Elementos Mayores y Traza.....	20
4.4.2 Isotopos estables.....	21
5. Metodología.....	22
5.1 Mineralogía.....	22
5.1.1 Difracción de Rayos X.....	22
5.1.2 Espectroscopía Raman.....	23
5.2 Geoquímica.....	25
5.2.1 Microsonda electrónica.....	25
5.2.2 Fluorescencia de Rayos X.....	25
6. Resultados.....	26
6.1 Litología y Petrografía.....	26

6.1.1 Quitratue.....	26
6.1.2 Voipire.....	29
6.1.3 Palo Blanco	31
6.2 Mineralogía.....	33
6.2.1 Difracción de Rayos X.....	33
6.2.2 Espectroscopía Raman	35
6.3 Geoquímica.....	39
6.3.1 Geoquímica de Roca Total.....	39
6.3.2 Composición mineral	50
7. Discusiones.....	51
7.1 Condiciones presión-temperatura	51
7.2 Protolito	53
7.2.1 Dunita.....	53
7.2.2 Clinopiroxenita.....	55
7.3 Ambiente de serpentinización.....	56
7.4 Modelo geodinámico	59
8. Conclusiones.....	61
Bibliografía.....	62
Anexos.....	69
Anexo 1.....	70
Anexo 2.....	102
Anexo 3.....	113
Anexo 4.....	116
Anexo 5.....	119
Anexo 6.....	122
Anexo 7.....	124

1. Introducción

1.1 Formulación del estudio

El estudio de rocas ultramáficas, fundamentalmente peridotitas, es de relevancia para entender los procesos geológicos que ocurren en el manto y la evolución de este en el tiempo. En general, los afloramientos de rocas ultramáficas son escasos y muchas veces se encuentran alterados a serpentina. De ahí radica la importancia de entender los procesos de serpentización y determinar el origen de los fluidos serpentinizantes para así establecer dónde ocurrió la serpentización, el tipo de roca parental y cómo el proceso de alteración ha modificado la composición original de la peridotita.

En la Serie Occidental del centro sur de Chile existen diversos cuerpos ultramáficos serpentizados de los cuales existe escasa información petrológica, mineralógica y química. A principios y mediados de los años 70 varios investigadores realizaron estudios de reconocimiento de algunos de estos cuerpos serpentiniticos dentro del marco de un programa de exploración de metales base realizado por el entonces Instituto de Investigaciones Geológicas, actual Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN).

A pesar de la relevancia de los cuerpos ultramáficos para entender la evolución geológica del margen continental de Chile durante el Paleozoico, se desconoce cuál es la génesis de estos cuerpos serpentiniticos, como se emplazaron en la corteza, ni cuál fue el origen de los fluidos responsables del proceso de serpentización.

Con el objeto de cubrir esas lagunas de conocimiento, se propone un trabajo enfocado en la zona de Voipire, ubicado en las cercanías de Villarica; Quitratue, localidad cercana al poblado de Gorbea; y el sector de Palo Blanco, ubicado al este de la comuna de Loncoche, para efectuar un estudio mineralógico y geoquímico de los procesos de serpentización que afectaron a estas rocas ultramáficas, y así obtener mayor información sobre la evolución geológica de la Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Confeccionar un modelo mineralógico-geoquímico de la evolución y origen de los cuerpos serpentínicos del complejo ofiolítico de la Cordillera de la Costa entre los 30° y los 39° S.

1.2.2 Objetivos específicos

- Determinar las fases minerales del grupo de la serpentina mediante petrografía, difracción de rayos X, y espectroscopía Raman.
- Determinar protolito y su ambiente de hidratación.
- Determinar origen, comportamiento y signature química de los fluidos acuosos involucrados en el proceso de serpentización.
- Establecer la trayectoria de presión y temperatura de las fases minerales del grupo de la serpentina.
- Establecer la relación entre la locación geográfica actual y los procesos inherentes de exhumación que tuvieron lugar en el prisma de acreción en el cual ahora se encuentran encajados estos cuerpos.

1.3 Hipótesis de trabajo

Si bien es cierto que los cuerpos ultramáficos de la Serie Occidental de la Cordillera de la Costa están definidos como un complejo ofiolítico desmembrado (Hervé, 1974), aún no existen respuestas concluyentes respecto a si corresponde a una ofiolita desmembrada así como el ambiente tectónico en el cual se formó. El estudio mineralógico-geoquímico de estas rocas permitirá aportar antecedentes respecto al ambiente tectónico de formación, el protolito de las serpentinitas y el proceso de hidratación al cual pudieron haber estado expuestas, estableciendo, además, el tipo de fluidos que interactuaron con las rocas. Así, será posible determinar si las rocas están asociadas a procesos asociados a una zona abisal, de subducción o supra-subducción, además de establecer de mejor manera las transiciones de fase entre cada uno de los minerales del grupo de la serpentina, los cuales serán de utilidad para esclarecer el proceso de exhumación dentro de un prisma de acreción.

2. Zona de estudio

2.1 Geografía y clima

La IX Región de la Araucanía se encuentra entre el 38.35° y 39.45° S, limitando con la VIII Región del Bio Bio por el norte y la X Región de los Ríos por el sur, con Argentina en el este y el Océano Pacífico en el oeste.

Se distinguen las morfologías de gran parte del país, vale decir: planicies litorales, Cordillera de la Costa y Cordillera de los Andes.

La Cordillera de la Costa en el norte de la región se denomina Cordillera de Nahuelbuta, la cual progresivamente disminuye su altura hasta el río Toltén, donde comienza la llamada Cordillera de Mahuidanchi.

La Cordillera de los Andes por su parte, disminuye su altura con respecto al norte, alcanzando una altura promedio de 2000m, con cuerpos volcánicos asociado al sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui, donde resaltan el Tolhuaca, Copahue, Llaima y, cercano a la zona de estudio, el Villarrica.

La depresión intermedia se caracteriza por morfologías asociadas a avance glaciar, como valles en forma de “U” y los numerosos lagos existentes en la región; todo esto relacionado al último máximo glaciar reportado perteneciente al Pleistoceno tardío (Zech et al., 2009).

El clima de la zona es templado cálido lluvioso con influencia mediterránea, correspondiente a la denominada selva valdiviana. Esto provoca la presencia de una gran cuantía de vegetación, siendo el paisaje montañoso dominado por bosques de araucaria y lenga en los sectores altos; y raulí, mañío y coigüe en las partes más bajas. Los sectores no boscosos presentan praderas con amplio dominio de coirón. Además de ello, es posible encontrar extensas áreas forestales dominadas casi exclusivamente por conáceas.

2.2 Ubicación y vías de acceso

2.2.1 Voipire

Los cerros de Voipire ubicados a 7 km al suroeste de Villarrica presentan una cubierta de suelo bastante desarrollada y vegetación extensa en toda su envergadura, existiendo, además de flora autóctona, áreas privadas con plantaciones de coníferas para su explotación.

Lo citado anteriormente dificultó la localización de afloramientos, por lo cual se utilizó como base de referencia los reportes publicados por el entonces Instituto de Investigaciones Geológicas (Cruzat et al., 1976) y las cartas topográficas del IGM para acotar las posibles zonas de afloramiento.

Para acceder al lugar fue necesario seguir la vía S-91 para luego continuar hacia el sur por la S-65. Luego de aproximadamente 5.5 km se toma una vía local hacia el sur para luego girar, 2 km después, hacia el interior de los cerros, en dirección este.

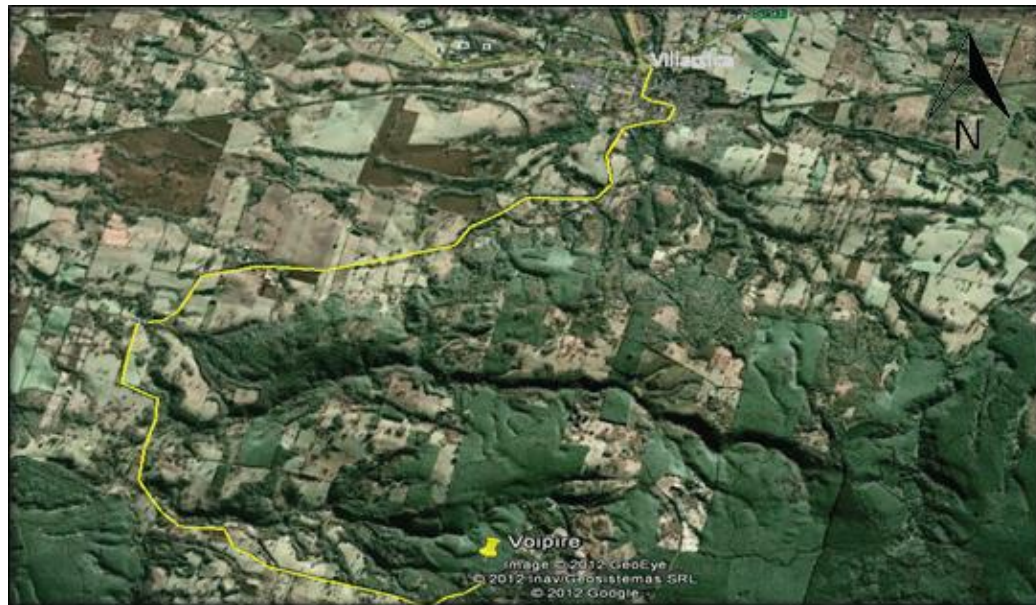


Fig. 1. Vía de acceso para el sector de Voipire.

2.2.2 Quitratue

Los cerros estudiados se encuentran 6 km al sur de la comuna de Gorbea. Para acceder a ellos se debe ingresar a una vía denominada “Sexta Faja”, donde existen diversas bifurcaciones que permiten llegar a los distintos afloramientos. Ingresando a la propiedad de la forestal Mininco se puede acceder a gran parte de la zona oeste de estos cerros, para lo cual es necesario el uso de un vehículo 4x4 ya que los caminos están diseñados para maquinaria pesada.



Fig. 2. Vía de acceso para el sector de cerro Mirador, Quitratue.

2.2.3 Palo Blanco

Ubicado a 10.7 km. de Loncoche, siguiendo el antiguo camino a Calafquén, se ubica el sector de “Palo Blanco”. Aproximadamente a unos 1.4km hacia el sur, se encuentra el acceso a un cerro perteneciente a la empresa forestal Mininco, casi inmediatamente después de un corto puente. Unos cuantos kilómetros hacia el interior, y a pesar del extenso desarrollo de suelo existente en la zona, fue posible encontrar afloramientos de serpentinitas al borde del camino trazado en el monte.



Fig. 3. Vía de acceso para el sector de Palo Blanco.

3. Marco Geológico

Las rocas graníticas y metamórficas que conforman el Basamento Metamórfico se distribuyen a lo largo de la costa del centro y sur de Chile desde los 34° a los 45°S (Fig. 4). La edad del Basamento Metamórfico se estimó inicialmente en precámbrica a cámbrica. Alvarez (1970) sugirió que los depósitos de hierro bandeado de la Cordillera de Nahuelbuta son similares en génesis a los yacimientos tipo itabirita. Dicha similitud fue utilizada para establecer una edad más cercana al precámbrico. Por otro lado, diversos autores, utilizando métodos radiométricos, determinan una edad carbonífera para un importante episodio de metamorfismo y plutonismo en el basamento (González-Bonorino, 1970; Munizaga et al., 1973; Hervé et al., 1990).

El basamento puede estar cubierto discordantemente por rocas de distinta edad; así, por ejemplo, en el sector de Huimpil (IX Región) rocas sedimentarias continentales fosilíferas del Triásico Medio yacen sobre el basamento (Parada, 1980), en tanto en el sector situado al oeste de Temuco, lo hacen rocas sedimentarias asignadas al Terciario inferior (Formación Temuco) y las rocas sedimentarias de origen marino de la Formación Cholchol (Rubio, 1993).

La caracterización petrográfica del basamento ha sido tema de estudio de diversos autores (Alvarez, 1970; González-Bonorino, 1970; Aguirre et al., 1972; Hervé, 1974; Oyarzún y Clemmey, 1985). Actualmente, la nomenclatura más utilizada corresponde a la denominación de Aguirre et al. (1972) denominando serie Oriental y Occidental según la orientación geográfica y condiciones de metamorfismo de este cinturón pareado. Ambas series se encuentran en contacto en el área de Purén-Contulmo siguiendo una dirección noroeste (Línea Purén), siendo éste de tipo transicional (Hervé, 1974; Kato, 1985).

La litología de Serie Oriental está constituida por metagrauvascas, metapelitas y rocas córneas asociadas a granitoides. Las facies metamórficas varían desde esquistos verdes a la transición anfíbolita-granulita caracterizada por la zona de sillimanita. Esta asociación representa condiciones de metamorfismo de alta temperatura (400°C a 720°C) e intermedia a baja presión en torno a 3 kbar (Willner et al., 2005).

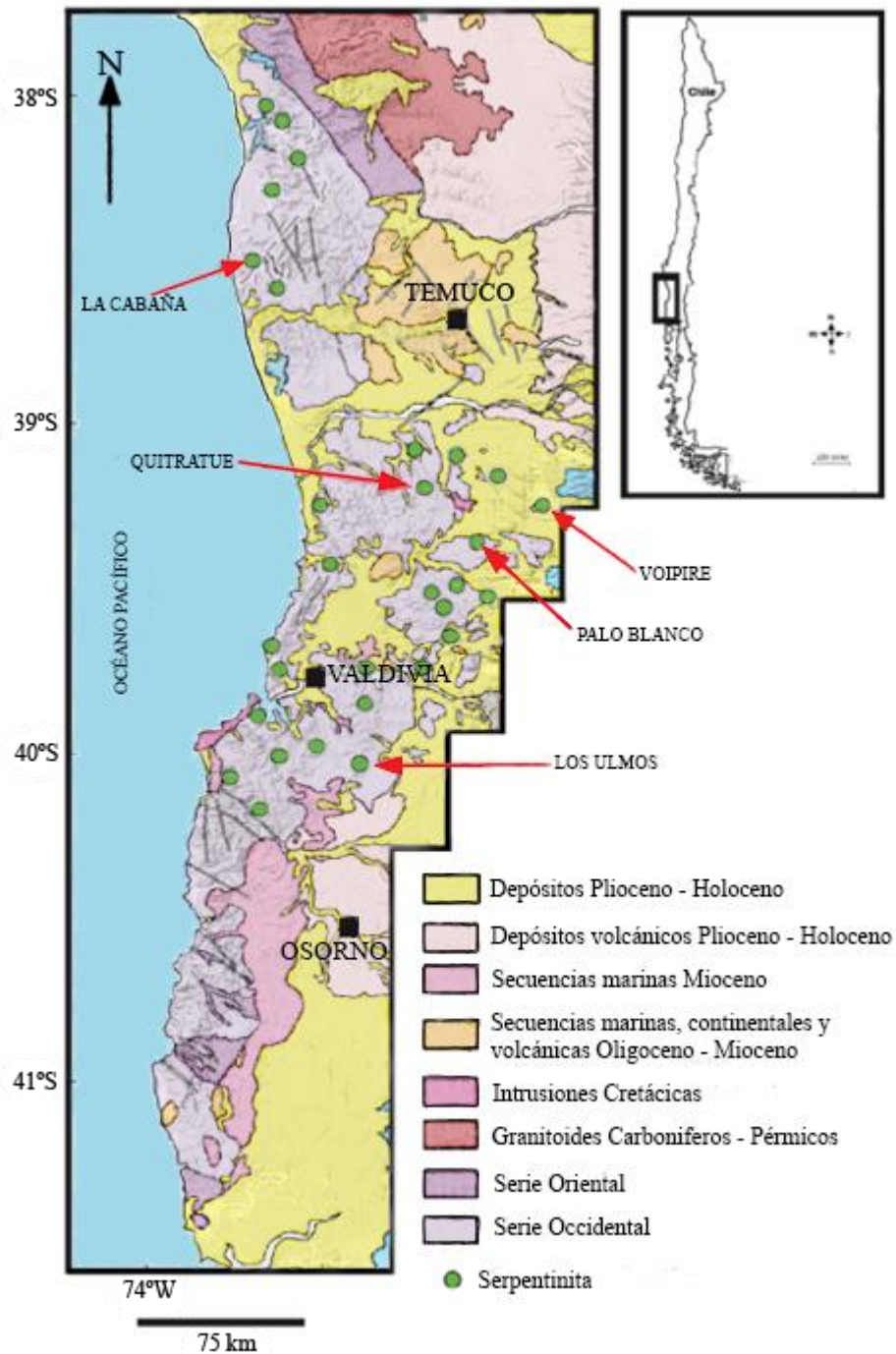


Fig. 4. Mapa de ubicación de cuerpos ultramáficos en la región. Modificado de Alfaro (1982).

Los cuerpos serpentiniticos, al igual que metabasitas, esquistos micáceos y metacherts, se encuentran asociados a la Serie Occidental, la cual posee un grado de metamorfismo bajo relacionado a condiciones de baja temperatura (350°C) y alta presión en torno a 7-11 kbar (Willner et al., 2005). Estos cuerpos, generalmente muy pequeños y de estructura muy foliada, suelen presentarse en forma de diques de extensión limitada.

Las serpentinitas de la región raramente poseen mineralogía relictiva del tipo piroxeno y olivinos. Una excepción la constituye la localidad de Meulén (Muñoz-Cristi, 1931), donde un gran cuerpo serpentinitico espacialmente asociado a las meta pillow-lavas presenta relictos de clinopiroxeno. De esta manera, Hervé (1977) establece que las serpentinitas desarrolladas en esta área derivan de peridotitas que contenían clinopiroxeno.

Otros afloramientos de serpentinitas presentes en la IX Región corresponden a aquellos ubicados en el sector de La Cabaña, en donde se identifican dos áreas de interés; Lavaderos y Centinela Bajo. Vergara (1979) y Alfaro (1980) describen, para el sector de Lavaderos, serpentinita compuesta fundamentalmente por antigorita, distinguiendo escasos relictos de olivino y clinopiroxeno, lo cual hace suponer que la roca parental correspondería a una dunita, con posibles núcleos de wherlita. Además de ello, fue posible identificar vetillas finas de talco y de crisotilo, además de clorita rica en Mg, las cuales acompañan a cromitas granulares diseminadas (Barra et al., 1998; Höfer et al., 2001).

Por otro lado, en el afloramiento de Centinela Bajo se establece que la mayoría de estas rocas contiene fundamentalmente mineralogía primaria relictiva del tipo olivino indicando que la roca correspondería a una dunita parcialmente serpentinizada (Barra et al., 1998). Estudios de XRD muestran que la fase preponderante del grupo de la serpentina es la lizardita con un grado de serpentización variable de 20% a 80% (Barra et al., 1998; Höfer et al., 2001).

Otras fases minerales presentes a nivel de accesorios o traza corresponden a óxidos (cromita y magnetita) y sulfuros (pirita, pentlandita, pirrotina y calcopirita), y ocasionalmente aleaciones de hierro-níquel (awaruita, FeNi_3). Se reconoce, además, la presencia de finas vetillas de carbonato (probablemente magnesita o dolomita) que atraviesan cristales de magnetita, olivino, anfíboles y serpentina (Barra et al., 1998).

4. Marco Teórico

4.1 Petrogénesis

El proceso de serpentización resulta de la interacción de agua con rocas máficas y ultramáficas (i.e., piroxenitas y peridotitas). A partir de la hidratación a cada uno de sus constituyentes -principalmente olivinos y piroxenos- para dar lugar a minerales del grupo de la serpentina. Este proceso de hidratación puede ocurrir en diversos ambientes (Fig. 5), así por ejemplo, en el manto terrestre puede ocurrir a una profundidad máxima de 5 a 7 km inferida mediante tomografía sísmica (Van Avendonk et al., 2011) y sismicidad de intraplaca (Lefeldt et al., 2009).

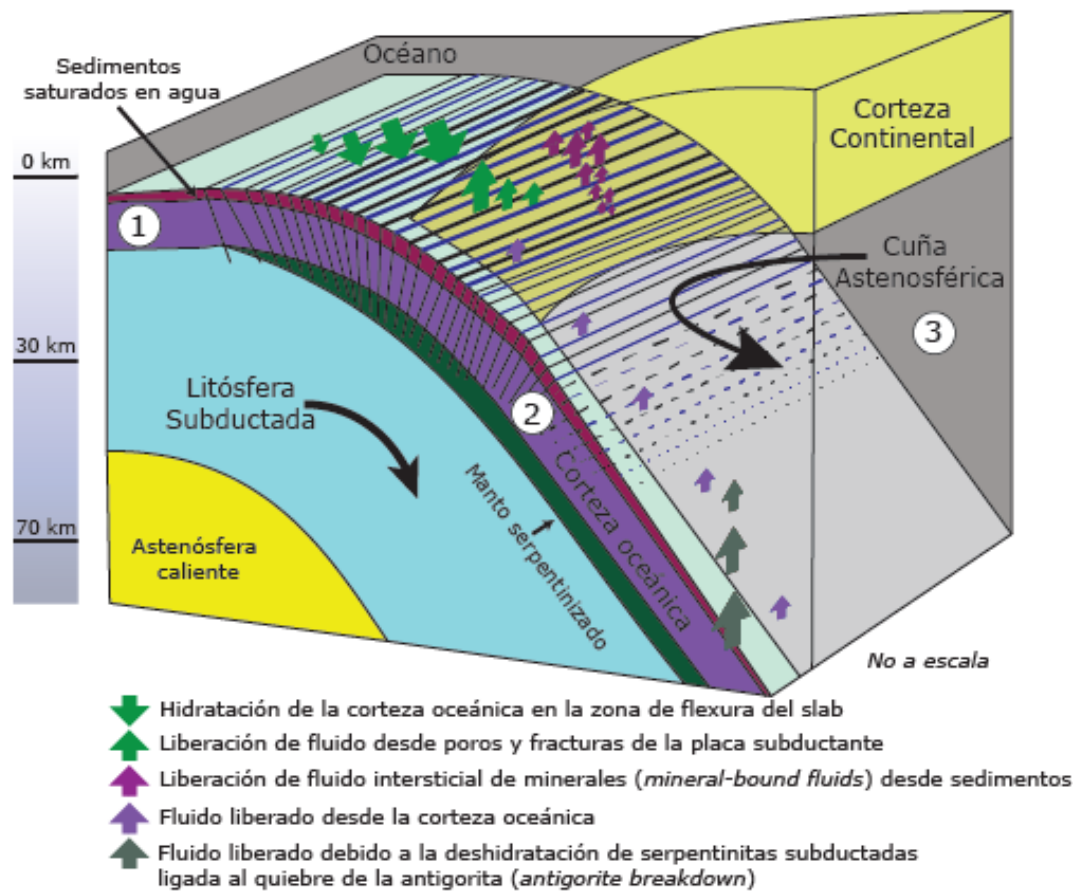


Fig. 5. Modelo esquemático de los distintos ambientes de serpentización: Serpentinitas abisales (1), representan hidratación de peridotitas oceánicas; serpentinitas subductadas (2), asociadas a rocas metamórficas de alta presión y baja temperatura en ambientes de subducción; y serpentinitas de cuña astenosférica (3), que son peridotitas mantélicas hidratadas por fluidos liberados desde la placa subductada. Modificado de Worzewski et al. (2011).

Las serpentinitas se forman, a modo general, en dos ambientes geodinámicos, dentro de los cuales se desprenden distintos mecanismos posibles de hidratación (Fig. 5). Por un lado, las dorsales meso-oceánicas, asociadas a fallas extensivas y fracturas “fuera de eje” (*off-axis fractures*), suelen ser zonas de gran alteración hidrotermal alimentadas por gradientes de temperatura, actividad magmática y fracturamiento de la corteza (Miyashiro et al., 1969),

favoreciendo las condiciones óptimas para la hidratación y subsecuente formación de serpentinitas.

Por otro lado, ambientes ligados a procesos de subducción también dar lugar a procesos de serpentización, en donde el aporte de fluidos proviene tanto de la placa que entra en subducción como de secuencias sedimentarias. Dentro de este contexto existen diversas situaciones en donde este proceso ocurre, estas son: zonas de cuña astenosférica hidratada sobre la placa subductada (zona de suprasubducción, SSZ), el canal de subducción y fallas asociadas con el pandeo de la placa durante la subducción (*slab-bending faulting*) (e.g., Ranero et al., 2003; Barnes et al., 2013). En muchos casos las serpentinitas emplazadas en el continente, que forman parte de los complejos ofiolíticos, son altamente desmembradas y deformadas, lo que dificulta una interpretación tectónica precisa acerca del origen de este tipo de rocas.

La ubicación de rocas serpentizadas en el manto se determina mediante métodos geofísicos. Así, por ejemplo, la disminución de velocidades sísmicas e incremento en la razón V_p/V_s (Reynard, 2013), reflejan un cambio drástico de las condiciones físicas y mecánicas del manto, con un cambio en la densidad de 3,3-4 g/cm^3 a cantidades iguales o menores a 2,3 g/cm^3 debido a la hidratación de los minerales presentes en las peridotitas. Este cambio es sumamente importante para los procesos de subducción (Strating y Vissers, 1991) y exhumación, tanto de serpentinitas como de otras rocas afines tales como las cromititas (Guillot et al., 2009).

Otras implicaciones del proceso de serpentización sin la formación fases minerales con un 13-15% en peso de agua, las cuales pueden sufrir desestabilización al ser expuestas a condiciones de alta presión y temperatura relacionables a zonas de transición al bajo manto dentro de la fosa (van Keken et al. 2011; Worzewski et al., 2011). Esto último provoca liberación de fluidos cargados en elementos (e.g. elementos fluidos móviles, EFM) que contribuyen al ciclo geoquímico que tiene lugar desde la dorsal hasta las zonas de subducción (Deschamps et al., 2011).

4.2 Mineralogía

El término serpentina es usado como nombre del grupo asociado a tres minerales mayoritarios (lizardita, crisotilo, antigorita) o como término general cuando la mineralogía individual no es conocida o especificada. La clasificación estructural de los minerales de serpentina ha sido caracterizada sobre la base de secuencias de apilamientos politípicos de capas silicatadas trioctaédricas 1:1 (Wicks y Whittaker, 1975; Moody, 1976). La antigorita no se considera dentro de esta clasificación debido a que el control del apilamiento es ejercido por unión directa entre capas y no por enlace vía hidrógeno, que es la base de los esquemas teóricos de apilamiento (Fig. 6).

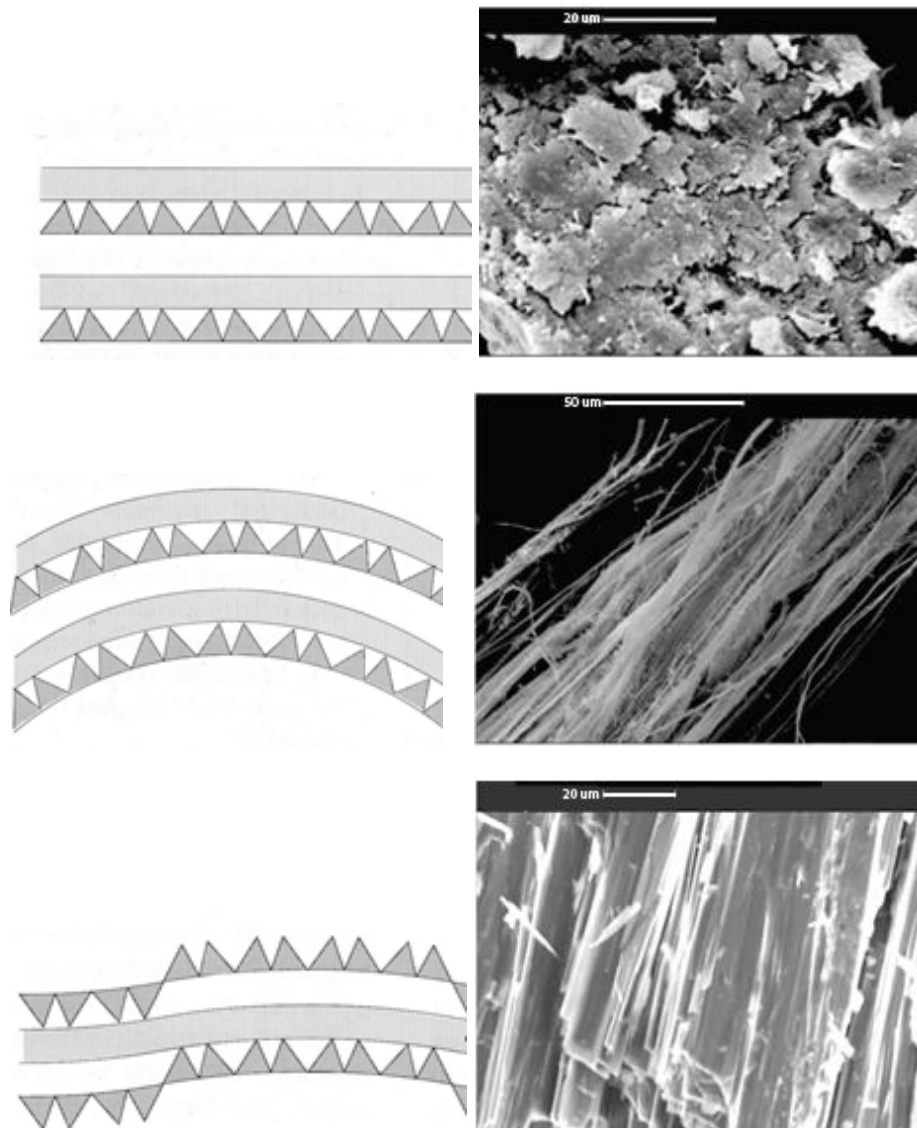


Fig. 6. Comparación entre modelos esquemáticos e imágenes SEM de los 3 principales politipos del grupo de la serpentina (lizardita, crisotilo y antigorita, respectivamente). Las imágenes fueron obtenidas de Rinaudo y Gastaldi (2003).

Wicks y Whittaker (1975) consideran a la lizardita, al crisotilo y al paracrisotilo (diferencia establecida por la dirección perpendicular al largo del eje cilíndrico) como polimorfos, mas no a la antigorita, ya que posee pequeñas variaciones en la fórmula ideal que también serían necesarias para su estructura alternada en forma de onda (Whittaker y Wicks, 1970; O'Hanley, 1996).

La fórmula general $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3[\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4]$ corresponde a algunas estructuras cristalinas que representan diferentes formas de apilamiento entre las capas tetraédricas de SiO_4 y las octaédricas de $\text{MgO}_2(\text{OH})_2$. En la estructura ondulosa de la antigorita la capa octaédrica es continua mientras que los tetraedros de sílice están inclinados con simetría de reflexión por desplazamiento por agrupaciones tetraédricas. La lizardita presenta estructura planar debido a los cationes octaédricos y tetraédricos fuera de sus posiciones ideales, además de la limitada sustitución Al-Si en los sitios tetraédricos. Por último, el crisotilo, tiene una estructura cilíndrica, la cual es responsable de sus propiedades como asbesto (Wicks y Whittaker, 1975; Wicks y O'Hanley, 1988).

El reconocimiento de cada una de las fases pertenecientes al grupo se hace difícil por cuanto no son distinguibles vía microscopía óptica cuando se presentan en tamaño microcristalino o al no presentar texturas y asociaciones ya conocidas para cada fase; el único mineral distinguible fácilmente es el crisotilo debido a su hábito característico en fibras alargadas. Para tal cometido, se han usado técnicas tales como difracción de Rayos X (XRD), microscopía electrónica de barrido y transmisión (SEM y TEM), siendo esta última la más certera al momento de reconocer las fases en cuestión. Para el caso del XRD, siempre ha existido debate acerca de la exactitud de los análisis para este tipo de mineral, ya que esta técnica no es muy sensible a politipos demasiado parecidos en su estructura sumado a que estas fases suelen presentarse juntas, lo que aumenta la convolución de los resultados; de igual manera, diversos autores han intentado buscar relaciones para la utilización de estos datos (e.g., Derbyshire et al., 2013).

Otra posibilidad es el análisis vía espectroscopía Raman, la cual ha sido utilizada en años recientes para la identificación rápida, y a menor costo, entre las fases de la serpentina. Esta técnica consiste en el análisis de la luz dispersada inelásticamente por la muestra en función de su frecuencia, la cual es característica para cada fase.

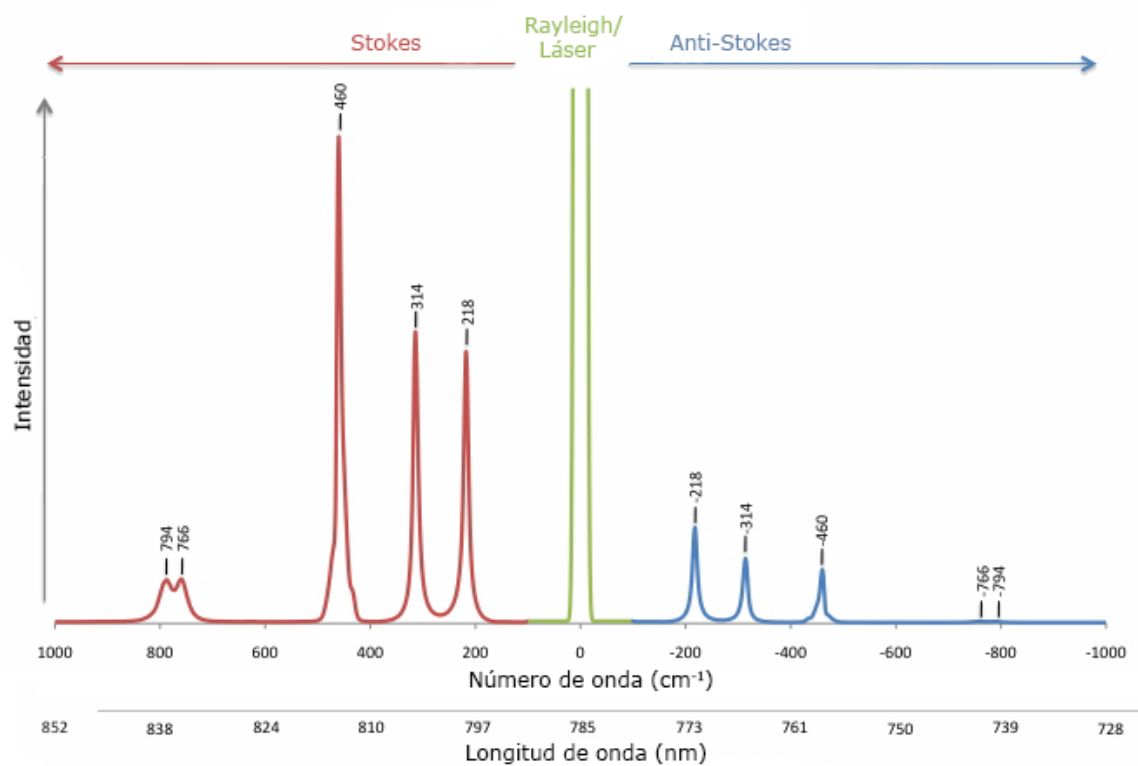


Fig. 7. Las bandas Raman son detectadas simétricamente pero con diferentes intensidades absolutas alrededor de un número de onda de una fuente de luz monocromática, preferencialmente un láser. Las bandas azules son llamadas bandas Raman anti-Stokes y las bandas rojas bandas Raman Stokes. Usualmente las intensidades de las bandas Stokes son más intensas y por lo mismo suelen ser usadas para análisis cuantitativos y cualitativos. Imagen modificada de Dippel (2011).

La representación (Fig. 7) es un gráfico de la intensidad de las bandas Raman (eje de ordenadas) en relación con la longitud de onda (eje de abscisas). Las unidades del eje x pueden ser directamente la longitud de onda en nanómetros, pero usualmente se utiliza una normalización del número de onda en centímetros inversos respecto a la frecuencia de excitación con el fin de obtener un espectro independiente de la fuente de excitación (Fig. 7). Así, la escala usada para representar un dato sobre el eje x será la siguiente:

$$x = \frac{1}{\lambda_1(cm)} - \frac{1}{\lambda(cm)} (cm^{-1})$$

Donde,

λ_1 es la longitud de onda de la fuente de excitación.

λ es la longitud de onda que se ha medido.

4.3 Petrología

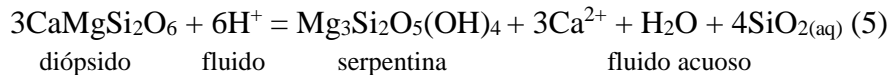
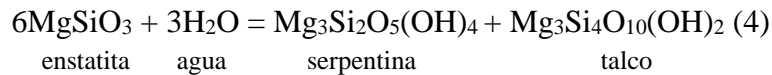
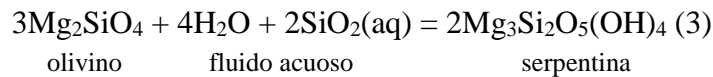
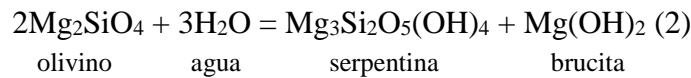
4.3.1 Fluidos serpentinizantes

Los fluidos involucrados en el proceso de serpentización son en extremo reducidos, lo cual pasaría debido a la extracción de sílice del miembro extremo $\text{Fe}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$, constituyente de las serpentinas (Frost y Beard, 2007), o bien por la gran concentración de H_2 provocada por la oxidación de Fe^{2+} de olivinos durante la serpentización (Bach et al., 2006). Esto es evidenciado por raras presencia de aleaciones raras de hierro-níquel en peridotitas parcialmente serpentinizadas, lo que también explicaría la formación de magnetita en estos sistemas (Frost y Beard, 2007; Klein et al., 2013).

Además de lo anterior, poseen un $\text{pH} > 10$, lo que hace de estos fluidos algunos de los más alcalinos de la Tierra (Barnes et al., 1978). Esto podría ser generado por disolución de diópsido para formar Ca^{2+} , serpentina y sílice, proceso favorecido a bajas temperaturas (Frost & Beard, 2007).

4.3.2 Serpentización

La hidratación de olivino y piroxeno se describe según las siguientes reacciones:



Durante este proceso de hidratación de rocas las ultramáficas, distintas fases irán apareciendo según las condiciones de presión y temperatura a la cual está sometida la roca. Así, y conforme la temperatura aumenta, distintas fases estarán en equilibrio lo cual definirá las condiciones imperantes en el medio (Fig. 8).

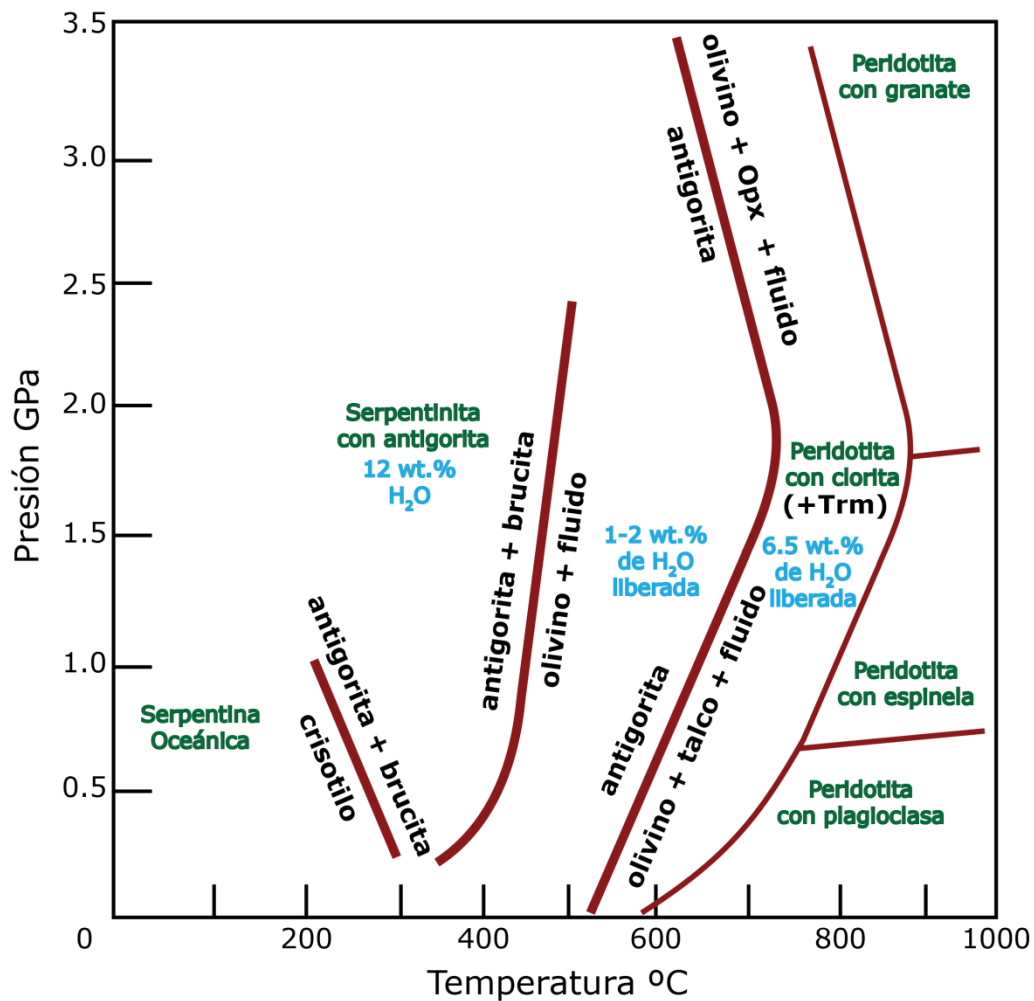


Fig. 8. Diagrama de estabilidad de fases ligadas a serpentinas. Modificado de Scamberrulli et al. (2004). Opx: ortopiroxeno; Trm: tremolita.

Además de lo anteriormente expuesto, es claro que este proceso está gobernado por la actividad de sílice y agua, lo que también influirá en las fases presentes dentro de la roca serpentinizada (Fig. 9a, b). Esto es de gran importancia puesto que las composiciones minerales de serpentinitas de algunas facies no son generalmente sensibles a cambios de condiciones P-T, ya que las composiciones minerales son largamente determinadas por la composición total; CaO, Al₂O₃, FeO y Fe₂O₃ estabilizan diópsido, tremolita, clorita, magnetita, respectivamente (O'Hanley, 1991).

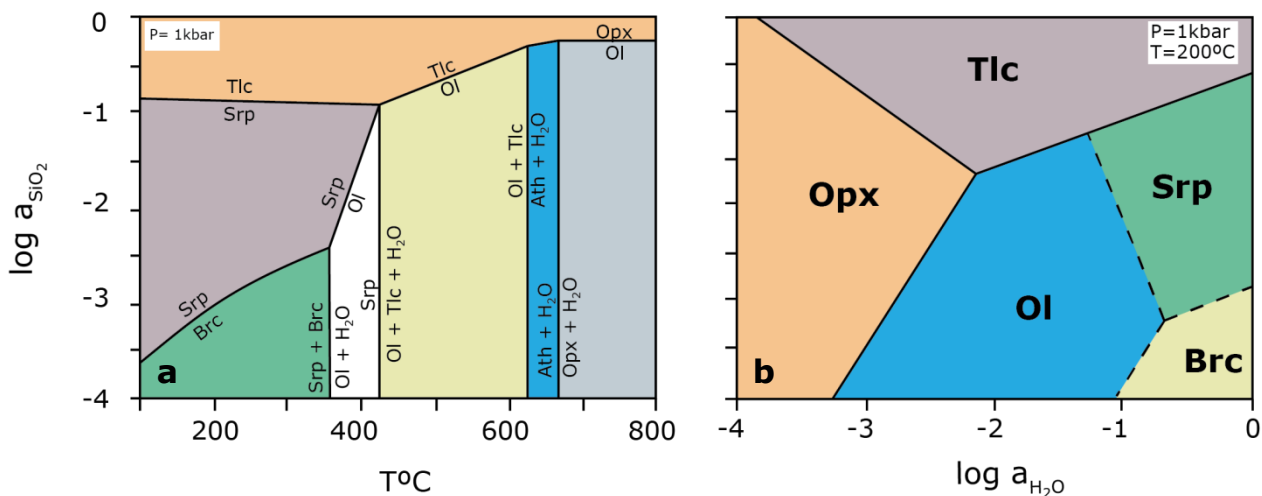
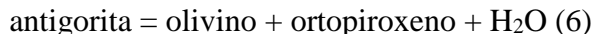
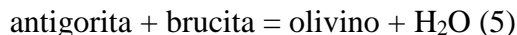


Fig. 9. Diagrama de estabilidad a_{SiO_2} vs. T y $a_{\text{H}_2\text{O}}$ mostrando los campos de estabilidad de minerales del grupo de la serpentina y silicatos comúnmente asociados durante el proceso de serpentización de peridotitas (Frost y Beard, 2007). Tlc: talco; Opx: ortopiroxeno; Srp: serpentina; Ol: olivino; Brc: brucita; Ath: antofilita.

En este sentido, por ejemplo, la brucita marcará la menor actividad de sílice alcanzada por el sistema, lo que la hace crítica para interpretar procesos que llevan a la hidratación de este tipo de rocas. Otro proceso importante es formación de olivino neometamórfico el cual está ligado a la desaparición de la antigorita, aproximadamente, a partir de los 450°C (Perrillat et al., 2005; Schwartz et al., 2012).



Las ecuaciones anteriormente expuestas tienen relación a este proceso de deshidratación en donde se debe cumplir que $P_{\text{H}_2\text{O}}$ sea semejante a P_{total} . Bajo estas condiciones se libera una gran cantidad de fluidos, lo que es de suma importancia para el ciclo profundo del agua (Worzewski et al., 2011) y la movilización de elementos tales como el cloro (John et al., 2011).

Otro asunto primordial es la influencia del oxígeno en el proceso de serpentización. Se sabe que los contenidos de esta molécula son extremadamente bajos en este tipo de rocas a pesar de la existencia de óxidos tales como la magnetita. Frost y Beard (2007) proponen el siguiente diagrama del cual se desprenden distintas relaciones para la formación directa de magnetita en una serpentina.

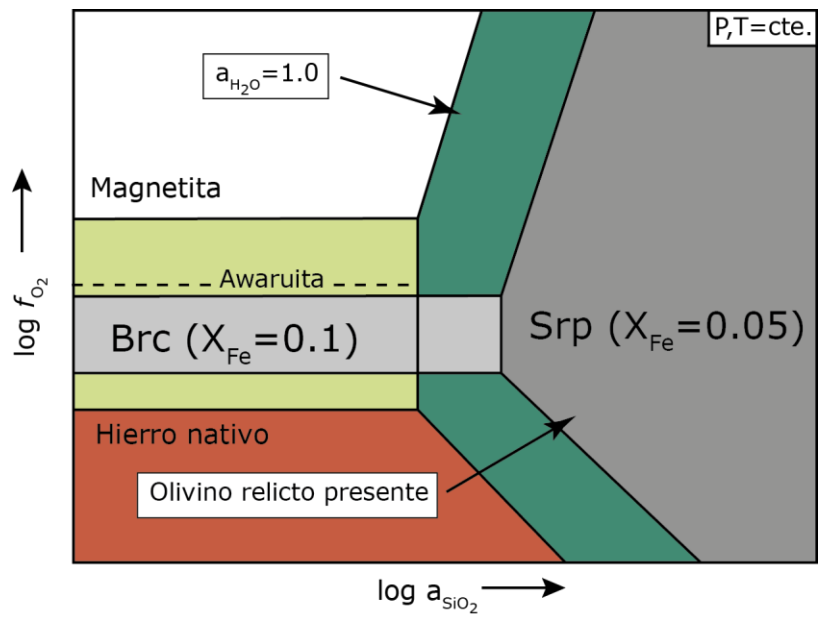


Fig. 10. Diagrama de estabilidad $f\text{O}_2$ vs. a_{SiO_2} de fases ligadas a serpentinas en donde es posible observar los campos ligados a óxidos y awaruita (Ni_3Fe). Brc: brucita; Srp: serpentina.

4.4 Geoquímica

4.4.1 Elementos Mayores y Traza

A pesar de las heterogeneidades geoquímicas del protolito, tanto los elementos mayores como traza se pueden usar como herramientas para identificar ambientes tectónicos de serpentinización (Hattori y Guillot, 2007; Deschamps et al., 2013). La abundancia de tierras raras (REE) en serpentinitas resulta de las interacciones fluido-roca, contenido inicial de elementos del fluido de alteración y la afinidad de estos elementos con minerales secundarios (Deschamps et al., 2013).

En general la serpentinización es isoquímica con respecto a los elementos mayores con excepción de una pérdida general de CaO y el MgO que puede ser movilizadado debido a la baja temperatura (<150°C) de la corteza oceánica (Snow y Dick, 1995). Además de ello, interacción fluido-roca de alta temperatura, asociada a sistemas hidrotermales, también puede provocar movilidad de Si, Fe, Cr y Ni (Barnes et al., 2013; Deschamps et al., 2013), y algunas tierras raras livianas (LREE) como el Eu y el Ce (Deschamps et al., 2013).

Cabe destacar que el comportamiento de los distintos elementos durante la serpentinización depende necesariamente del contexto geológico en el cual se encuentren las rocas. Así, y a pesar de que el comportamiento de elementos trazas no está del todo comprendido (Mével, 2013), diversos autores han descrito la movilidad de elementos para determinados ambientes geológicos.

Por ejemplo, serpentinitas de zonas de supra-subducción (SSZ) se caracterizan por una baja razón de Al/Si (<0.03), enriquecimiento en elementos fluidos móviles (EFM) comparado con peridotitas abisales, una “forma de U” en patrones de REE y bajas concentraciones de LREE (Hattori y Guillot, 2007; Deschamps et al., 2013). De cualquier manera, una refertilización del fundido en un ambiente tipo MORB puede también resultar en un enriquecimiento en LREE en peridotitas abisales, pudiendo crear, también, patrones en “forma de U” de REE (Niu, 2004; Barnes et al., 2013).

4.4.2 Isótopos estables

Debido al fraccionamiento preferencial del H₂O y EFM (e.g., Cl, F, B, S, As, Sb, Pb, Ni, Cr) en serpentinas, las serpentinitas actúan como una especie de registro de la historia de los fluidos (John et al., 2011; Barnes et al., 2013). Los distintos mecanismos de hidratación y fuentes de fluidos serpentinizantes (e.g., agua marina vs. derivada del slab) reflejan diferentes ambientes tectónicos de serpentización y crean variaciones en la geoquímica resultante de las serpentinitas (Kondolányi et al., 2012). Los isótopos estables – a saber: O, H, Cl, Li, B- son trazadores efectivos de fuente de estos fluidos serpentinizantes y de las interacciones post-serpentización (Barnes, 2006; Barnes et al., 2013).

La signatura final de isótopos estables de las serpentinitas está condicionada por la composición isotópica del fluido serpentinizante, la temperatura de interacción y la razón agua/roca. Por ejemplo, altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ pueden ser resultantes de una serpentización de baja temperatura con agua marina o interacción con agua de un slab enriquecido en ^{18}O (Barnes et al., 2013).

Trabajos más recientes han usado isótopos estables de Cl y B para trazar fuentes de fluidos serpentinizantes e inferir el contexto tectónico de la serpentización. A pesar de que el cloro, por ejemplo, no es aceptado en forma mayoritaria en las estructuras cristalinas de los minerales silicatados, es un abundante anión en agua marina, en fluidos de corteza y fluidos serpentinizantes de la cuña astenosférica en zonas de subducción (John et al., 2011), lo cual sería clave para determinar el comportamiento de los fluidos durante este proceso.

Las serpentinas incorporan preferentemente ^{37}Cl desde el agua marina, lo que provoca una signatura positiva de $\delta^{37}\text{Cl}$ que contrasta con aguas connatas asociadas a secuencias sedimentarias ($\delta^{37}\text{Cl} < 0$) (Barnes y Sharp, 2006). Así, por ejemplo, Barnes et al. (2006) obtiene valores negativos de $\delta^{37}\text{Cl}$ para cuerpos serpentiniticos en contacto directo con secuencias sedimentarias, y positivos para cuerpos serpentiniticos obductados de corteza oceánica, los cuales preservan la signatura asociada a infiltración de agua marina.

5. Metodología

5.1 Mineralogía

5.1.1 Difracción de Rayos X

Para realizar el análisis mediante Difracción de Rayos X fue necesario moler la muestra a tamaño polvo, lo cual fue realizado en un mortero de ágata ubicado en las dependencias del Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Una vez obtenido material el molido, el análisis cualitativo de identificación de fases fue obtenido mediante el equipo de Difracción de Rayos-X de polvo cristalino Bruker D8 Advance con una fuente $\text{Cu K}\alpha$ y un rango de barrido estándar de $2-80^\circ$ (2θ) perteneciente al Departamento de Física de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile, y, posteriormente, tratados mediante el software EVA.

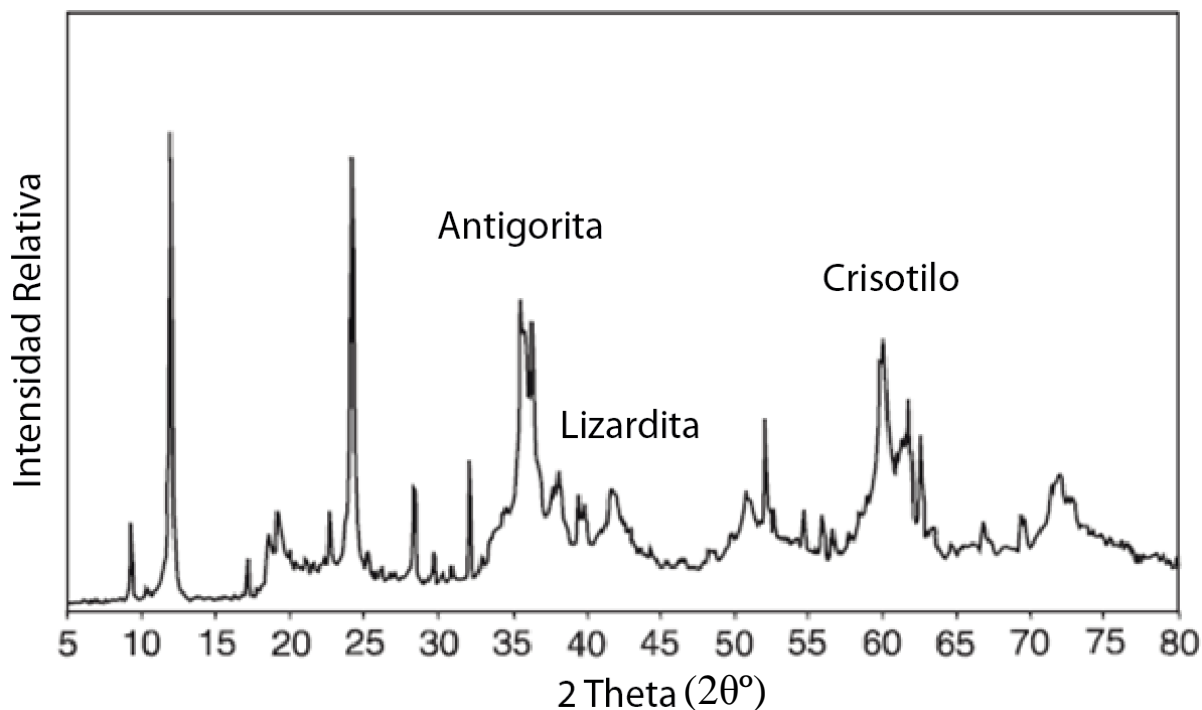


Fig. 11. Difractograma de Rayos X en roca total de una harzburgita serpentinizada. Tomado de Derbyshire et al. (2013).

Los grandes peak cercanos 12° , 25° y 35° (2θ) son característicos en presencia de minerales del grupo de la serpentina (Schwartz et al., 2012). Más específicamente sería posible discriminar entre antigorita, lizardita y crisotilo identificando los máximos característicos en 35° , 42° y 60° (2θ), respectivamente (Derbyshire et al., 2013). Otra posibilidad presentada por Schwartz et al (2012) sería ubicar pequeños peak a la derecha de los máximos característicos del grupo, en torno a 13° y 25° (2θ), para la identificación rápida de antigorita en la muestra.

5.1.2 Espectroscopía Raman

Este tipo de técnica, por su naturaleza, no requiere un tipo de preparación especial para el estudio de las muestras, por lo que esta vez se optó por recuperar el polvo restante del análisis de difracción de rayos X para efectuar el análisis de espectroscopía. Así, y en primera instancia, los datos fueron recabados por el equipo micro-Raman integrado LABRam010 de ISA (Horiba-Jobin Yvon) con espectrómetro de luz visible roja, láser He-Ne de 632.81 nm y 20mW de potencia del Departamento de Física de la Universidad Católica de Chile. Los resultados, al ser analizados mediante el software Matlab, presentaron demasiada fluorescencia y no fue posible desprender información útil ni acabada para el motivo afín.

En segunda instancia, las pruebas fueron realizadas en el equipo micro-Raman Renishaw (RM1000) del laboratorio de espectroscopía del Departamento de Química de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Chile, usando un láser de He-Ne de 632.81 nm y 10mW de potencia. El análisis se realizó con la ayuda del Dr. Ernesto Clavijo, especialista en este tipo de técnica, efectuando 2 pruebas para cada muestra centrándose, especialmente, en los minerales del grupo de la serpentina.

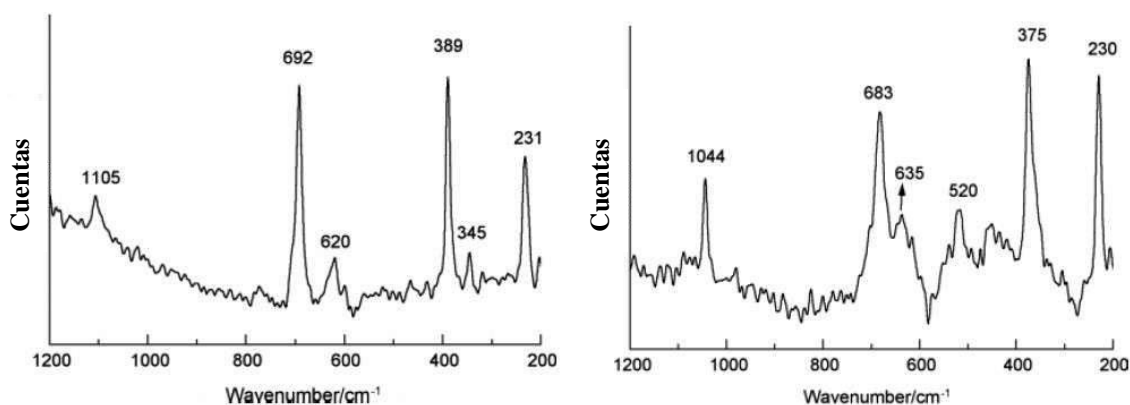


Fig. 12. Espectros de antigorita y lizardita obtenidos por Rinaudo y Gastaldi (2003).

Los peaks más importantes para este trabajo son los asociados a las fases de antigorita y lizardita, los cuales sirvieron como pauta para diferenciar entre cada una de las fases anteriormente expuestas. Con esto, se realiza una tabla de datos recopilatoria de análisis publicados por Rinaudo y Gastaldi (2003), Groppo et al. (2006) y Schwartz et al. (2012), a fin de hacer una comparación efectiva de datos para la posterior identificación de fases.

Tabla 1. Número de onda (k) relacionado a máximos característicos de cada fase según Rinaudo y Gastaldi (2003), Groppo et al. (2006) y Schwartz et al. (2012)

Antigorita	Lizardita
Número de onda k[cm ⁻¹]	Número de onda k[cm ⁻¹]
1044	1096
683	690
635	630
520	510
375	388-390
-	350

5.2 Geoquímica

5.2.1 Microsonda electrónica (EMPA)

La microsonda electrónica permite el análisis químico cuantitativo de volúmenes del orden de $1 \mu\text{m}^3$, lo que posibilita conocer la composición química de un mineral permitiendo la identificación de este. En este sentido, las muestras a analizar fueron preparadas en formato de sección transparente-pulida para ser analizadas mediante el equipo CAMECA SX100 del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada, España, operado a 15 kV y 15 nA con un tamaño de haz de $5 \mu\text{m}$.

5.2.2 Fluorescencia de Rayos X (XRF)

A fin de recabar información geoquímica de elementos mayores y traza, así como la composición isotópica reinante en cada una de las muestras, se envió una serie de muestras en formato polvo a efectuar análisis de XRF, las cuales fueron preparadas de la misma guisa que las muestras de XRD. Estas muestras fueron lavadas tres veces mediante ultrasonido en agua a $18\text{M}\Omega$ por 15 minutos. Luego fue secada, tamizada mediante una malla #100 y prensada.

El análisis fue realizado por el espectrómetro de longitud de onda dispersiva RIGAKU RIX 2100 de la Universidad de Nuevo México, EEUU. Debido a problemas de medición y detección, no fue posible obtener información acerca de los elementos europeo y gadolinio, por lo cual serán excluidos del estudio.

6. Resultados

6.1 Litología y Petrografía

6.1.1 Quitratue

Las muestras obtenidas en este sector pertenecen a afloramientos ubicados en las laderas de los cerros Mirador y Tronador, como también a rodados encontrados en los faldeos de estos.

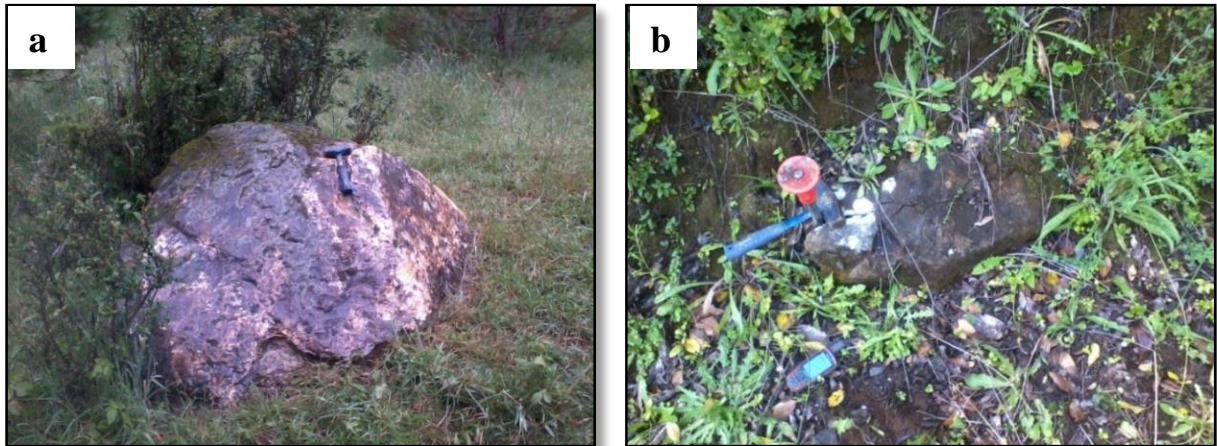


Fig. 13. Afloramientos en el sector de cerro Mirador, Quitratue. (a) Afloramiento de serpentinitas. (b) Afloramiento de piroxenitas.

Las principales texturas de serpentinitas encontradas son interpenetrativa e intermedia, las cuales están ligadas a la gran presencia de minerales opacos indistinguibles tales como magnetita secundaria y/o ferricromita. En algunos cortes se observa textura en cintas, de reloj de arena y bastitas formadas por el reemplazo de piroxenos. Estas últimas fueron muy difíciles de clasificar ya que muchas veces el clivaje en una dirección no permitía diferenciarlas frente a una anfíbola serpentinizada.

Además de ello, es importante notar que la mayoría de las muestras de serpentinita están alteradas posiblemente a minerales de arcilla del grupo de las hidrotalcitas, saponitas y/o coalingitas (O'Hanley, 1996) en menor o mayor medida, debido a la alteración meteórica.

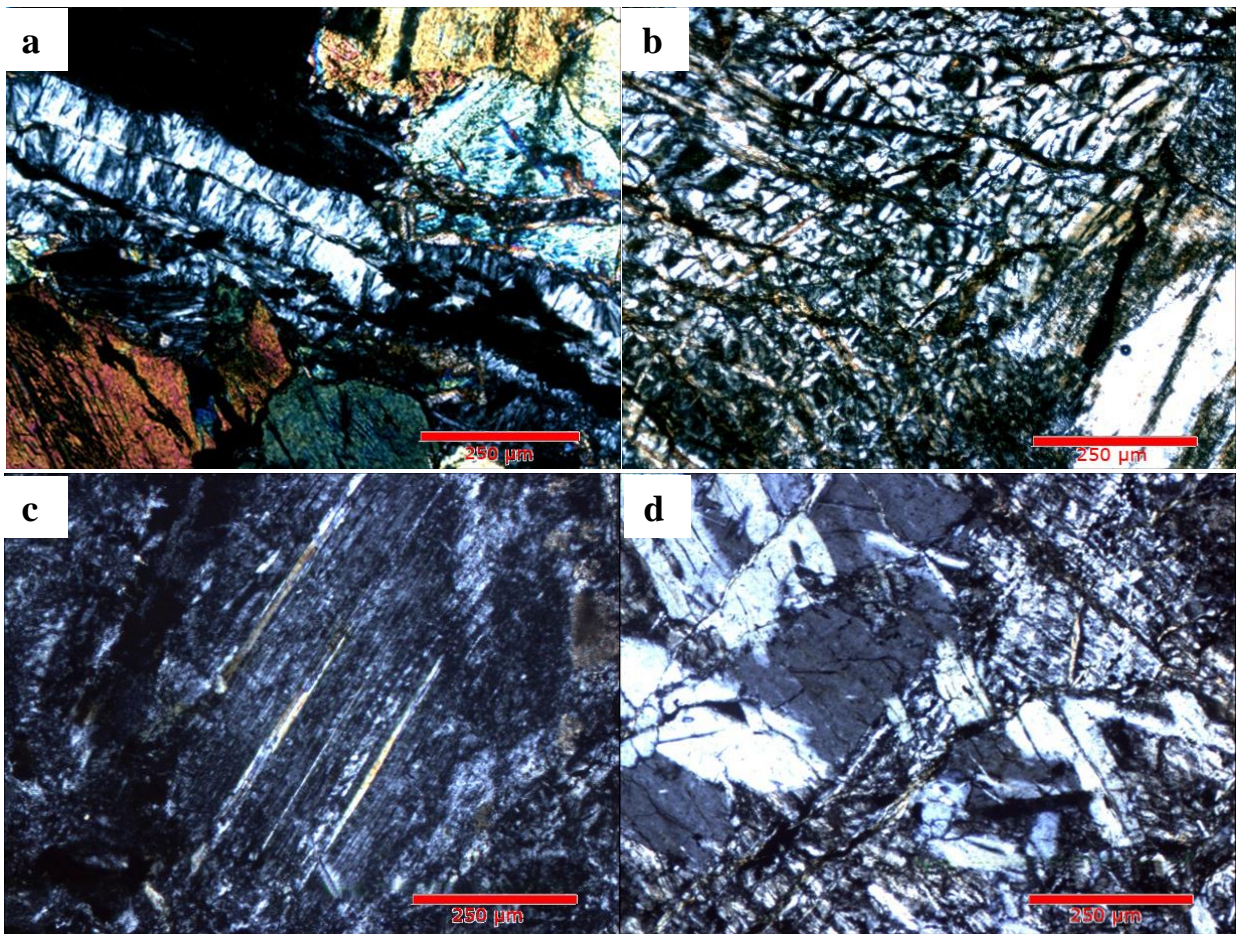


Fig. 14. Fotomicrografías en sección transparente del sector de Quitratue. (a) Vetilla de lizardita cortando a clinopiroxenos; (b) Textura de reloj de arena de reemplazo de olivino; (c) Bastita de piroxeno; (d) Cintas de lizardita.

En cuanto a la mineralogía, las muestras presentan lizardita, antigorita y crisotilo. La primera se encuentra en bastitas, vetillas, en cintas y en texturas de reemplazo tipo reloj de arena (Wicks y Whittaker, 1977). En cuanto a la antigorita, suele ser parte de la matriz en forma de “dagas” o agujas interpenetrativas, pero también suele encontrarse en vetillas, en cúmulos y reemplazando a lizardita en la denominada textura intermedia (Wicks y Whittaker, 1977).

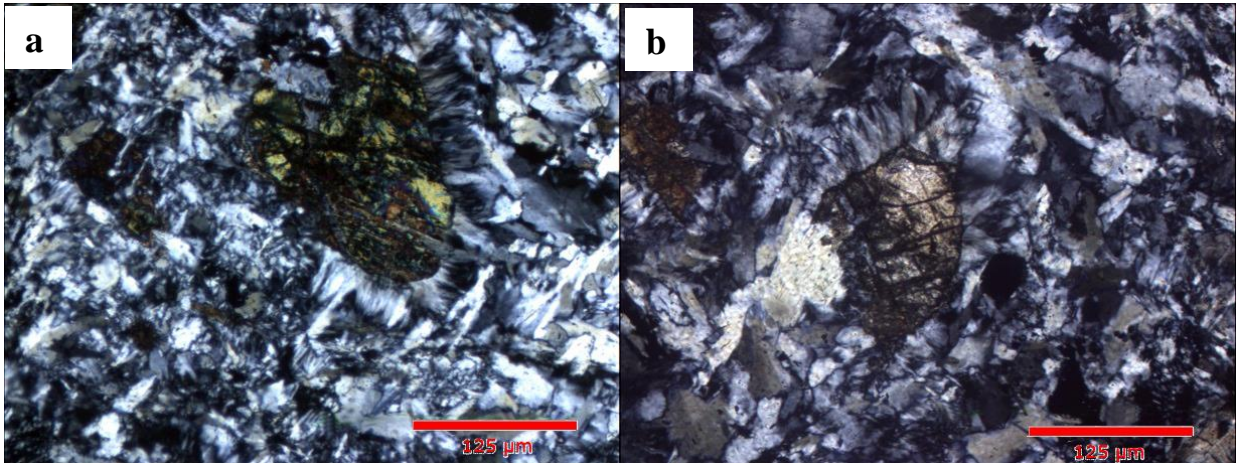


Fig. 15. Fotomicrografías con mineralogía probablemente neometamórfica, del sector de Quitratue. (a) Olivinos con textura coronítica de serpentina; (b) Piroxeno con textura coronítica de serpentina.

Cabe destacar que en la muestra QR2D4, se observan algunos olivinos y piroxenos con textura coronítica, en donde es posible observar al menos una capa de serpentina rodeando al mineral en cuestión, lo que da cuenta de una secuencia de reacciones de serpentización que se han producido sin completarse desde el borde del probable mineral neometamórfico (Fig. 15a, b).

La muestra QSB3D4, correspondiente a una clinopiroxenita (Fig. 14a), fue encontrada en un sector aislado y rodeada por los cuerpos serpentiniticos indicados anteriormente.

6.1.2 Voipire

Las muestras de este sector fueron extraídas del cerro Voipire, a unos 15 km al este de Villarrica, donde se encontraron afloramientos en los cortes del camino, en lugares cercanos a este y en caminos locales utilizados por los vecinos de la zona.

Las muestras presentan un grado de serpentización variable, pero por lo general superior a un 80% y, en muchos casos, total. En algunas muestras es posible reconocer escasa mineralogía relictiva o neometamórfica rodeada por halos coroníticos de serpentina. Además, fue posible encontrar carbonatos, probablemente magnesita (muestra VE2D5).



Fig. 16. Afloramientos aislados de serpentinitas en el sector de Voipire.

Las texturas de serpentización varían, pero prima la interpenetrativa, en plumas y mallada con presencia de fuerte foliación observable en algunos cortes. En casi todas las secciones la alteración es lo suficientemente pervasiva para no conservar estructuras pseudomorfas, por lo que la determinación del protolito original se dificulta. En una primera aproximación se trata de rocas con alto contenido de olivino y menor de piroxeno; esto daría a entender, como premisa, que la roca correspondería a una peridotita probablemente del tipo dunita.

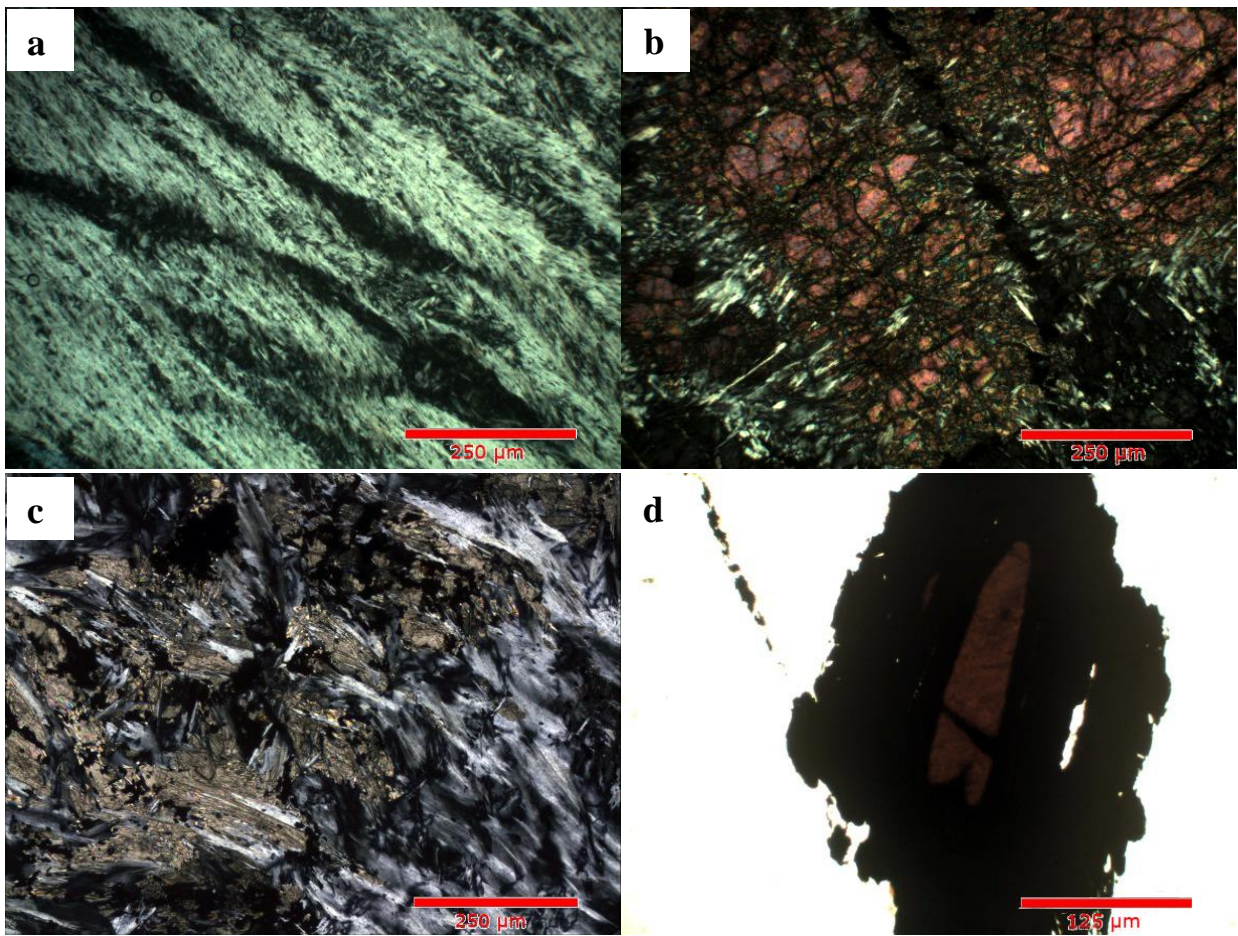


Fig. 17. Fotomicrografías del sector de Voipire. (a) Textura de serpentina en plumas; (b) Olivino probablemente secundario con textura coronítica de serpentina; (c) Textura interpenetrativa de antigorita con cúmulos de carbonatos (magnesita?); (d) Espinelo crómico a N// con núcleo traslúcido de color pardo (cromita?), con borde opaco, posiblemente ferricromita o magnetita.

La mayoría de las muestras estudiadas se encuentran afectadas por una intensa meteorización química que dificulta la clasificación petrográfica de las muestras. Esta meteorización tiene por resultado arcillas que podrían corresponder a saponitas o al grupo de la coalingita/hidrotalcita.

6.1.3 Palo Blanco

Las muestras de este sector fueron obtenidas de caminos forestales en cerros ubicados a aproximadamente 10 km de la localidad de Loncoche, en el sector denominado “Palo Blanco”. La mala condición de las vías y la gran cantidad de vegetación dificultaron la obtención que muestras que sólo se vio relegada a cortes de camino pertenecientes a la forestal Mininco. Estas mostraban una intensa alteración secundaria, foliación y plegamiento.



Fig. 18. Afloramiento del sector de Palo Blanco donde se observa serpentinitas plegadas y deformadas.

En las secciones transparentes sólo fue posible observar mineralogía ligada a serpentinas. Es importante señalar la profusa alteración a minerales del grupo de las hidrotalcitas, coalingita y/o talco que es característico de la alteración supergena de serpentinitas (O’Hanley, 1996), además de la presencia de limonitas y óxidos de hierro.

Las principales texturas encontradas son: interpenetrativa, mallada e intermedia, las cuales están ligadas a la gran presencia de minerales opacos indistinguibles en sección transparente pero que presentan un carácter magnético por lo cual podría tratarse de ferricromita o magnetita secundaria. En algunos cortes fue posible observar textura en cintas y bastitas.

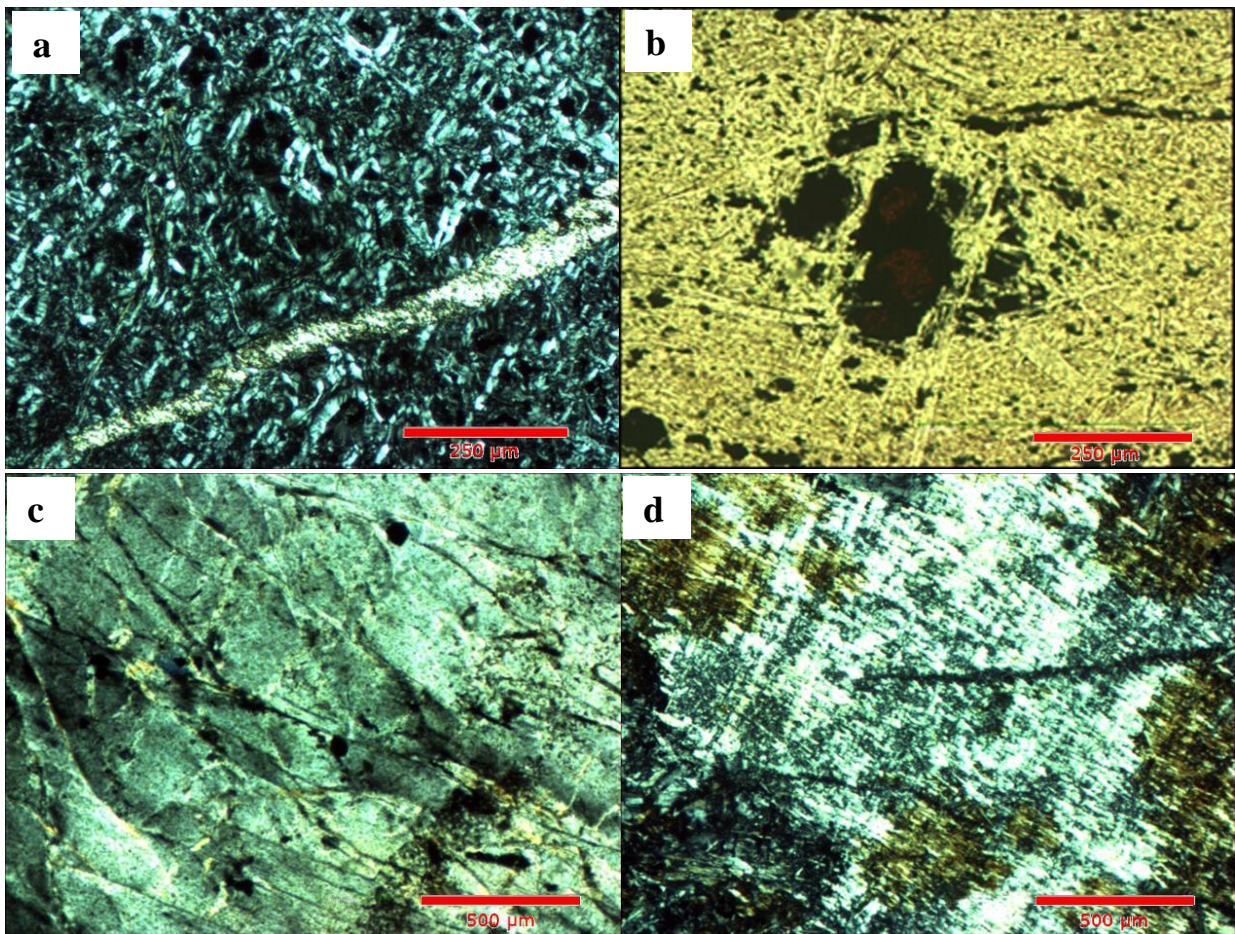


Fig. 19. Fotomicrografías del sector de Palo Blanco. (a) Textura interpenetrativa de antigorita con vetilla fina de crisotilo; (b) Grano de espinelo crómico anhedral con núcleo de cromita y borde opaco de ferricromita/magnetita, además se aprecian finos cristales de magnetita (?) intercrecidos entre finas agujas de serpentina en una textura interpenetrativa; (c) Textura en láminas de serpentina; (d) bastita de piroxeno con alteración a arcillas.

En cuanto a la mineralogía, las muestras presentan los tres minerales más reconocidos de la familia de las serpentinas. La lizardita se encuentra en bastitas, vetillas, cintas y en texturas relacionadas a remplazo pseudomorfo de minerales primarios (Wicks y Whittaker, 1977), y, de forma más específica, en los bordes de las texturas malladas (Wicks, Whittaker y Zussman, 1977; Schwartz et al., 2012). En cuanto a la antigorita, suele ser parte de la matriz en forma de agujas interpenetrativas, pero también suele encontrarse aisladamente en vetillas y remplazando a lizardita en la denominada textura intermedia (Wicks y Whittaker, 1977). Por último, el crisotilo, suele encontrarse en vetillas y posiblemente junto a brucita, donde ambos tienen hábito fibroso, pero con birrefringencia más elevada por parte de la brucita. Esta última, junto a espinelos crómicos, se encuentra diseminada en la sección transparente.

6.2 Mineralogía

6.2.1 Difracción de Rayos X

El análisis de fases presentes vía difracción de rayos X (DRX) fue realizado mediante el contraste de resultados entregados por el software EVA y los máximos propuestos por diversos autores (e.g., Schwartz et al., 2012). Esto, ya que la biblioteca de fases del programa no es del todo actualizada para este tipo de minerales siendo siempre necesaria la comparación de datos para un análisis más confiable.

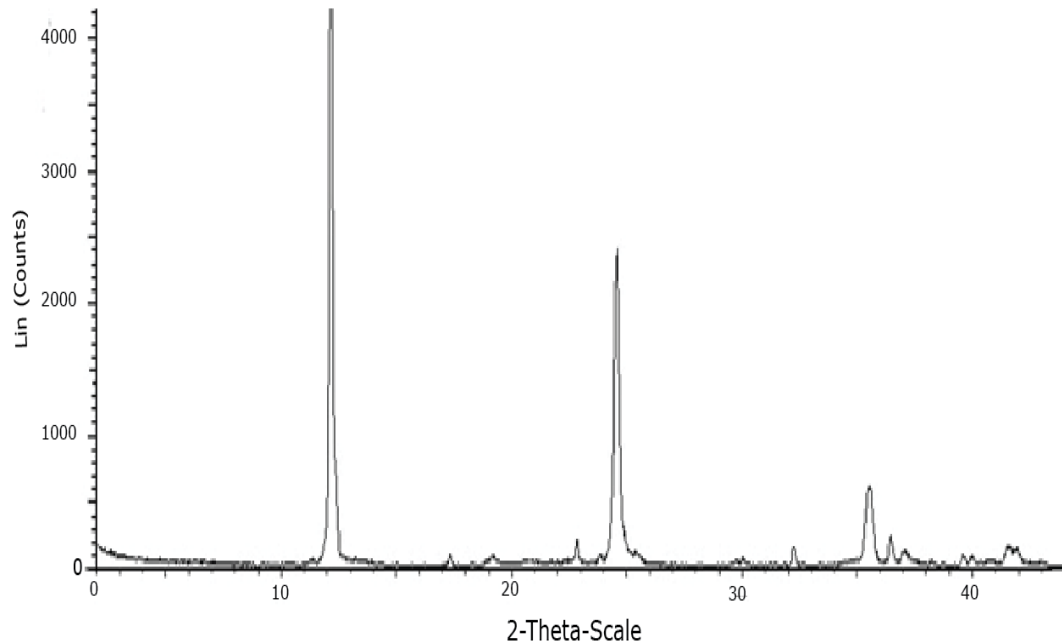


Fig. 20. Patrón de difracción de rayos X de la muestra VA6D3 de Voipire mostrando los peaks característicos del grupo de la serpentina.

Basándose en lo expuesto en el capítulo de metodología, y en las gráficas adjuntas, se confecciona la siguiente tabla de presencia de minerales en cada una de las muestras. Cabe señalar que las fases no asociadas al grupo de la serpentina fueron entregadas mediante el software EVA y su base de datos de minerales.

Tabla 2. Asociaciones minerales detectadas mediante difracción de rayos X.

Sector	Muestra	Tipo de Serpentina	Otros minerales presentes
Vopire	R2D1	Lz, Chr	Fo, Mgt
	VA5D2	Lz, Atg	Mgt
	VA6D3	Lz, Atg, Chr	Fo, Mgt
	VR2D1	Lz, Atg	Mgt
Quitratue	QA1D4	Lz, Atg*, Chr	Mgt
	QA2D4	Lz, Atg*, Chr	Mg, Brc*
	QR2D4	Lz, Atg	Mg, Ol, Opx
	QR3D4	Lz, Atg, Chr*	Mg, Di, Ol
Palo Blanco	PARA5D5	Lz, Chr	Mgt
	PAA2D5A	Lz, Chr	Mgt

Nota: Los datos con asterisco señalan fases detectadas con máximo muy pequeño. Abreviaciones: Lz: lizardita; Chr: crisotilo; Atg: antigorita; Mgt: magnetita; Brc: brucita; Di: diopsido; Ol: olivino; Fo: forsterita.

Fases como el olivino y la magnetita aparecen dentro de los patrones, lo cual corrobora lo observado en las secciones transparentes VA6D3, QR3D4 y QR2D4. Esta última denota máximos relacionables a diópsido, presencia que puede relacionarse a las bastitas de piroxeno y a pequeños cristales observados a través del microscopio petrográfico. La muestra QR3D4 presenta pequeños cristales que asemejan a ortopiroxenos, lo cual se condice con los resultados de difracción de rayos X.

Además de ello, en una muestra del sector de Quitratue (QA2D4) es posible observar patrones asociados al mineral de brucita y flogopita, los que, a pesar de pertenecer a reacciones inherentes a este sistema, sólo se presentan en condiciones muy específicas; la brucita generalmente se presenta con un tamaño muy pequeño para realizar un adecuado reconocimiento con microscopio petrográfico y suele presentarse cuando la actividad de SiO₂ es sumamente baja, por su parte, la flogopita necesita un aporte de potasio externo al sistema para poder formarse.

6.2.2 Espectroscopía Raman

Los datos obtenidos, en una primera instancia, presentaban un alto nivel de fluorescencia, problema que debió ser resuelto para obtener la información precisa del espectro generado por cada una de las fases presentes en cada muestra. Este tipo de ruido se comporta como una función de Gauss, la cual convolucionada con el espectro obtenido a partir de las muestras analizadas (Fig. 21).

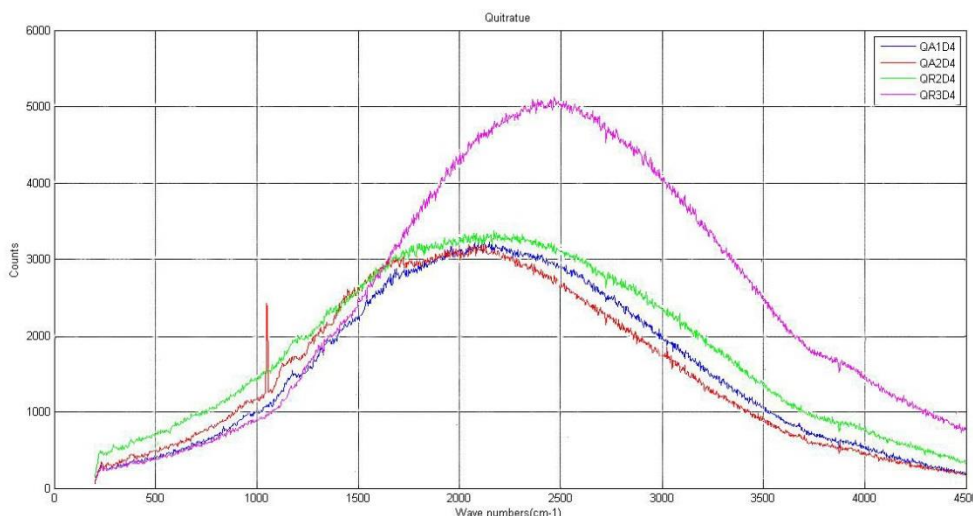


Fig. 21. Fluorescencia denotada en el gráfico de cada una de las muestras de la zona de Quitratue analizadas con el equipo micro-Raman del Departamento de Física de la Universidad Católica. Es posible notar la forma de “campana de Gauss” del espectro obtenido.

Debido a ello fue necesario hacer un tratamiento de datos mediante el software Matlab, para parametrizar la curva y obtener un gráfico consistente con el análisis tomando en cuenta, además, el análisis se realizó sólo hasta el número de onda $1800 \text{ [cm}^{-1}\text{]}$ ya que es ahí donde se centra el estudio del material inorgánico y donde se encuentra la mayor cantidad de peaks característicos para las fases del grupo de la serpentina (Rinaudo y Gastaldi, 2003; Groppo et al., 2006).

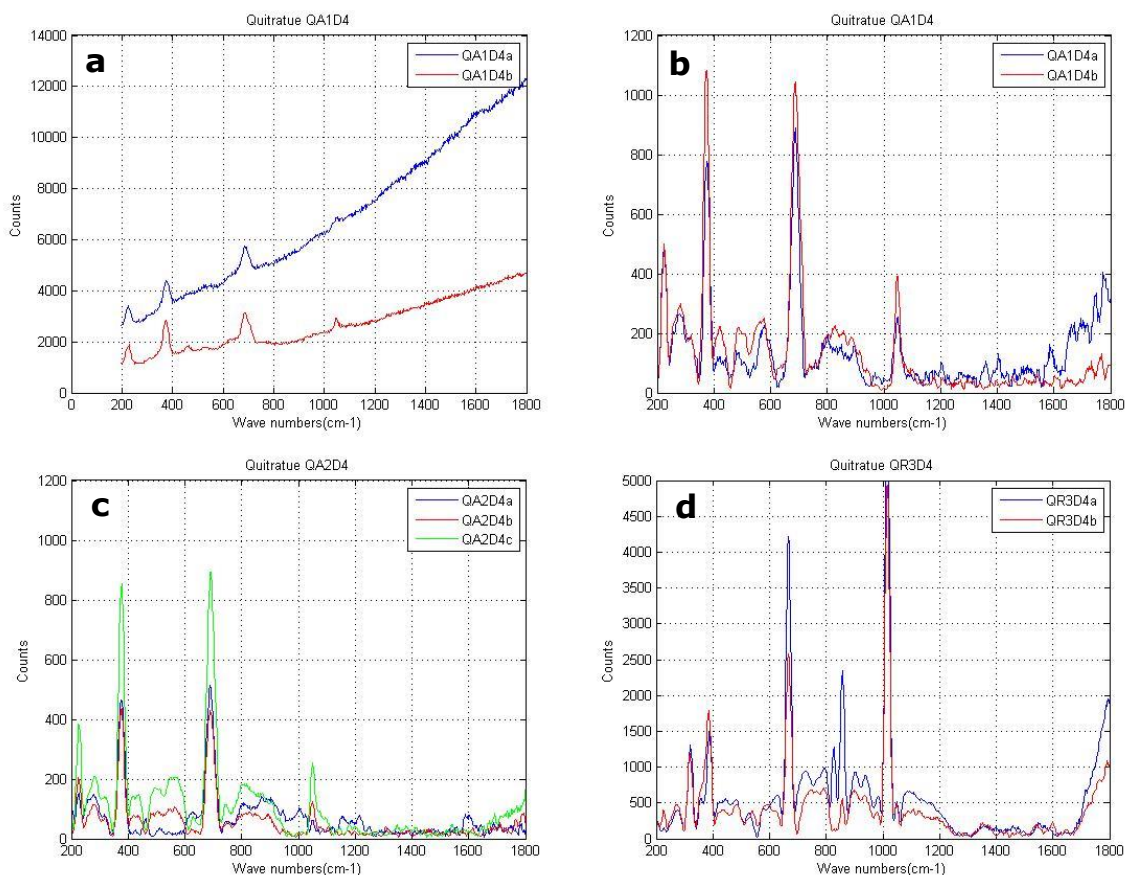


Fig. 22. Comparación de gráficos de la muestra QA2D4 en donde se muestra el primero (a) sin parametrización de curva versus el resultado final luego del tratamiento de datos (b). También se presentan las muestras QA2D4 (c) y QR3D4 (d) luego de la eliminación de la fluorescencia.

Una vez realizado el tratamiento de deconvolución fue posible encontrar cada uno de los máximos y realizar una tabla con las posiciones correspondientes a cada número de onda [cm^{-1}] para cada par (o trío) de análisis en cada muestra; esto facilitó en gran medida la comparación de datos con las respectivas publicaciones y, a través de ello, la identificación de fases del grupo de la serpiente. Cabe destacar que la intensidad no es del todo imperante para el desarrollo de este análisis, ya que solamente importa que exista un máximo que será correspondiente al modo vibracional de algún enlace característico de cada fase.

Tabla 3. Número de onda asociado a cada peak del espectro Raman de la muestra VA6D3.

Muestra	A [cm-1]	B [cm-1]	C [cm-1]
Voipire-VA6D3	1778,44	1782,97	1760,29
	1705,6	1698,75	1666,66
	1625,24	1590,57	1595,2
	1551,11	1499,78	1511,47
	1471,65	1372,5	1389,11
	1379,62	1277,04	1269,84
	1303,39	1197,5	1185,39
	1195,08	1107,48	1102,59
	1095,25	1031,36	1026,43
	1016,56	944,646	942,156
	932,19	857,096	796,575
	854,582	771,239	687,134
	771,239	687,134	571,2
	687,134	604,841	485,255
	602,258	461,677	403,793
	461,677	374,716	316,292
	372,068	222,595	214,52
227,974	-	-	

Es importante señalar que varios de los valores máximos presentados en la tabla corresponden a máximos locales pequeños, los que pueden corresponder al ruido y/o al tratamiento mismo de los datos.

Así, se confecciona la siguiente tabla de asociaciones minerales vía espectroscopía Raman.

Tabla 4. Asociaciones minerales detectadas vía micro-Raman.

Sector	Muestra	Tipo de Serpentina
Voipire	VA6D3	lz, atg
	VA3D4	atg
	VA5D2	lz
Quitratue	QA1D4	atg
	QA2D4	lz, atg
	QR3D4	lz
Palo Blanco	PAA2D4	lz, atg

Abreviaciones: lz: lizardita; atg: antigorita.

Según el análisis realizado, para el sector de Voipire se puede notar la presencia de una mezcla de antigorita y lizardita denotada por peaks bastante definidos y cercanos a los propuestos por los autores (Rinaudo y Gastaldi, 2003; Groppo et al., 2006; Schwartz et al., 2012). En el caso de Quitratue y Palo Blanco, se obtienen máximos claros para el caso de la antigorita pero más bien difusos - y un tanto alejados de las referencias- para el caso de la lizardita.

De esta manera, es posible ubicar cada una de las muestras sobre el campo de estabilidad de fases del grupo serpentina definido sobre 0,8 GPa y 350°C, lo cual correspondería a una profundidad sobre 30 km en la zona de subducción.

6.3 Geoquímica

6.3.1 Geoquímica de Roca Total

6.3.1.1 Elementos mayores

Para cada una de las localidades, la relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, que se considera constante durante la serpentización (Niu, 2004), varía entre 0.004 a 0.3. Además de ello, la relación MgO/SiO_2 , con valores en torno a 0.85, es cercana a la línea de tendencia del manto empobrecido; empero, muchos de estos valores caen bajo esta línea, lo cual indica un enriquecimiento en SiO_2 , relacionable a contribución de sedimentos, o una pérdida de MgO comparado con los residuos mantélicos normales. Esta pérdida suele ser común debido a meteorización de peridotitas abisales post-serpentización bajo 100°C (Niu, 2004; Marchesi et al., 2013).

La relación entre MgO/SiO_2 y $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ puede ser útil para determinar el protolito de una roca serpentizada (Deschamps et al., 2013); en ese sentido, y según la gráfica (Fig. 23), es claro notar que cada una de las muestras cae dentro del campo de las dunitas y/o harzburgitas. Además, la razón Al/Si es menor a 0.03 en la mayor parte de las rocas, lo cual es característico en serpentinitas de zonas de supra-subducción (SSZ); sólo en las muestras QSB1D4, Q2D4, PBlanco-1 y PBlanco-2, de los sectores de Quitratue y Palo Blanco, respectivamente, muestran un enriquecimiento en Al , lo que hace de esta razón sea algo más elevada que en el promedio de los análisis. Esto último podría estar íntimamente relacionado a contribución de sedimentos.

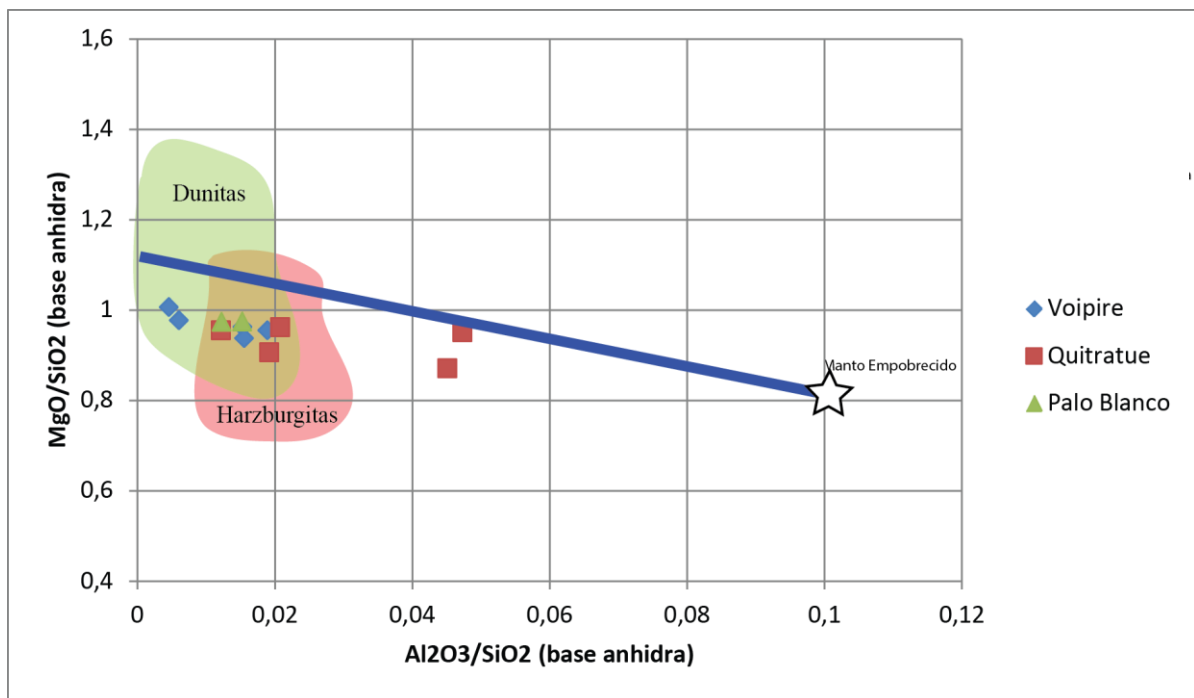
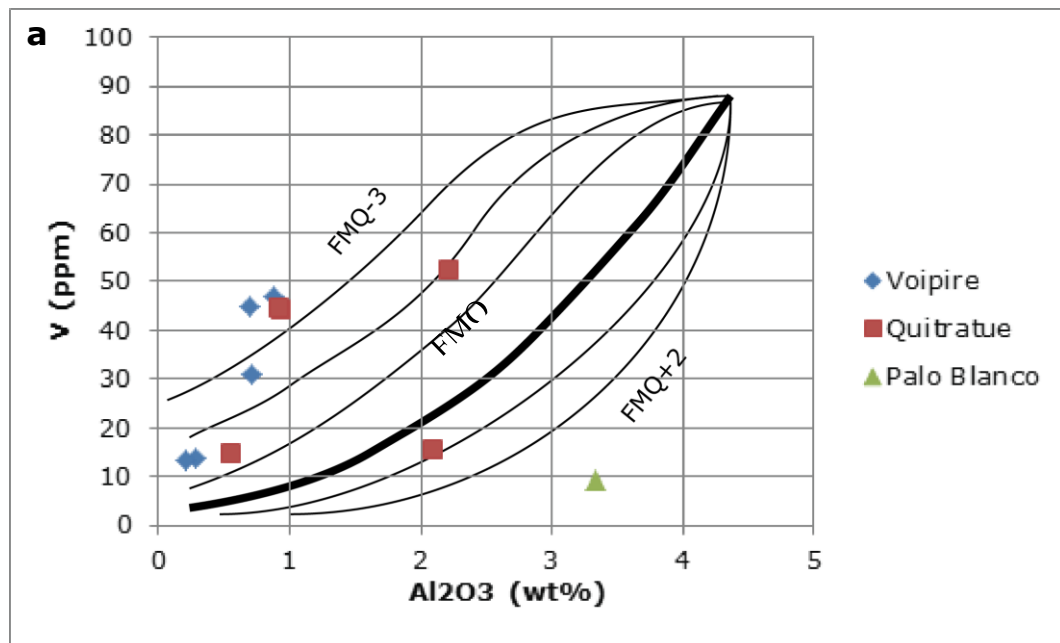


Fig. 23. Gráfico MgO/SiO_2 vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ que muestra las áreas propuestas por Deschamps et al., (2013) para determinar protolito de una serpentinita. En verde se ilustra el campo para dunitas serpentinizadas y en rojo el campo correspondiente a harzburgitas serpentinizadas. La línea azul representa la evolución de la composición global de la Tierra silicatada (BSE).

Al efectuar la comparación entre el MgO y el vanadio, elemento moderadamente incompatible, se nota una clara correlación negativa entre ellos (Fig. 24a). Esto, en adición al comportamiento del vanadio, puede estar ligado a procesos mantélicos primarios no ligados, necesariamente, a alteración o metamorfismo (Marchesi et al., 2013).

Si tenemos en cuenta que la compatibilidad del vanadio es inversamente proporcional a la fO_2 (i.e., a mayor fO_2 , V es más incompatible), es posible hallar una relación entre estos dos valores, logrando un registro de la fugacidad de oxígeno durante la fusión del manto y, por consiguiente, las condiciones redox de la roca (Deschamps et al., 2013, Lee et al., 2003). Así, utilizando los diagramas propuestos por Lee et al. (2003) para peridotitas relacionadas a arco, es posible acotar cada una de las muestras dentro del rango FMQ a FMQ-2 (unidades logarítmicas), lo cual es cercano a serpentinitas refertilizadas abisales y de cuña astenosférica (Deschamps et al., 2013). Las únicas muestras que caen fuera de esta clasificación son las del sector de Palo Blanco, las cuales están bajo el FMQ+3 en unidades logarítmicas, mostrando condiciones altamente oxidantes respecto al buffer mantélico (Fig. 24a, b).



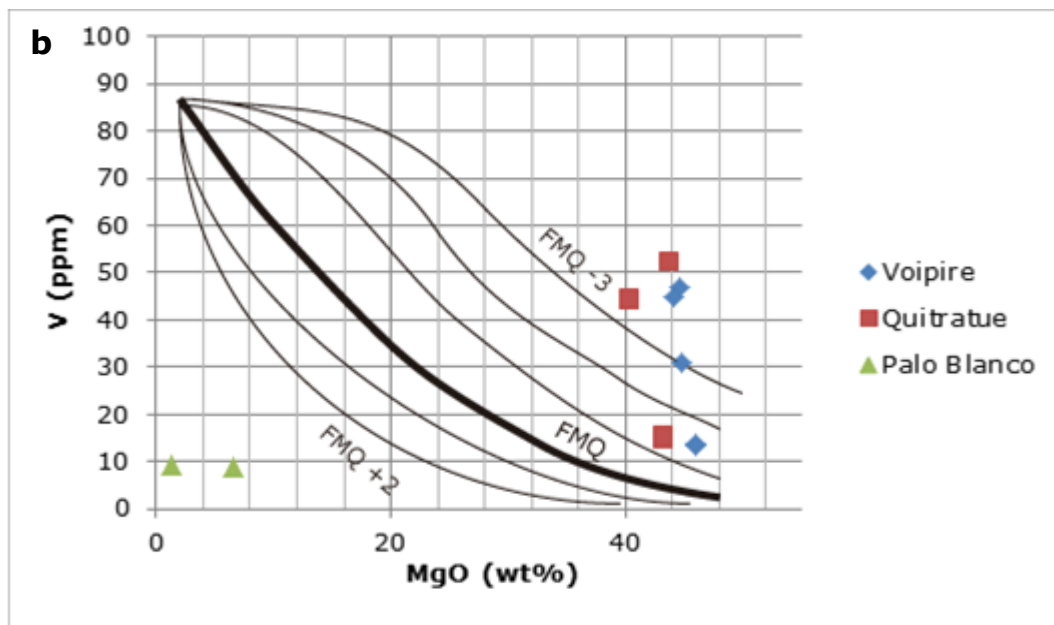


Fig. 24. Gráficos de Al_2O_3 y MgO vs vanadio, el cual posee una relación directa con la $f\text{O}_2$ (Lee et al., 2003). En ambas figuras es posible agrupar las muestras en el rango FMQ a FMQ-3.

El CaO posee una media en torno a 1.3 wt.% lo cual versa acerca de muy bajas abundancias no relacionables, necesariamente, a un empobrecimiento del fundido. Sólo las muestras VNC1D6 y QSB2D4 están elevadas en comparación al resto quedando sobre la línea que define la fusión parcial del manto (Fig. 25). Cabe señalar que ambas muestras poseen textura de reemplazo pseudomorfo, lo cual podría explicar los valores de CaO elevados en el caso de ser bastitas de clinopiroxeno.

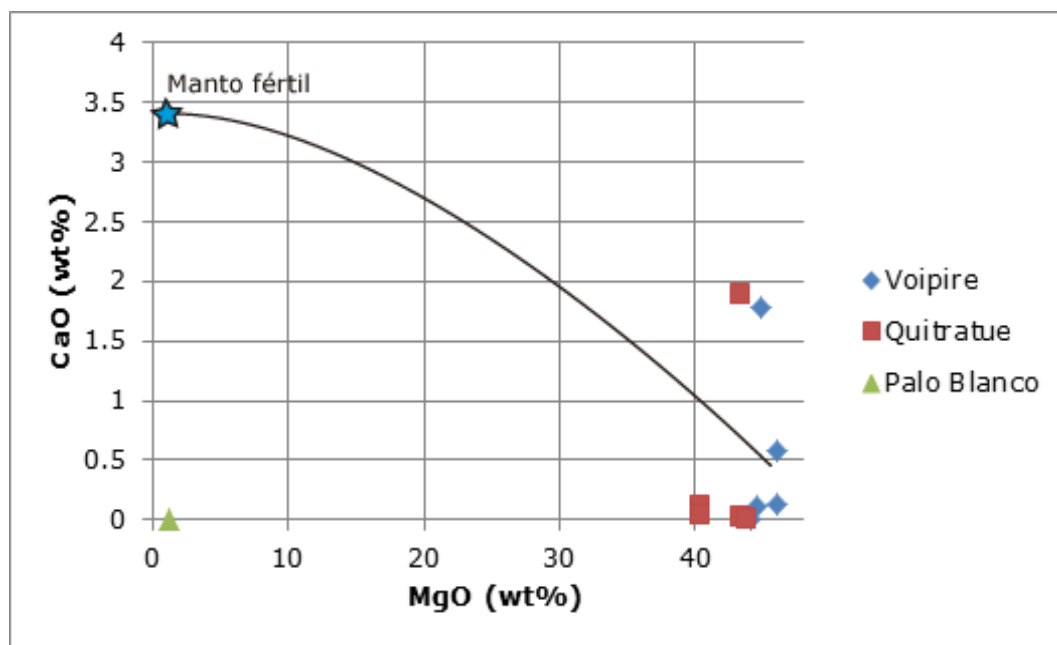


Fig. 25. Gráfico CaO vs MgO (según Marchesi et al., 2013). La línea negra representa la evolución del manto fértil.

El análisis de elementos mayores en cada una de las localidades muestra una pérdida por calcinación (LOI) entre 9.7 a 13.6 wt.% en Voipire, 10.6 a 11.9 wt.% en Quitratue y de 1,1 a 12.4 wt.% en el sector de Palo Blanco. Es claro el amplio rango de valores en esta última localidad, lo que es consecuente con una fuerte alteración meteórica ligada a minerales del grupo de la arcilla de esa zona en particular.

Al confeccionar un gráfico de LOI vs. SiO₂, es claro notar que los datos quedan en torno al punto de intersección de la medida estándar internacional UB-N de peridotita lherzolítica, cayendo dentro del área compartida por las serpentinitas abisales y las de subducción (Deschamps et al.,2013) (Fig.26).

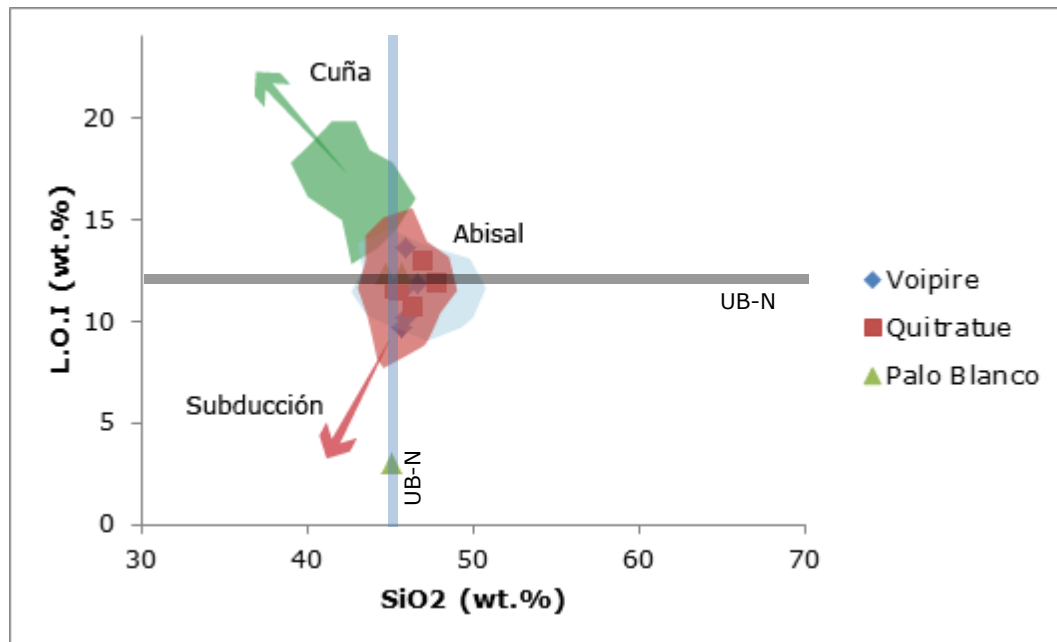


Fig. 26. Gráfico L.O.I vs SiO₂, el cual ilustra el posible ambiente de serpentinización de las muestras. Para cada sector, exceptuando Palo Blanco, es posible asociar un ambiente abisal (celeste) o de subducción (rojo). Campos según Marchesi et al. (2013).

El níquel, comúnmente usado como indicador de grados de fusión parcial de rocas del manto, posee valores promedio en torno a 2080 ppm, lo cual muestra un claro enriquecimiento respecto a rocas ultramáficas que no han experimentado alteración metamórfica. Si se observa el diagrama propuesto por Daziano (2000) es posible notar que la mayor parte de las muestras cae por fuera del campo de las dunitas (Fig. 27). Del mismo modo, QF1D1 y QH1D1 de Quitratue, y VE1D5 con VN2D5 de Voipire son las únicas en el rango exacto correspondientes a este tipo de roca. Cabe destacar que la muestra Q2D4 es la única correspondiente al campo de las wehrlitas, pero muy cercana al campo dunítico.

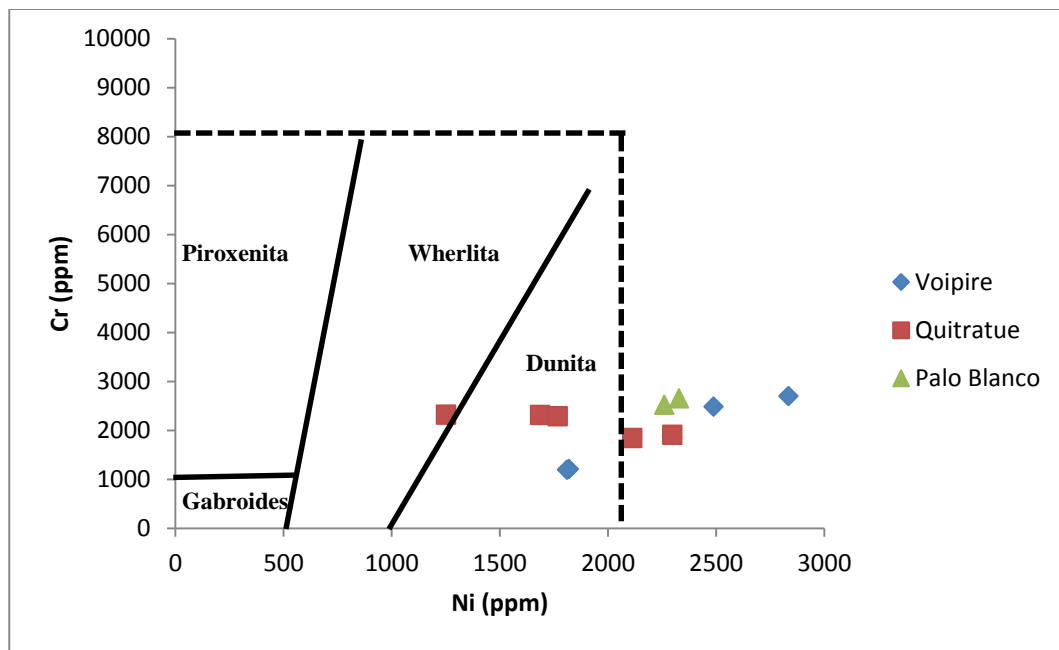


Fig. 27. Clasificación de rocas ultramáficas en función del contenido de Cr y Ni (Daziano, 2000).

6.3.1.3 Elementos menores, traza y tierras raras.

Para el análisis de tierras raras (REE) y otros elementos traza cada una de las muestras se normalizó al condrito y manto empobrecido (McDonough y Sun, 1995) a fin de comprender el comportamiento de cada uno de estos elementos en las rocas afines.

6.3.1.3.1 Voipire

En las rocas del sector de Voipire se observa un empobrecimiento progresivo desde el lantano hasta el holmio con un leve incremento en las tierras raras pesadas (HREE) hasta el lutecio. Es claro notar el enriquecimiento en La con una anomalía negativa marcada en Cs, lo que produce un quiebre significativo en esta tendencia relativamente cercana a una forma en ‘U’ (Fig. 28).

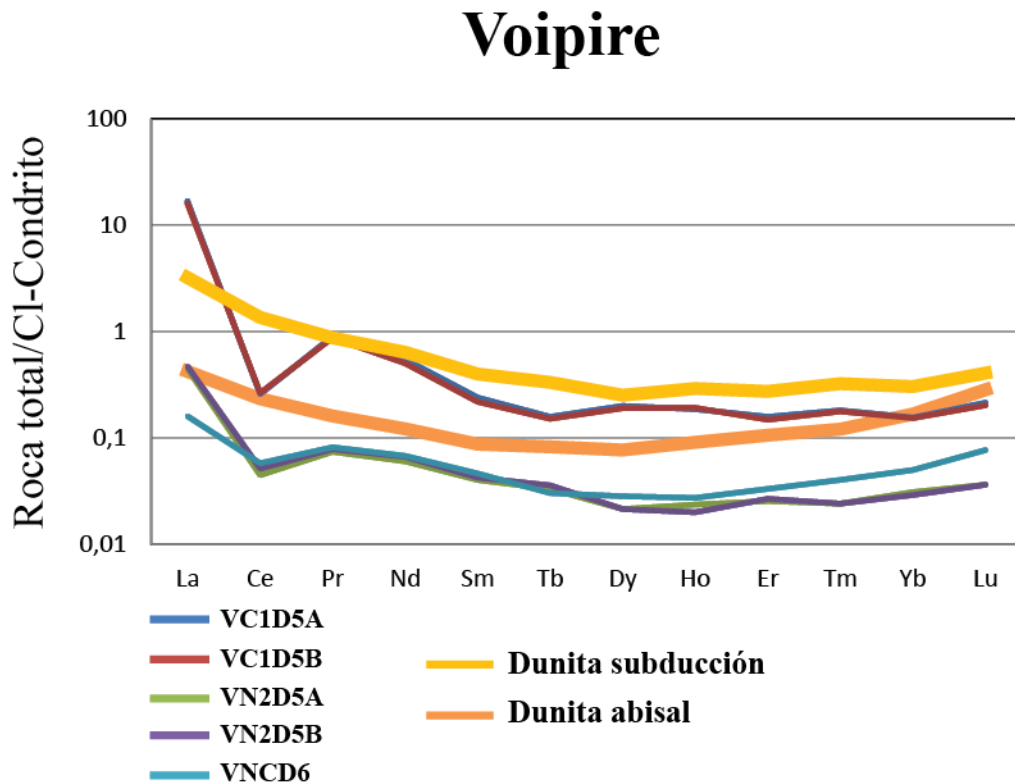


Fig. 28. Diagrama de REE de las rocas del sector de Voipire. Las tendencias fueron comparadas a dunitas abisales y de subducción tomadas de Deschamps et al. (2013).

Al efectuar la normalización a manto empobrecido para cada una de las muestras del sector se aprecia un enriquecimiento en Cs, Ba, Pb, con una tendencia general a la baja desde el Cs al Lu (Fig. 29). A modo particular, la muestra VNCD6 presenta una marcada anomalía positiva de Sr, mientras que las muestras VC1D5-A y VC1D5-B presentan una leve anomalía positiva de Y. A pesar de ello, ambos valores están por debajo de la norma.

Por otro lado, las anomalías negativas presentes, todas por bajo la norma, son las asociadas a Rb y Th. Las muestras VNCD6 y VC1D5A-B están asociadas a anomalías negativas de samario y estroncio, respectivamente.

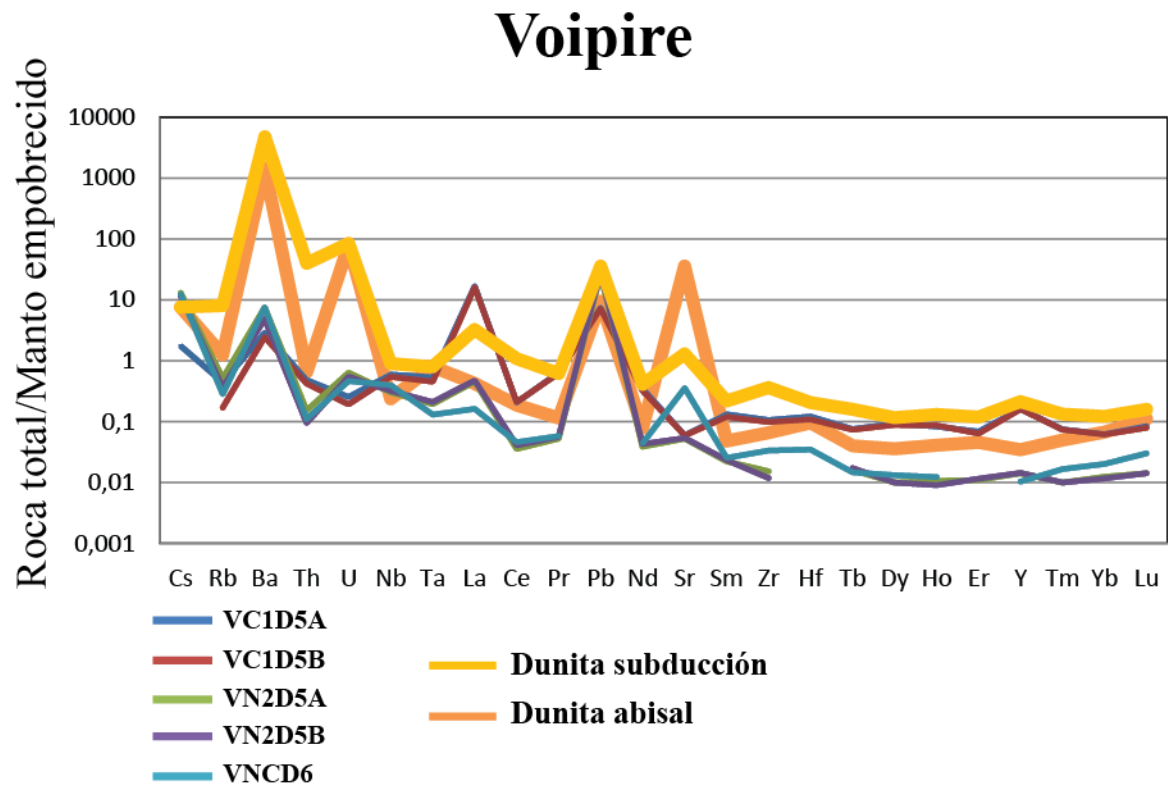


Fig. 29. Diagrama multielemento de las rocas del sector de Voipire. Las tendencias fueron comparadas a dunitas abisales y de subducción tomadas de Deschamps et al. (2013).

6.3.1.2.2 Quitratue

En Quitratue, la pendiente del patrón normalizado de las HREE es más bien plana, a excepción de la muestra QSB2D4 (A y B) que posee una forma en U con una anomalía positiva de Tb. A modo general, se mantienen las anomalías en lantano y cesio del sector de Voipire (Fig. 30).

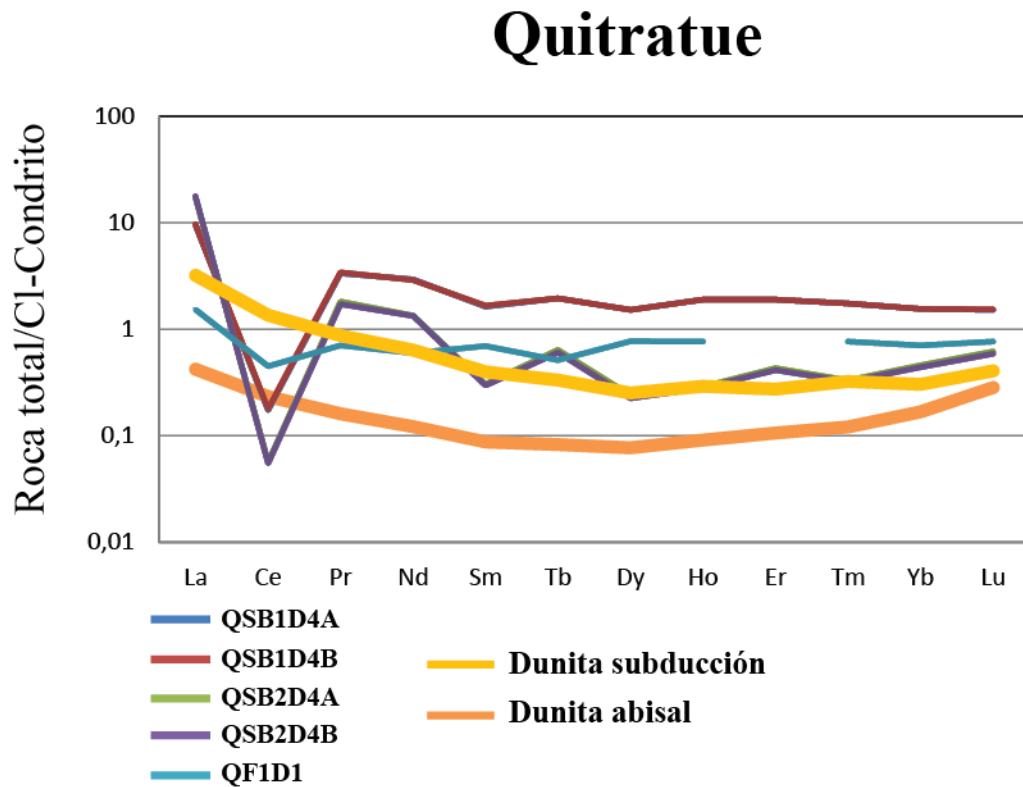


Fig. 30. Diagrama de REE de las serpentinitas del sector de Quitratue. Las tendencias fueron comparadas a dunitas abisales y de subducción tomadas de Deschamps et al. (2013).

La normalización a manto empobrecido muestra enriquecimiento general en Cs, Ba y Pb; característica compartida con la zona de Voipire. Además de ello, existe un pequeño enriquecimiento en Y en casi la totalidad de las muestras, llegando a estar sobre la norma para el caso de las muestras QSB1D4A y QSB1D4B (Fig. 31).

Es claro notar las anomalías asociadas a Rb, Th, Ta, Sr y Zr; siendo esta última la más notoria e importante al compararla con los valores del manto empobrecido.

Quitratue

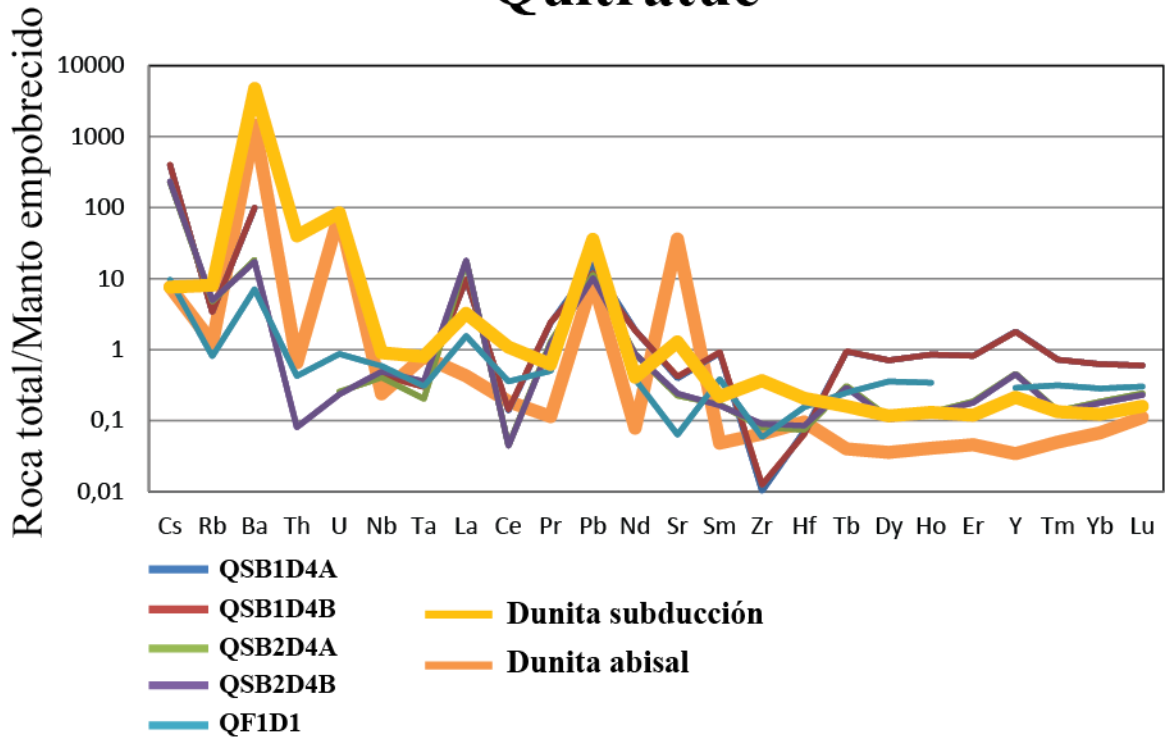


Fig. 31. Diagrama multielemento de las rocas del sector de Quitratue. Las tendencias fueron comparadas a dunitas abisales y de subducción tomadas de Deschamps et al. (2013).

6.3.1.2.3 Palo Blanco

Por último, en el sector de Palo Blanco se dibuja claramente una trayectoria en forma de ‘U’ en las REE, lo que queda en evidencia debido a los bajos valores de las tierras raras medianas (MREE). Sumado a ello, mantienen las mismas anomalías en Ce y La de las localidades anteriormente expuestas, con un comportamiento similar a Quitratue en relación al Tb (Fig. 32).

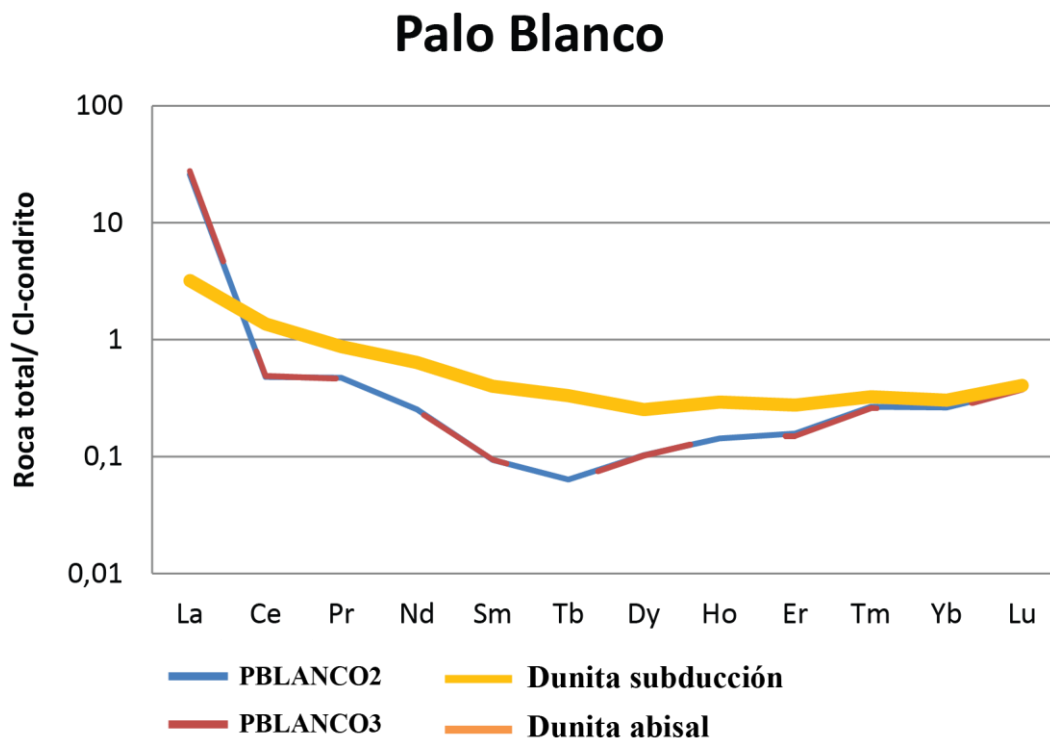


Fig. 32. Diagrama de REE de las rocas del sector de Palo Blanco. Las tendencias fueron comparadas a dunitas abisales y de subducción tomadas de Deschamps et al. (2013).

Al comparar cada una de las rocas estudiadas de Palo Blanco con el manto empobrecido, se cumple que los valores para el Cs están bajo el límite de detección. Sumado a lo anterior, es posible notar el claro enriquecimiento en Ba, U y Pb, con una tendencia positiva en los elementos más compatibles. Sin embargo, desde el Nd hasta el Lu, ninguno de los elementos muestra valores por sobre la norma (Fig. 33).

Las anomalías negativas asociadas a este sector corresponden, al igual que Quitratue, al Rb, Zr y Ta.

Palo Blanco

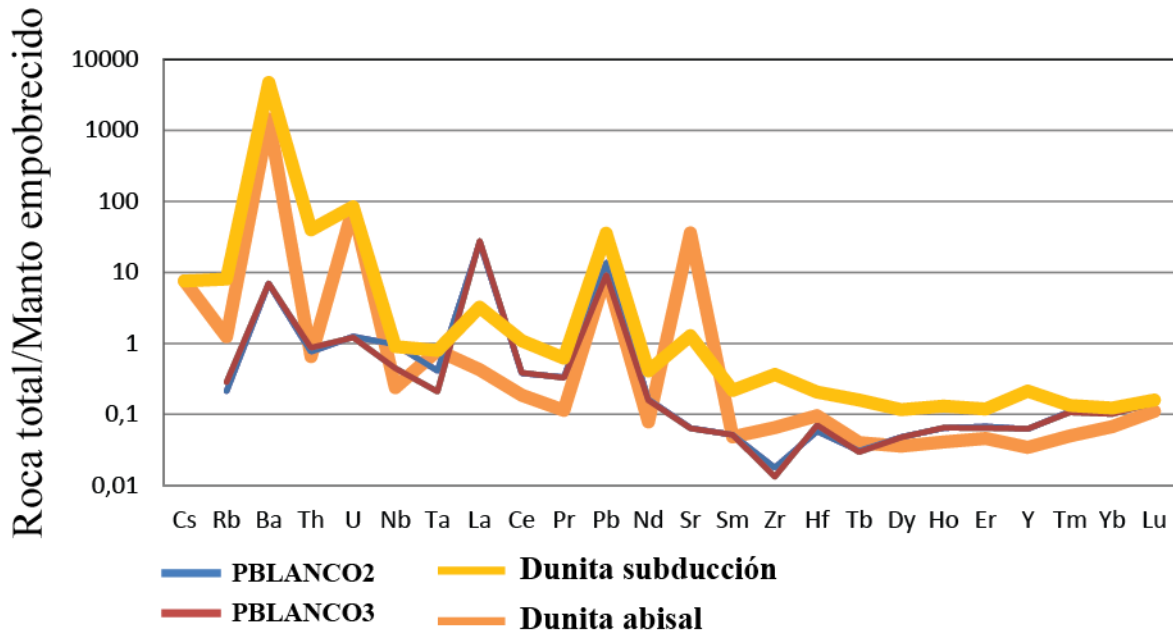


Fig. 33. Diagrama multielemento de las rocas del sector de Palo Blanco. Las tendencias fueron comparadas a dunitas abisales y de subducción tomadas de Deschamps et al. (2013).

6.3.2 Composición mineral

6.3.2.1 Microsonda electrónica

En aquellas muestras en que se observó una gran cantidad de olivino, se realizaron estudios de microsonda electrónica para determinar sus composiciones. Esto permitió establecer si se trataba de olivinos primarios relictos o bien olivinos formados durante el metamorfismo (i.e., neo-metamórficos). Para ello se seleccionaron dos muestras de Voipire (muestras VA6D3 y V101) y una muestra de Quitratue (QR0D5)

Los resultados de estos análisis se presentan en el Anexo 6. En términos generales los olivinos de las tres muestras presentan un número de magnesio ($\#Mg=Mg/Mg+Fe^{2+}$) superior a 90 (V101 $\#Mg=97$; VA6D3 $\#Mg=91$; QR0D5 $\#Mg=95$ – valores promedio de $\#Mg$), lo cual estaría dentro del rango de olivinos metamórficos (Fo_{88-93}) (Nosaka, 2003, 2010), exceptuando la muestra de Voipire que está aún en el rango de olivinos ígneos. Esto correspondería a una distribución bimodal de contenido forsterítico de los olivinos del sector de Voipire con posible coexistencia de olivinos primarios y metamórficos.

A pesar de que algunos olivinos ígneos pueden presentar contenidos forsteríticos mayores a 93% (González-Jiménez et al., 2011), se observó la presencia de inclusiones de minerales opacos en los olivinos de cada una de las muestras, lo que, sumado a sus texturas, serían propiedades características de olivinos metamórficos (Nosaka, 2003).

7. Discusiones

7.1 Condiciones de presión-temperatura

Tomando en cuenta los análisis referentes a la identificación y composición mineral utilizados en el presente trabajo, fue posible, a modo general, reconocer la asociación lizardita-antigorita en la mayor parte de las muestras. A pesar de la baja señal del XRD relacionada a antigorita, dichos datos fueron confirmados por análisis de espectroscopía Raman y observaciones petrográficas.

Sumado a esto, la presencia de olivino metamórfico, que versa de condiciones de temperatura aún mayores, presenta texturalmente al menos dos capas coroníticas relacionables, al menos petrográficamente, a lizardita. Esto da cuenta de una serie de procesos de evolución de las rocas a condiciones de menor temperatura, cual implicaría una recrystalización de serpentina a partir de la forsterita neometamórfica.

Modelos numéricos desarrollados para canales de subducción (Fig. 34) indican que el flujo del canal puede ser hacia abajo, arriba o convectivo (Cloos y Shreve, 1988; Gerya, 2002; Blanco-Quintero et al., 2011). Este último proceso de circulación permitiría explicar la formación de las coronas de serpentina en las muestras QR2D4 (Quitratue) y VA6D3 (Voipire); las 2 capas concéntricas representarían una secuencia de reacciones incompletas de reemplazo sobre el olivino neo-metamórfico, es decir, dos eventos de reequilibrio a condiciones de presión-temperatura distintos.

De esta manera la roca serpentinizada tuvo que haber ascendido desde la formación del olivino neo-metamórfico para formar la primera corona de serpentina, luego descender y volver a ascender logrando segunda capa coronítica antes de ser exhumadas.

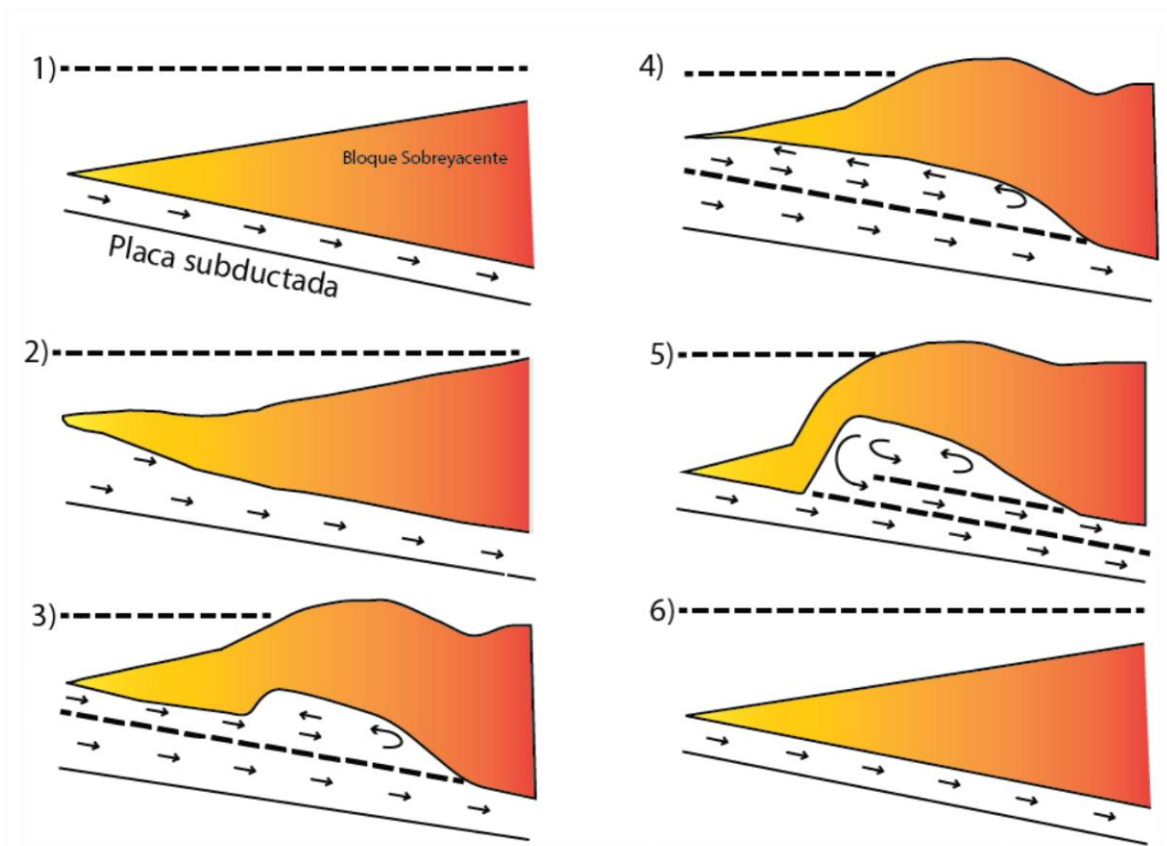


Fig. 34. Diagramas de circulación convectiva dentro del canal de subducción modificado de Cloos y Shreve (1988). Cada una de las etapas corresponde a un aumento en la cantidad de material ingresado al canal de subducción, para luego volver al estado de equilibrio presentado en 1). La línea punteada superior representa la profundidad de compensación calcio-carbonato, indicador del nivel de agua durante la deposición de la cubierta sedimentaria inclinada.

Sumado a lo indicado en el párrafo anterior, este proceso convectivo también podría explicar el ascenso y exhumación de cuerpos ultramáficos y serpentiniticos, además del emplazamiento de estos en prismas acrecionarios relacionados íntimamente a las condiciones geodinámicas del área de estudio. Trabajos realizados por Blanco-Quintero et al. (2011) en Cuba oriental revelan flujos convectivos a gran escala en bloques de rocas ultramáficas serpentinizadas. Las pseudo-secciones realizadas en porfidoblastos de granate zonados determinan variaciones en las condiciones de presión-temperatura con diferentes peaks relacionables a movimientos continuos de ascenso y descenso (convección) sobre la placa subductante, proceso que podría ser análogo al que sufrieron las rocas del presente trabajo.

Respecto a las condiciones generales de presión y temperatura, es claro que al menos 2 de las muestras del área de estudio sufrieron condiciones superiores a 450°C, lo cual correspondería al máximo metamórfico de las muestras en cuestión. Para un ambiente ligado a zonas de supra-subducción (SSZ), esto se lograría aproximadamente a profundidades por sobre 50 km (Gerya et al., 2002); la cota mínima de temperatura vendría dada por la asociación lizardita-antigorita a 350°C.

7.2 Protolito

7.2.1 Dunita

El tratamiento de los datos de elementos mayores, traza y tierras raras suponen que el protolito de las serpentinitas corresponde a dunitas o hazburgitas, sin una distinción clara entre ellos. Al efectuar el diagrama de Daziano (2000) es posible notar que varias de las muestras caen fuera del campo de las dunitas, con una tendencia al enriquecimiento del níquel. Esto sugiere movilidad o reconcentración de este elemento durante el proceso de serpentización, lo que es consistente con lo reportado en la literatura pues las peridotitas hidratadas suelen estar mucho más enriquecidas en Ni posiblemente debido a la extracción y posterior concentración de este elemento a partir de los olivinos (Barnes et al., 2013; Deschamps et al., 2013), sumado al hecho de que este elemento aparentemente puede ser movilizado por fluidos metamórficos (Barnes et al., 2006).

Teniendo en cuenta lo propuesto por Deschamps et al. (2012), es posible hacer una comparación entre serpentinitas derivadas de olivino, ortopiroxeno o clinopiroxeno, ya que estas poseen cantidades variables en algunos elementos menores y trazas. En este caso, se utilizaron los elementos Y, Sc y la relación La/Yb que también posee valores característicos para cada tipo de roca primigenia.

Así, se puede agrupar las rocas dentro de las zonas asociadas a algún protolito de olivino y ortopiroxeno; las muestras QSB1D4A y QSB1D4B son las únicas que podrían corresponder rocas con olivino y clinopiroxeno serpentinizadas (Fig. 35a, b, c).

En adición a los datos de petrografía, que muestran rocas totalmente serpentinizadas con presencia local de bastitas de piroxeno, es posible asignar un posible protolito dunítico con piroxeno, lo que se sustenta aún más teniendo en consideración los patrones enriquecidos en LREE con forma plana en MREE y HREE, mostrando una suerte de combinación entre los patrones presentados por Deschamps et al. (2012) para serpentinas derivadas de olivino y piroxeno.

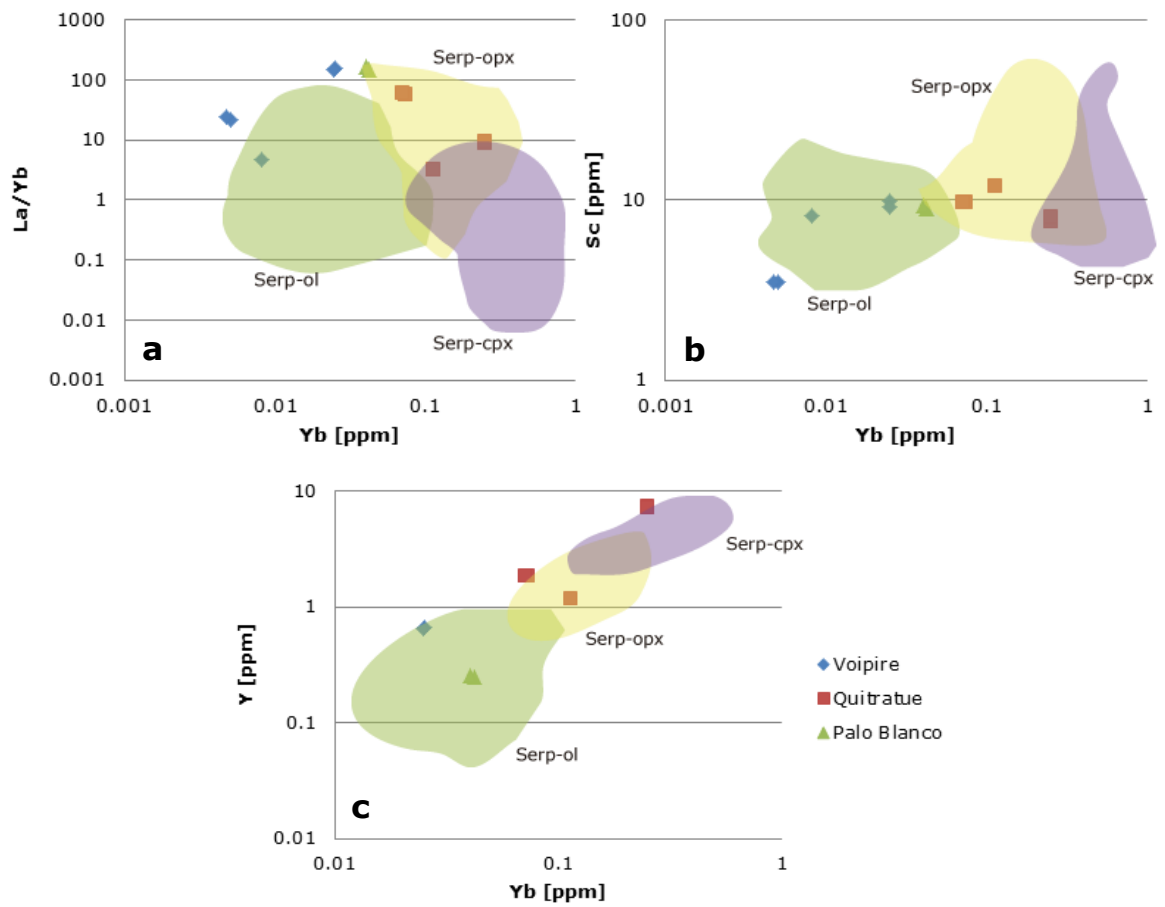


Fig. 35. Gráficos de La/Yb y elementos traza inmóviles (Sc, Y) vs Yb. Elementos compatibles y HREE mostrando campos de minerales primarios asociados a una peridotita serpentizada (Deschamps et al., 2012).

7.2.2 Clinopiroxenita

La muestra QSB3D4 del sector de Quitratue es la única roca ultramáfica con una serpentización moderada a leve encontrada en la zona de estudio, lo que fue interpretado, en un primer momento, como un posible protolito de las rocas analizadas. La disposición del afloramiento respecto a los demás estudiados en el Cerro Mirador es más bien acotado y rodeado por otros cuerpos serpentínicos lo que podría corresponder a una especie de veta o intrusión de un magma rico en clinopiroxenos.

La composición química sugiere un protolito dunítico o hazburgítico apoyado por la poca cantidad de bastitas de piroxeno y la nula aparición de relictos ligados a la mineralogía en cuestión. Si tomamos en cuenta que la susceptibilidad de serpentización es mayor desde el olivino al clinopiroxeno, pasando por su variedad ortorrómbica, es claro que debiese haber un registro del clinopiroxeno, el cual es inexistente en todo el conjunto de rocas exceptuando la muestra QSB3D4.

Lo anterior hace deducir que la clinopiroxenita hallada en la zona de estudio no correspondería al protolito, sino, más bien, a una intrusión que podría ser explicada por circulación de fundidos derivados del slab o fluidos formados durante el proceso de deshidratación o durante la fusión parcial. Diversos autores (e.g., Gorrington et al., 1997; Dantas et al., 2009), proponen 3 mecanismos posibles para la formación de piroxenitas: i) fragmentos de corteza oceánica delaminados o reciclados, ii) cúmulos formados por segregación cristalina de magmas emplazados entre el manto superior y el límite corteza-manto, o iii) producto de reacciones entre fluidos o fundidos con peridotitas. Otra posibilidad es la circulación de fundidos alcalinos o subalcalinos sobresaturados en Si, que pueden transformar el olivino en ortopiroxeno; para el caso particular de la clinopiroxenita, que posee una temperatura de formación mayor que una websterita u ortopiroxenita, se requeriría la interacción de un fluido alcalino con una roca hazburgítica para lograr esta mineralogía (Berly et al., 2006).

7.3 Condiciones de la serpentización

Considerando los datos de fugacidad de oxígeno, la razón Al/Si y el gráfico LOI vs SiO₂ presentados en la sección de resultados, es posible asignar estas rocas a una serpentización debida a fluidos originados en una zona de subducción o supra-subducción en donde alguna de las muestras pudo haber sufrido exposición en contacto con agua marina en etapas más tardías.

A pesar de ello, no es posible descartar que algunos de estos cuerpos hayan sido serpentizados en zonas abisales ya que el campo de oxidación respecto al buffer fayalita-magnetita-cuarzo obtenido engloba también esta posibilidad sumando, además, una posible refertilización en contexto de subducción por parte de otros fluidos liberados durante este mismo proceso (Worzewski et al., 2011). Lo anterior también puede apoyarse sobre la mineralogía ligada a olivino metamórfico y antigorita que refuerza aún más esta idea.

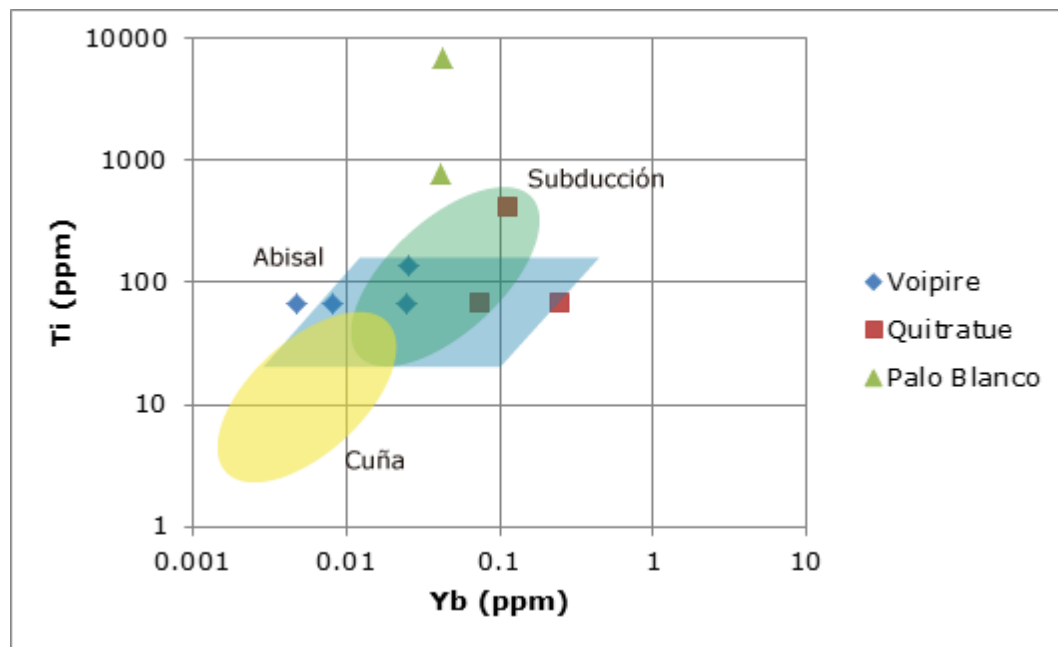


Figura 36. Diagrama Ti vs Yb que permite distinguir concentraciones de estos elementos para distintos ambientes de serpentización tomado de Deschamps et al. (2013).

El Ti suele tener una baja concentración en rocas de margen convergente en donde los grados de fusión parcial son muy altos. Utilizando el diagrama propuesto por Deschamps et al. (2013) basado en la comparación y relación directa de este elemento con el Yb, el cual se supone tiene una baja movilidad durante la serpentización, es posible notar que los análisis se encuentran dentro del área conformada por las serpentinitas abisales y de subducción (Fig. 36). Esto no permite obtener una conclusión clara acerca del origen, pero sí da aproximaciones acerca de lo expuesto en el párrafo anterior.

Según lo expuesto por Deschamps et al. (2013), algunos elementos menores y traza podrían presentar determinados comportamientos dependiendo de la zona en la cual se encuentren; para serpentinitas abisales existiría un enriquecimiento en U y Pb (Fig. 37), mientras que para serpentinitas subductadas sería posible observar fuertes evidencias de enriquecimiento secundario o refertilización, además de valores de Yb mayores a 0.02 ppm (Deschamps et al., 2013). A modo general, las muestras presentan enriquecimiento en Pb, pero no del todo notorio en U con valores de Yb en torno a 0.065 ppm que se encuentran dentro del rango máximo asociado a serpentinitas abisales y en el rango medio para serpentinitas ligadas a zonas de subducción (Deschamps et al., 2013).

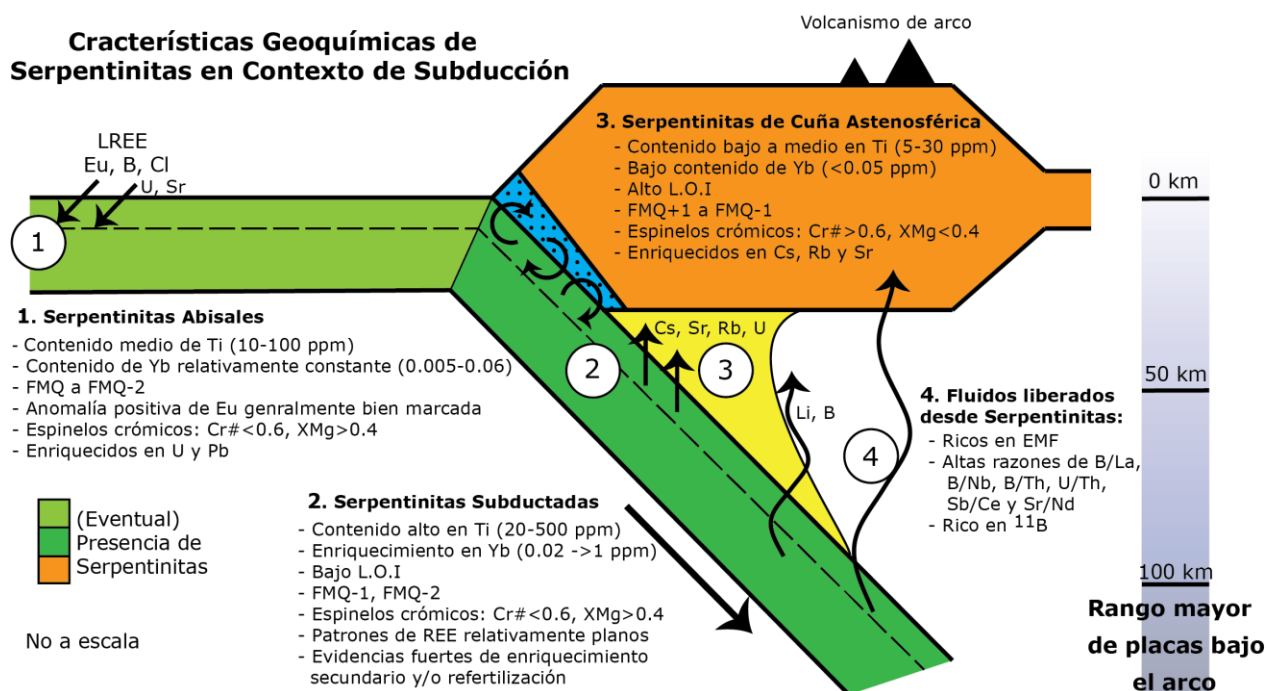


Fig. 37. Modelo esquemático de distintos ambientes de serpentinitización asociados a concentración y movilidad de elementos químicos. Modificado de Deschamps et al., 2013.

La serpentinitización de olivino y piroxeno (~200°C y >350°C, respectivamente) causa un enriquecimiento relativo en elementos fluidos móviles (EFM). Este comportamiento no ha sido observado en el área de estudio, ya que en gran parte de las muestras es posible notar claras anomalías negativas de Sr y Rb. El empobrecimiento podría ser explicado por: i) el subsecuente proceso de subducción y la transformación de lizardita a antigorita que impulsa la pérdida de Sr del sistema (Marchesi et al., 2013; Spandler y Pirard, 2013), ii) fluidos hidrotermales con alto contenido en Cs y bajo en Rb y Sr (e.g., You et al., 1996; Pichler et al., 1999; Douville et al., 2002) actuando como fases fluidas serpentinizantes, iii) liberación preferencial de Sr y Rb durante el quiebre parcial de la antigorita (Deschamps et al., 2011, 2012, 2013) con retención relativa de Cs debido a su compatibilidad y consecuente adsorción entre las capas de la serpentina o iv) fluidos serpentinizantes liberados por compactación y reducción de presión de poro en

sedimentos y corteza oceánica alterada, los cuales poseen bajas concentraciones en elementos menores y traza pero alto contenido en B, As, Li y Cs. (Spandler y Pirard, 2013).

A partir de los datos entregados en los párrafos anteriores, se propone un mecanismo de serpentización íntimamente ligado a una zona de subducción con rocas posiblemente hidratadas tanto en este mismo ambiente como en zonas abisales las cuales, además, sufrieron procesos de refertilización luego de ser transportadas al interior del conducto.

7.4 Modelo geodinámico

Resultados preliminares de isótopos estables de cloro, indican valores negativos para Voipire, mientras que valores positivos para el sector de Centinela Bajo, La Cabaña, IX Región (Salazar et al., 2012). Esto indicaría que los fluidos responsables de la serpentización son de distinta naturaleza; para el caso de Voipire un $\delta^{37}\text{Cl}$ negativo estaría indicando un fluido de posible origen sedimentario (Barnes et al., 2006) lo que se contrapone al aporte marino inferido para el sector de Centinela Bajo.

Las rocas del sector de Centinela Bajo podrían haber sido serpentizadas y adosadas a la Serie Occidental a una profundidad menor, ascendiendo sin mucha contaminación cortical o bien adquiriendo mayor cuantía de agua marina al posicionarse en zonas cercanas a la fosa que, comparativamente, tendrían mayor aporte de fluidos marinos que serpentinitas emplazadas a mayor distancia de la línea de costa. En cambio, las rocas del sector de Voipire y Quitratue habrían sufrido serpentización a profundidades mayores con mayor aporte de fluidos connatos, ya que estas últimas presentan evidencias de mayor convección ligada a profundidades en donde la antigorita ya no es estable, promoviendo la formación de olivino secundario, con una signatura de $\delta^{37}\text{C}$ negativa relacionables a fluidos de origen sedimentario (Fig. 38).

Así, sería posible relacionar esas rocas a un proceso de circulación convectiva que pudo haberse visto asociado al proceso de formación de la serie de alta presión y baja temperatura del prisma de acreción basal del centro sur de Chile propuesto por Glodny et al. (2008), para luego haber sido exhumados dentro de la misma.

Cabe destacar que el proceso de circulación asociado al canal de subducción cesa en el momento en que la convección de la cuña astenosférica se hace efectiva (Gerya et al., 2002), lo que estaría relacionado a una temperatura máxima de 800°C para un ángulo de subducción de 45°. Esto daría a entender que las rocas del área de estudio no corresponderían a las facies de mayor temperatura con presencia de fases como el ortopiroxeno, talco o tremolita. Otra posibilidad es que el ángulo de subducción hubiese sido menor durante el proceso de subducción, lo que provocaría un desplazamiento de las isothermas (Gerya et al. 2002; Castro y Gerya, 2008)

Además, se propone que las rocas analizadas no corresponden, necesariamente, a un solo cuerpo peridotítico; estos podrían relacionarse a dunitas o harzburgitas que fueron sometidos a serpentización a distintas condiciones de presión-temperatura y a diferentes estadios temporales de ascenso relativo dentro del canal de subducción. Las rocas ultramáficas habrían estado expuestas a eventos de serpentización diferenciados ligados a una fuente sedimentaria y/o marina que otorgaría distintas signaturas químicas a cada una de ellas.

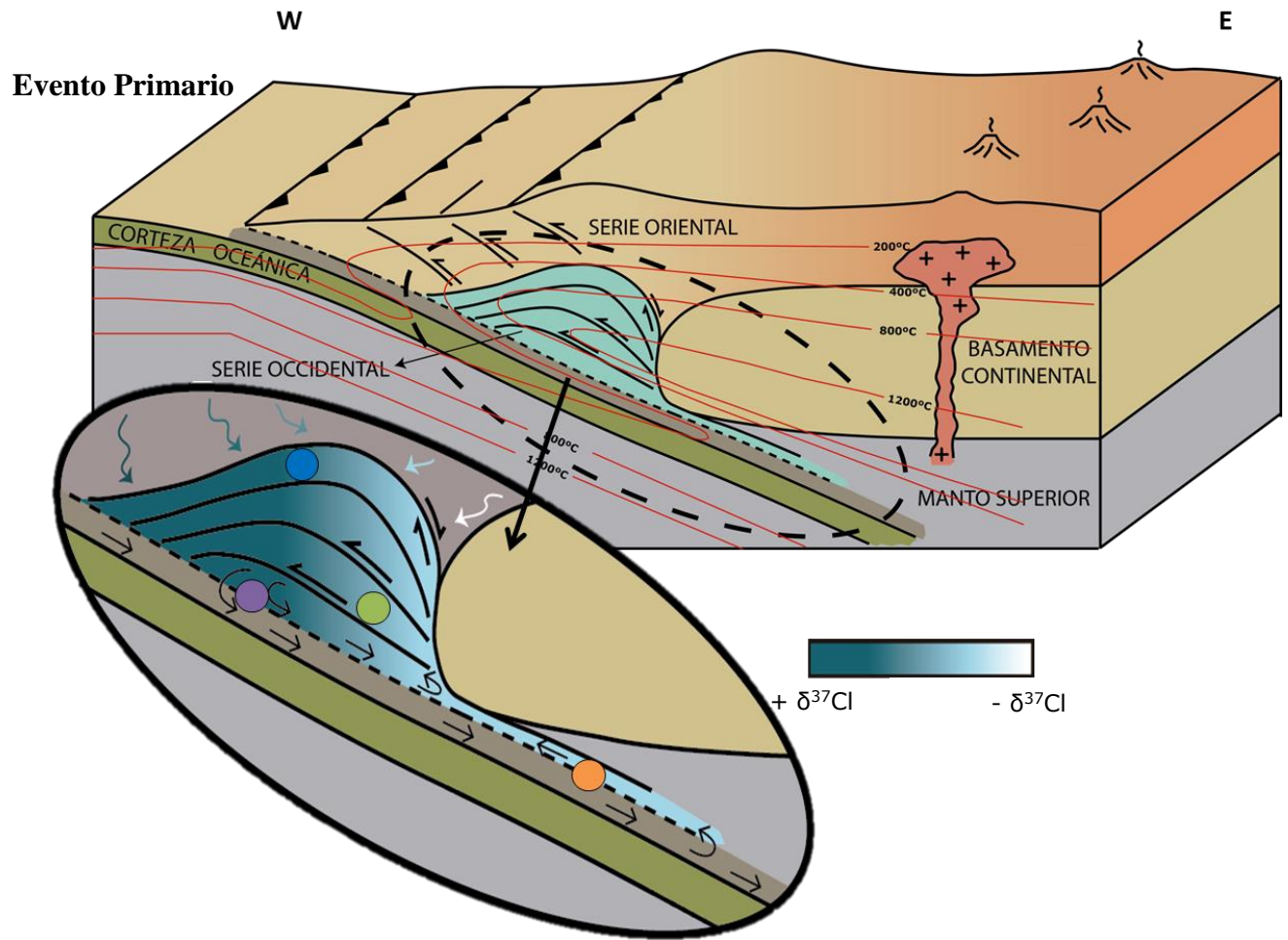


Fig. 38. Modelo geodinámico propuesto para la zona de estudio. Los círculos de colores representan las distintas etapas de convección dentro del canal de subducción que comienza con la serpentización de un cuerpo de dunita. El círculo color naranja corresponde con olivino secundario, mientras que la azul corresponde a las serpentinitas del sector de La Cabaña. Las flechas curvas indican el aporte de fluido del sistema donde la intensidad de azul hace referencia al $\delta^{37}\text{Cl}$ y, por consiguiente, al aporte del agua marina y/o sedimentaria.

8. Conclusiones

La mineralogía predominante del grupo de la serpentina en la zona de estudio sería la antigorita, la cual fue bien caracterizada mediante difracción de rayos X y la espectroscopía Raman. Esta técnica microanalítica fue de gran ayuda para la diferenciación de fases, en especial por su rapidez y bajo costo.

Los cuerpos serpentiniticos de los 3 sectores estudiados no corresponden necesariamente a una misma roca ultramáfica serpentizada sino, más bien, a una serie de cuerpos emplazados de origen distinto. Esto daría a entender que no se trata de un solo gran complejo ofiolítico desmembrado sino a una serie de bloques tectónicos relacionables a un gran *melange* serpentinitico y posiblemente emplazados durante un periodo extenso de tiempo.

El protolito para cada uno de los sectores correspondería a una dunita, lo cual se sustenta por medio de la geoquímica y la petrografía. Esta última muestra texturas ligadas a la presencia de piroxenos, pero estos no superan el 10% de la sección delgada, lo que aún está dentro de los márgenes de una dunita.

Las dunitas alteradas de cada uno de los sectores fueron serpentizadas y emplazadas en un ambiente de subducción. De cualquier manera, las muestras presentan signos de enriquecimiento secundario, lo cual podría relacionarse tanto a rocas ultramáficas serpentizadas en contexto de subducción como también a rocas ultramáficas abisales incorporadas y enriquecidas en el ambiente citado anteriormente.

Sumado a lo anterior, es posible relacionar este proceso de emplazamiento y serpentización al modelo de acreción basal (Willner et al., 2005; Glodny et al. 2007) y a los modelos convectivos para canales de subducción (Cloos y Shreve, 1988; Gerya et al., 2002), los cuales permiten explicar las distintas signaturas isotópicas y estadios de serpentización para distintos cuerpos de roca.

Respecto a las condiciones generales de presión y temperatura, es claro que al menos 2 de las muestras del área de estudio sufrieron condiciones superiores a 450°C a profundidades estimadas en 50 km, lo cual correspondería al máximo metamórfico de las muestras en cuestión.

Es clara la necesidad de una mayor densidad de datos para realizar un estudio más acabado, ya que los campos para cada uno de los análisis de ambiente y protolito son muy amplios y no es posible ubicar tendencias claras en especial para el sector de Palo Blanco, el cual cuenta con una densidad de datos insuficiente para este tipo de análisis.

Bibliografía

- Agard, P., Yamato, P., Jolivet, L., & Burov, E. (2009). Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms. *Earth-Science Reviews*, 92, 53-79.
- Aguirre, L., Hervé, F., & Godoy, E. (1972). Distribution of metamorphic facies in Chile-an outline. *Krystalinikum*, 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. (1982). Distribución de la mineralización de la Cordillera de la Costa entre los 38° y 40° latitud sur. *Congreso Geológico Chileno*, 3., (pp. E38-E59). Concepción.
- Alvarez, O. (1970). Estudio geológico de los yacimientos de hierro de la Cordillera de Nahuelbuta. *Memoria de Título (Inédito)*, 122.
- Bach, W., Garrido, C., Ildefonse, B., Meurer, W., & Humphris, S. (2006). Unrevealing the sequence of serpentinization reactions: petrography, mineral chemistry and petrophysics of serpentinites from MAR 15°N (ODP Leg 209, Site 1274). *Geophysical Research Letters* 33, L13306, doi:10.1029/2006GL025681.
- Barnes, I., O'Neil, J. R., & Trescases, J. J. (1978). Present day serpentinization in New Caledonia, Oman, and Yugoslavia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 144-145.
- Barnes, J. D., & Sharp, Z. D. (2006). A chlorine isotope study of DSDP/ODP serpentinized ultramafic rocks; insights into the serpentinization process. *Chem. Geol.*, 228, 246-265.
- Barnes, J. D., Eldam, R., Lee, C., Errico, J., Loewy, S., & Cisneros, M. (2013). Petrogenesis of serpentinites from the Franciscan Complex, western California, USA. *Lithos*, 178, 143-157.
- Barnes, J. D., Selverstone, J., & Sharp, Z. (2006). Chlorine isotope chemistry of serpentinites from Elba, Italy, as an indicator of fluid source and subsequent tectonic history. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7(8), 1525-2027.
- Barra, F. (1996). Estudio petrográfico de serpentinitas y mineralógico de cromitas del área de La Cabaña, Provincia de Cautín, IX Región, Chile. *Memoria de Título (Inédito)*, Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra, 170.
- Barra, F., Rabbia, O., Alfaro, G., Miller, H., Höfer, C., & Kraus, S. (1998). Serpentinitas y cromitas de La Cabaña, Cordillera de la Costa, Chile central. *Revista geológica de Chile*, 25(1), 29-44.
- Berly, T., Hermann, J., Arculus, R., & Lapierre, H. (2006). Supra-subduction zone pyroxenites from San Jorge and Santa Isabel (Solomon Islands). *Journal of Petrology*, 47, 1531-1555.

- Blanco-Quintero, I. F., García-Casco, A., & Gerya, T. V. (2011). Tectonic blocks in serpentinite mélangé (eastern Cuba) reveal large-scale convective flow of the subduction channel. *Geology*, *39*, 79-82.
- Castro, A., & Gerya, T. V. (2008). Magmatic implications of mantle wedge plumes: Experimental study. *Lithos*, *103*, 138-148.
- Cloos, M., & Shreve, R. L. (1988). Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 2. Implications and discussion. *Pure and Applied Geophysics*, *128*, 501-545.
- Coleman, R. G., & Keith, T. E. (1971). A chemical study of serpentinization - Burro mountain, California. *Journal of Petrology*, *12*, 311-328.
- Cruzat, A., Alfaro, G., & Guzmán, R. (1976). Prospección geoquímica en el área de Voipire, Provincia de Cautín, IX Región. *Inst. Invest. Geol. (inérito)*, *8*.
- Dantas, C., Grégoire, M., Koester, E., Conceição, R. V., & Rieck Jr., N. (2009). The lherzolite–websterite xenolith suite from Northern Patagonia (Argentina): Evidence of mantle–melt reaction processes. *Lithos*, *107*, 107-120.
- D'Antonio, M., & Kristensen, M. B. (2004). Serpentine and brucite of ultramafic clasts from the South Chamorro Seamount (Ocean Drilling Program Leg 195, Site 1200): inferences for the serpentinization of the Mariana forearc mantle. *Mineralogical Magazine*, *86*(6), 887-904.
- Daziano, C. O. (2000). Petrogenesis del Stock Máfico Compuesto de Cañada del Puerto, Córdoba, R. A. *IX Congreso Geológico Chileno. Puerto Varas, Chile*, *1*, 731-735.
- Derbyshire, E., O'Driscoll, B., Lenaz, D., Gertisser, R., & Kronz, A. (2013). Compositionally heterogeneous podiform chromitite in the Shetland Ophiolite Complex (Scotland): Implications for chromitite petrogenesis and late-stage alteration in the upper mantle portion of a supra-subduction zone ophiolite. *Lithos*, *162-163*, 279-300.
- Deschamps, F. G. (2011). Serpentinites act as sponges for fluid-mobile elements in abyssal and subduction zone environments. *Terra Nova*, *23*, 171-178.
- Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., & Hattori, K. (2013). Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, *178*, 96-127.
- Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., Chauvel, C., Andreani, M., Hattori, K., . . . France, L. (2012). Behavior of fluid-mobile elements in serpentines from abyssal to subduction environments: Examples from Cuba and Dominican Republic. *Chemical Geology*, *312-313*, 93-117.
- Dippel, B. (2011). *Raman.de*. Retrieved Octubre 27, 2014, from <http://www.raman.de>

- Douville, E. C., Oelkers, E. H., Bienvenu, P., Jove Colon, C. F., Donval, J. P., Fouquet, Y., . . . Appriou, P. (2002). The rainbow vent fluids (36°14' N, MAR): the influence of ultramafic rocks and phase separation on trace metal content in Mid-Atlantic Ridge hydrothermal fluids. *Chemical Geology*, *184*, 37-48.
- F.J., W., & O'Hanley, D. (1988). Serpentine minerals; structures and petrology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, *19*, 91-167.
- Frost, R., & Beard, J. (2007). On Silica Activity and Serpentinization. *Journal of Petrology*, *48*(7), 1351-1368.
- Gerya, T., Stöckhert, B., & Perchuk, A. (2002). Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: A numerical simulation. *Tectonics*, *21*(6), 1056.
- Glodny, J., Echtler, H., Collao, S., Ardiles, M., Burón, P., & Figueroa, O. (2008). Differential Late Paleozoic active margin evolution in South-Central Chile (37°S–40°S) – the Lanalhue Fault Zone. *Journal of South American Earth Sciences*, *26*, 397-411.
- González-Bonorino, F. (1970). Series Metamórficas del Basamento Cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación, No. 37*, 80.
- González-Jiménez, J., Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J., Blanco-Moreno, J., Ruiz-Sánchez, R., & Griffin, W. (2011). High-Cr and high-Al chromitites from the Sagua de Tánamo district, Mayarí-Cristal ophiolitic massif (eastern Cuba): Constraints on their origin from mineralogy and geochemistry of chromian spinel and platinum-group elements. *Lithos*, *125*, 101-121.
- Gorring, M., Kay, S., Zeitler, P., Ramos, V., Rubiolo, D., Fernandez, M., & Panza, J. (1997). Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, *16*, 1-17.
- Groppo, C., Rianudo, C., Cairo, S., Gastaldi, D., & Compagnoni, R. (2006). Micro-Raman spectroscopy for a quick and reliable identification of serpentine minerals from ultramafics. *Eur. J. Mineral.*, *18*, 319-329.
- Guillot, S., Hattori, K., Agard, P., Schwartz, S., & Vidal, O. (2009). Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: A review. *Special Volume, Subduction Zone Geodynamics, Frontiers in Earth Sciences*, 175-205.
- Hattori, K., & Guillot, S. (2007). Geochemical character of serpentinites associated with high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: Recycling of elements in subduction zones. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, *8* (9).
- Hervé, F. (1974). Petrology of the crystalline basement of Nahuelbuta Mountains, South-Central Chile. *Ph.D. Thesis (Unpublished)*, 86.

- Hervé, F. (1977). Petrology of the crystalline basement of the Nahuelbuta Mountains, southcentral Chile. *Comparative Studies on the Geology of the Circum-Pacific Belt in Japan and Chile*. T. Ishikawa and L. Aguirre (editors), Japan Society for the Promotion of Science, 1-51.
- Hervé, F., Pankhurst, R., Brook, M., Alfaro, G., Frutos, J., Miller, H., . . . Amstutz, G. (1990). Rb-Sr and Sm-Nd data from some massive sulfide occurrences in the Metamorphic Basement of south-central Chile. In *Stratabound Ore Deposits in the Andes* (Fontboté, L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E.; Frutos, J.; editors). Springer-Verlag, 221-228.
- Höfer, C., Kraus, S., Miller, H., Alfaro, G., & Barra, F. (2001). Chromite-bearing serpentinite bodies within an arc-backarc metamorphic complex near La Cabaña, south Chilean Coastal Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 113-126.
- John, T., Scambelluri, M., Frische, M., Barnes, J. D., & Bach, W. (2011). Dehydration of subducting serpentinite: Implications for halogen mobility in subduction zones and the deep halogen cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 308, 65-76.
- Kato, T. (1985). Pre-Andean orogenesis in the Coastal Ranges of central Chile. *Geological Society of America, Bulletin*, 96, 918-924.
- Klein, F., Bach, W., & McCollom, T. M. (2013). Compositional controls on hydrogen generation during serpentinization of ultramafic rocks. *Lithos*, 178, 55-69.
- Kondolányi, J., Pettke, T., Spandler, C., Kamber, B., & Gméling, K. (2012). Geochemistry of Ocean Floor and Fore-arc Serpentinites: Constraints on the Ultramafic Input to Subduction Zones. *Journal of Petrology*, 53(2), 235-270.
- Lee, C.-T., Brandon, A., & Norman, M. (2003). Vanadium in peridotites as a proxy of Paleo-fO₂ during partial melting: Prospects, limitations and implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 3045-3064.
- Lefeldt, M., Grevemeyer, I., Gobler, J., & Bialas, J. (2009). Intraplate seismicity and related mantle hydration at the Nicaraguan trench outer rise. *Geophys. J. Int.*, 178, 742-752.
- Marchesi, C., Garrido, C. J., Padrón-Navarta, J. A., López Sánchez-Vizcaíno, V., & Gómez-Pugnaire, M. T. (2013). Element mobility from seafloor serpentinization to high-pressure dehydration of antigorite in subducted serpentinite: Insights from the Cerro del Almirez ultramafic massif (southern Spain). *Lithos*, 178, 128-142.
- Mcdonough, M., & Sun, S. S. (1995). The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- Miyashiro, A., Shido, F., & Ewing, M. (1969). Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 23, 117-127.

- Moody, J. (1976). Serpentinization: a review. *Lithos*, 9, 125-138.
- Munizaga, F., Aguirre, L., & Hervé, F. (1973). Rb/Sr ages of rocks from the Chilean metamorphic basement. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 18, 87-92.
- Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Brook, M., Pankhurst, R., & Snelling, N. (1985). Geochronology of the granitoids: Chilean Lake region 38°-42° S. L., No. 35. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones*, 167-170.
- Muñoz-Cristi, J. (1931). Informe preliminar de los yacimientos de asbestos de Gorbea. *Bol. Min y Petróleo*, 18, 1-25.
- Niu, Y. (2004). Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: Implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. *Journal of Petrology*, 45, 2423-2458.
- Nosaka, T. (2003). Compositional heterogeneity of olivine in thermally metamorphosed serpentinite from Southwest Japan. *American Mineralogist*, 88, 1377-1384.
- Nosaka, T. (2010). A note on compositional variation of olivine and pyroxene in thermally metamorphosed ultramafic complexes from SW Japan. *Earth Science Reports*, 17, 1-5.
- O'Hanley, D. S. (1991). Fault-related phenomena associated with hydration and serpentine recrystallization during serpentinization. *Canadian Mineralogist*, 29, 21-35.
- O'Hanley, D. S. (1996). *Serpentinites, Records of Tectonic and Petrological History* (34 ed.). New York, Oxford: Oxford Monographs on Geology and Geophysics.
- Oyarzún, R., & Clemmey, H. (1985). 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.; Oyarzún, R.; Pincheira, M.; editors). *Editorial de la Universidad de Concepción*, 2, 739-773.
- Parada, M. y. (1980). Estratigrafía de la Formación Triásica Superior Llufluentué-Huimpil, Provincia de Cautín. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones*, 30, 15-31.
- Perrillat, J.-P., Daniel, I., Koga, K. T., Reynard, B., Cardon, H., & Crichton, W. A. (2005). Kinetics of Antigorite dehydration: A real-time X-ray diffraction study. *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 899-913.
- Pichler, T., Veizer, J., & Hall, G. E. (1999). The chemical composition of shallow-water hydrothermal fluids in Tutum Bay, Ambitle Island, Papua New Guinea and their effect on ambient seawater. *Marine Chemistry*, 64, 229-252.
- Ranero, C., Morgan, J., McIntosh, K., & Reichert, C. (2003). Bending-related faulting and mantle serpentinization. *Nature*, 425, 367-373.

- Reynard, B. (2013). Serpentine in active subduction zones. *Lithos*, 178, 171-185.
- Rianudo, C., & Gastaldi, D. (2003). Characterization of Chrysotile, Antigorite and Lizardite by FT- Raman Spectroscopy. *Canadian Mineralogist*, 41, 883-890.
- Rubio, X. (1993). Estratigrafía del Terciario de la cuenca de Labranza, Temuco, IX Región. *Memoria de Título (Inédito)*, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 132.
- Salazar, E., Romero, R., Barra, F., Barnes, J., & Reich, M. (2012). Caracterización Mineralógica e Isótopos Estables de Cl de Serpentinitas del Centro-Sur de Chile. *XIII Congreso Geológico Chileno*, (pp. 410-412). Antofagasta.
- Scambelluri, M., Fiebig, J., Malaspina, N., Müntener, O., & Pettke, T. (2004). Serpentinite subduction: Implications for fluid processes and trace-element recycling. *International Geology Review*, 46, 595-613.
- Schwartz, S., Guillot, S., Reynard, B., Lafay, R., Debret, B., Nicollet, C., . . . Auzende, A. L. (2012). Pressure–temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. *Lithos*, 178, 197-210.
- Snow, J., & Dick, H. (1995). Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 4219-4235.
- Spandler, C., & Pirard, C. (2013). Element recycling from subducting slabs to arc crust: A review. *Lithos*, 170-171, 208-223.
- Strating, E., & Vissers, R. (1991). Dehydration-induced fracturing of eclogite-facies peridotites. Implications for the mechanical behavior of subducting oceanic lithosphere. *Tectonophysics*, 200, 187-198.
- Van Avendonk, H., Holbrook, W., Lizarralde, D., & Denyer, P. (2011). Structure of the subducting Cocos plate offshore Nicaragua and Costa Rica. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12.
- van Keken, P., Hacker, B., Syracuse, E., & Abers, G. (2011). Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide. *Journal of Geophysical Research*, 116, doi:10.1029/2010JB007922.
- Vergara, L. (1970). Prospección de yacimientos de cromo y hierro en La Cabaña, Cautín. Memoria de Título. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 96.
- Whittaker, E., & Wicks, F. (1970). Chemical differences among the serpentine polymorphs: a discussion. *Am. Mineral.*, 55, 1025-1047.
- Wicks, F. J., & Whittaker, E. (1977). Serpentinite Textures and Serpentinization. *Canadian Mineralogist*, 15, 459-488.

- Wicks, F. J., Whittaker, E. J., & Zussman, J. (1977). An idealized model for serpentine textures after olivine. *Canadian Mineralogist*, *15*, 446-458.
- Wicks, F., & Whittaker, E. (1975). A reappraisal of the structures of the serpentine minerals. *Can. Mineral.*, *13*, 227-243.
- Willner, A., Thomson, S., Kröner, A., Wartho, J.-a., Wijbrans, J., & Hervé, F. (2005). 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 Petrology*, *46*, 1-24.
- Worzewski, T., Jegen, M., Kopp, H., Brasse, H., & Castillo, W. T. (2011). Magnetotelluric image of the fluid cycle in the Costa Rican subduction zone. *Nature Geoscience*, *4*, 108-111.
- You, C. -F., Castillo, P. R., Gieskes, J. M., Chan, L. H., & Spivack, A. J. (1996). Trace element behavior in hydrothermal experiments: Implications for fluid processes at shallow depths in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, *140*, 41-52.
- Zech, R., Smith, J., & Kaplan, M. (2009). Chronologies of the Last Glacial Maximum and its Termination in the Andes (~10-55°S) Based on Surface Exposure Dating. In F. Vimeux, F. Sylvestre, & M. Khondri (Eds.), *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions. Developments in Paleoenvironmental Research* (pp. 61-87). New York: Springer.

Anexos

Anexo 1

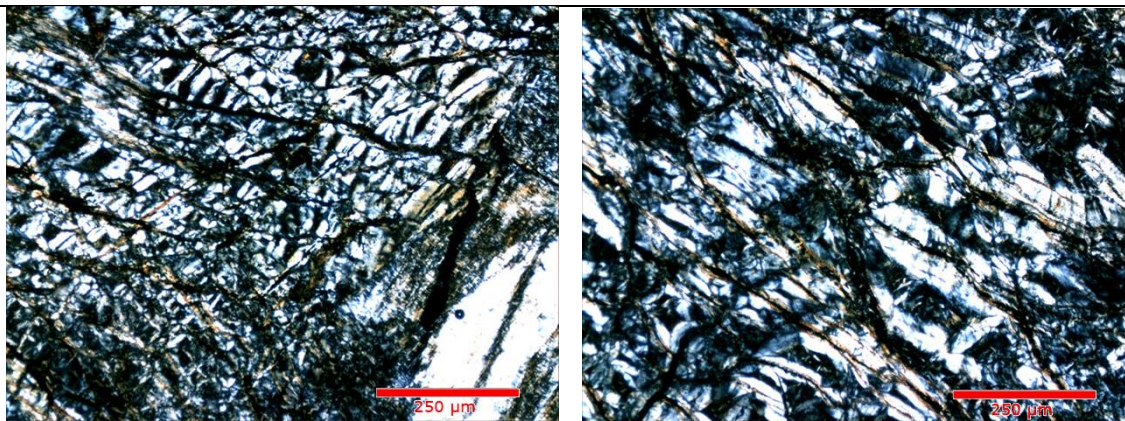
Petrografía de los sectores Quitratue, Voipire y Palo Blanco.

CÓDIGO MUESTRA	QPC
PROCEDENCIA	<i>Quitratue</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

Roca totalmente serpentinizada con presencia de bastitas de hasta 0,7 cm en su extensión máxima. No se observa foliación.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Lizardita	0.1 - 0.2 mm	80	En cintas y reloj de arena
Serpentina	0.2 – 0.4 mm	15	Acicular y laminar
Opacos	< 0.1- 0.5 mm	5	Diseminado

OBSERVACIONES GENERALES

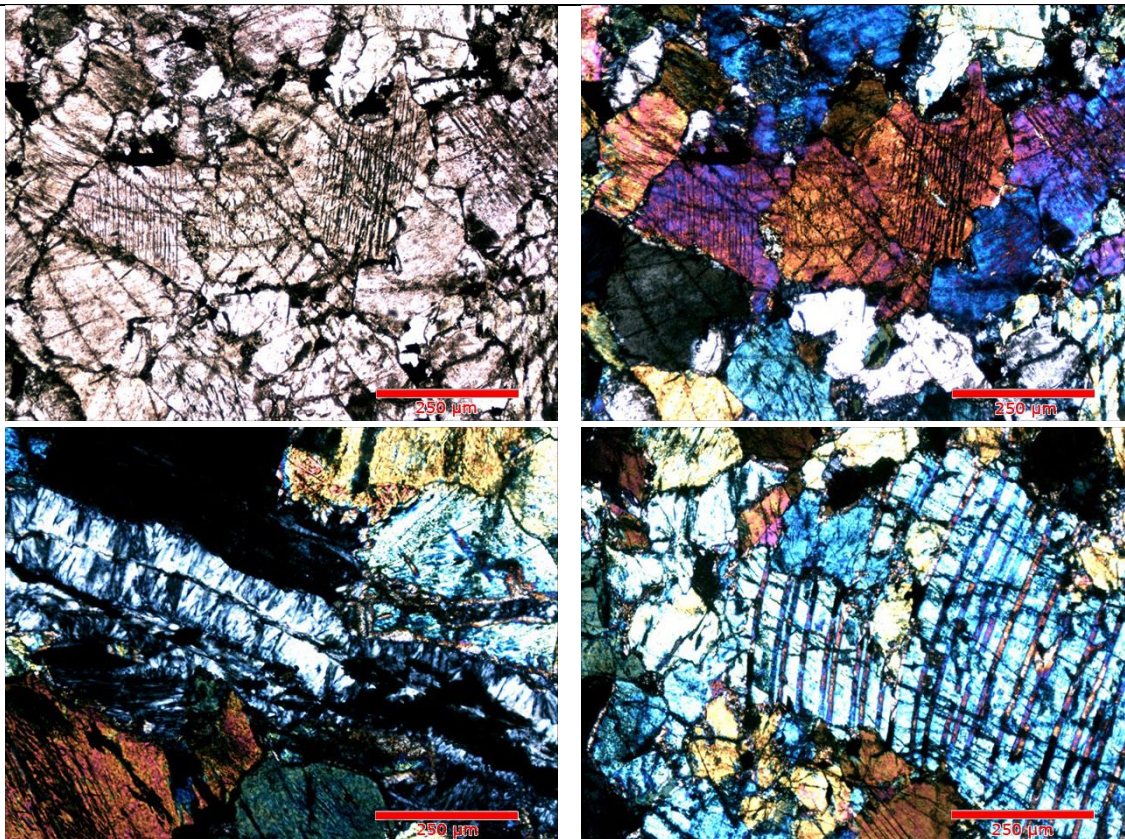
Muestra totalmente serpentinizada. Se observa gran cantidad de serpentina en reloj de arena lo cual hace relación con alteración de olivinos. Es posible, además, encontrar bastitas que podrían corresponder a reemplazo de piroxenos.

CÓDIGO MUESTRA	QSB3D4
PROCEDENCIA	<i>Quitratue</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Clinopiroxena

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

Roca sin signos de foliación y poco magnetismo.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles paralelos y cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Lizardita	0.1 - 0.2 mm	10	En cintas
Clinopiroxeno	1 - 3 mm	85	Pseudo hexagonal o prismático subhedral
Opacos	0.3 mm	5	Granular

OBSERVACIONES GENERALES

La muestra posee pocos minerales del grupo de la serpentina que indicaría otrora presencia de olivino. Una muestra de ello es la textura mallada característica en el reemplazo de serpentina por

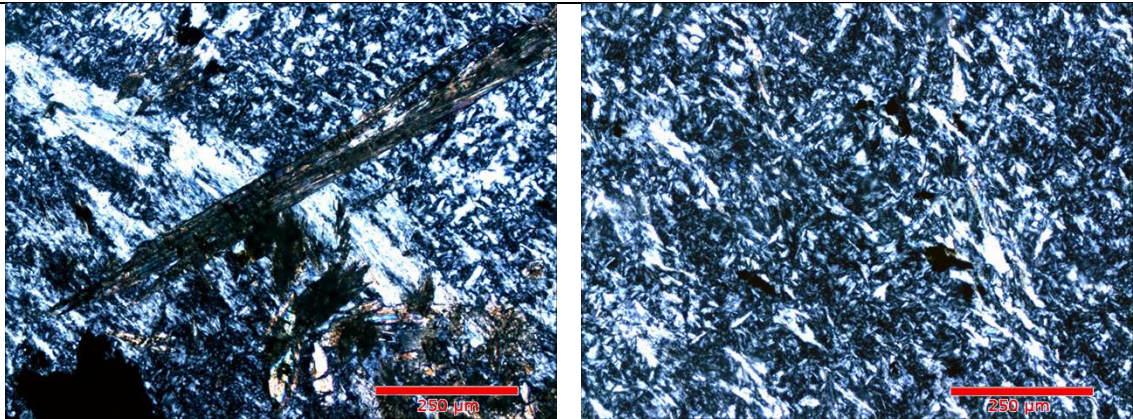
olivino. El tamaño de grano es mas bien uniforme en toda la sección.

CÓDIGO MUESTRA	QSB1D4
PROCEDENCIA	<i>Quitratue</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

Roca sin signos de foliación y poco magnetismo.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nicoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita	0.1 - 0.2 mm	80	En dagas
Crisotilo	0.1 – 0.2 mm	10	Fibroso
Brucita (?)	0.1 mm	5	Fibroso
Opacos	0.3 mm	5	Granular

OBSERVACIONES GENERALES

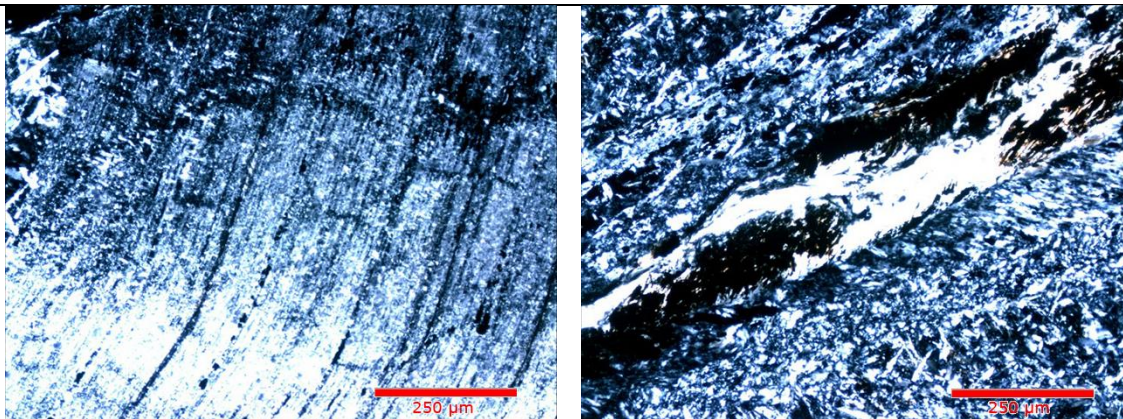
Existe una gran cantidad de relleno de fracturas por parte del crisotilo y posiblemente brucita. La antigorita suele presentarse en textura interpenetrativa.

CÓDIGO MUESTRA	QSB2D4
PROCEDENCIA	<i>Quitratue</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

Roca sin signos de foliación y poco magnetismo. Se observa alteración meteórica leve.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

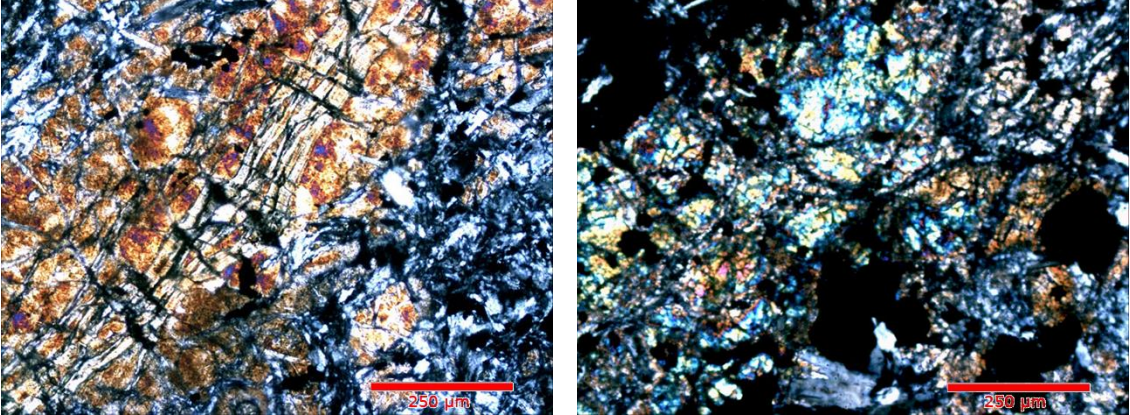
MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita	0.1 - 0.2 mm	80	En dagas
Crisotilo	0.1 – 0.5 mm	10	Fibroso
Opacos	0.1 mm	5	Granular

OBSERVACIONES GENERALES

Existe una gran cantidad de relleno de fracturas por parte del crisotilo y minerales opacos. La antigorita suele presentarse en textura interpenetrativa. Es posible observar texturas de reemplazo de piroxeno.

CÓDIGO MUESTRA	QR0D5
PROCEDENCIA	<i>Quitratue</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS
Roca sin signos de foliación y poco magnetismo.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES			
MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita	0.1 - 0.4 mm	60	En dagas
Lizardita	0.1 – 0.2 mm	5	Cintas
Piroxeno	0.2 mm	30	Granular
Opacos	0.3 mm	5	Granular

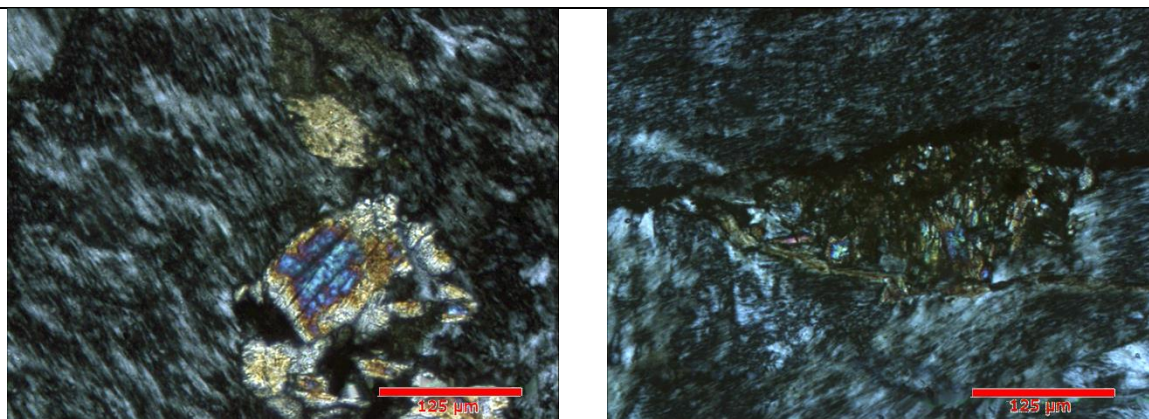
OBSERVACIONES GENERALES
Sectores de la muestra poseen un incremento del tamaño de la antigorita hasta 0.4 mm. Las cintas de lizardita se presentan cortando a los piroxenos.

CÓDIGO MUESTRA	QR1D4
PROCEDENCIA	<i>Quitratue</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

Roca con signos de foliación leve y magnetismo moderado. La muestra se encuentra profusamente alterada.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

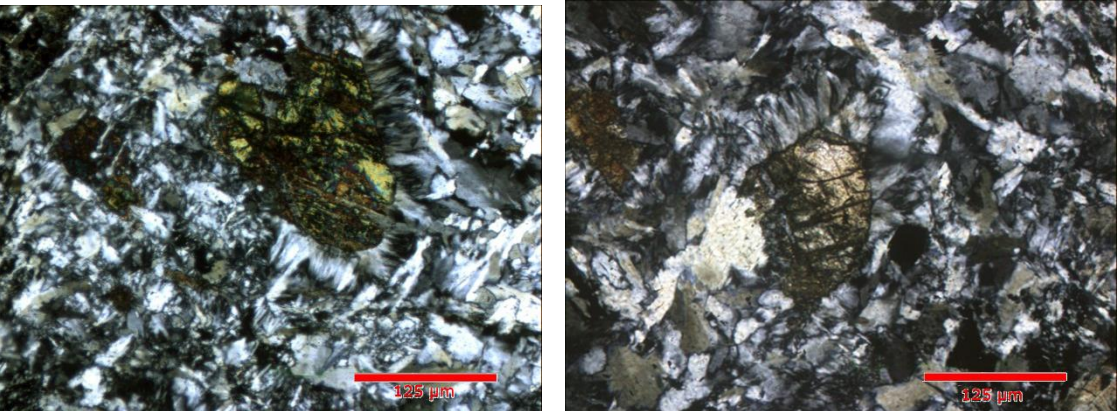
MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita	0.1 - 0.3 mm	35	En dagas
Crisotilo	0.1 mm	5	Fibroso
Olivino	0.3 mm	2	Granular
Opacos	0.3 – 3 mm	8	Granular

OBSERVACIONES GENERALES

La antigorita se encuentra en textura interpenetrativa y el crisotilo relleno de vetillas. Mucha alteración meteórica.

CÓDIGO MUESTRA	QR2D4
PROCEDENCIA	<i>Quitratue</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS
Roca sin signos de foliación y alto magnetismo. No se observa alteración meteórica.

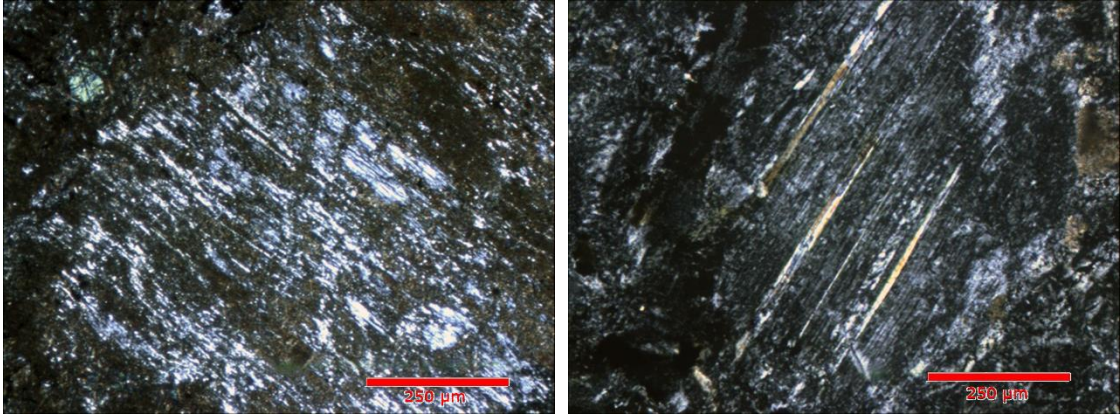
OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES			
MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita	0.2 - 0.5 mm	60	En dagas
Crisotilo	0.1 mm	5	Fibroso
Lizardita	0.1 mm	5	Laminar
Olivino	0.3 mm	2	Granular Subhedral
Opacos	0.3 – 3 mm	20	Granular

OBSERVACIONES GENERALES
La antigorita se presenta en textura interpenetrativa con aumento de tamaño en algunas zonas. Las vetillas se encuentran rellenas de crisotilo y lizardita, esta última también se presenta en cintas. Es posible observar textura coronítica de serpentina sobre olivino.

CÓDIGO MUESTRA	QR3D4
PROCEDENCIA	<i>Quitratue</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS
Roca sin signos de foliación y magnetismo alto. Se observa alteración meteórica leve.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

Fotomicrografía a nícoles paralelos y cruzados

FASES MINERALES PRESENTES			
MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita	0.2 - 0.5 mm	65	En dagas
Crisotilo	0.1 mm	7	Fibroso
Lizardita	0.3 mm	6	Laminar
Olivino	0.3 mm	2	Granular Subhedral
Opacos	0.3 – 3 mm	22	Granular

OBSERVACIONES GENERALES
La antigorita se presenta en textura interpenetrativa con aumento de tamaño en algunas zonas. Las vetillas se encuentran rellenas de crisotilo óxidos de hierro. Es posible observar bastitas de piroxeno con probable mineral relicto en los clivajes.

CÓDIGO MUESTRA	QR2D4B
PROCEDENCIA	<i>Quitratue</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS
Roca sin signos de foliación y alto magnetismo. Se observa alteración meteórica moderada.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

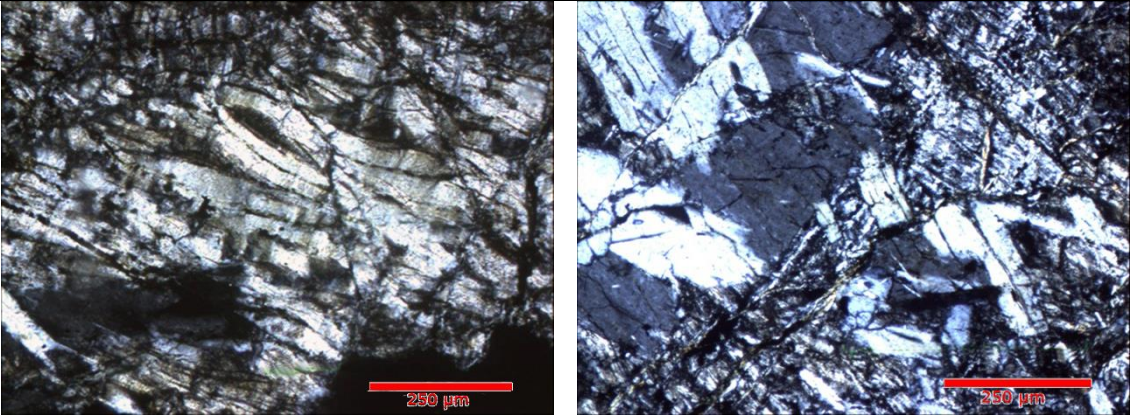
Fotomicrografía a nícoles paralelos y cruzados

FASES MINERALES PRESENTES			
MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita	0.1 mm	60	En dagas
Crisotilo	0.1 mm	10	Fibroso
Lizardita	0.2 - 2 mm	9	Laminar
Olivino	<0.2 mm	1	Granular Subhedral
Opacos	0.3 – 3 mm	20	Granular

OBSERVACIONES GENERALES
La antigorita se presenta en textura interpenetrativa con tamaño de cristal pequeño. Las vetillas se encuentran rellenas de crisotilo.

CÓDIGO MUESTRA	QA1D4
PROCEDENCIA	<i>Quitratue</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS
Roca sin signos de foliación. Se observa alteración meteórica y magnetismo leve.

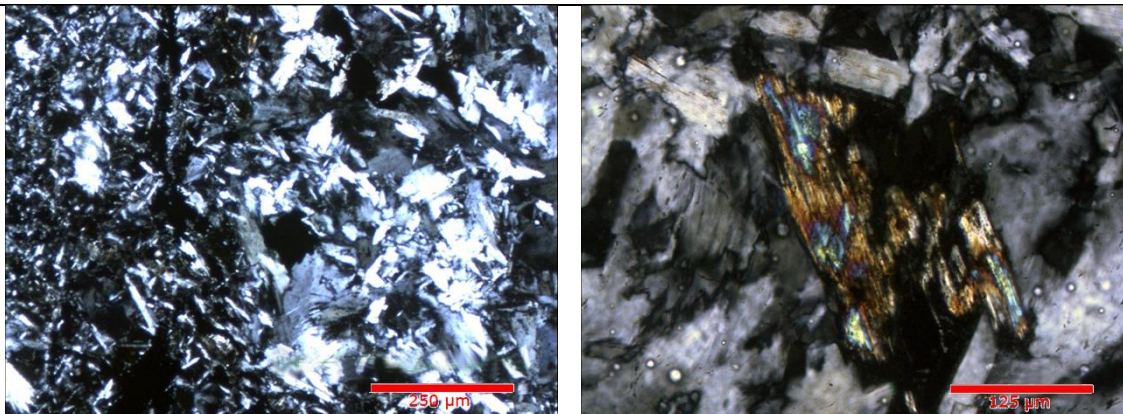
OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES			
MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita	0.2 - 0.5 mm	70	En dagas
Crisotilo	0.1 mm	3	Fibroso
Lizardita	0.3 mm	5	En cintas
Brucita (?)	0.1 mm	2	Granular Subhedral
Opacos	0.3 – 3 mm	10	Granular

OBSERVACIONES GENERALES	
La antigorita se presenta en textura interpenetrativa, con aumento de tamaño en algunas zonas, y textura intermedia mezclada con lizardita. Las vetillas se encuentran rellenas de crisotilo, antigorita y lizardita, esta última también se presenta textura de reloj de arena y cintas. Se aprecian texturas de reemplazo de piroxeno por serpentina.	
CÓDIGO MUESTRA	QA2D4
PROCEDENCIA	<i>Quitratue</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS
Roca sin signos de foliación. Se observa alteración meteórica leve y magnetismo moderado.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita	0.2 - 0.5 mm	70	En dagas
Crisotilo	0.1 mm	3	Fibroso
Lizardita	0.3 mm	5	En cintas
Brucita (?)	<0.1 mm	0.5	Fibroso
Flogopita (?)	0.2 mm	0.5	Micáceo
Magnesita (?)	0.1 mm	1	Granular
Opacos	0.3 – 3 mm	20	Granular

OBSERVACIONES GENERALES

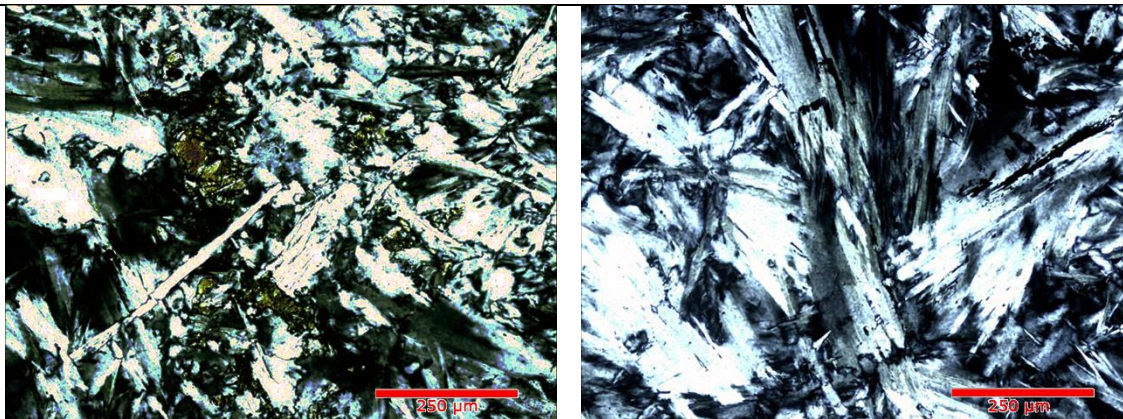
La antigorita se presenta en textura interpenetrativa, con aumento de tamaño en algunas zonas, y acumulada. Las vetillas se encuentran rellenas de crisotilo y antigorita (?). Se observan minerales micáceos que pueden corresponder a flogopita y, en algunos sectores, posible magnesita.

CÓDIGO MUESTRA	VNC1D6
PROCEDENCIA	<i>Voipire</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

Roca sin signos de foliación con magnetismo leve. No se observa alteración meteórica.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

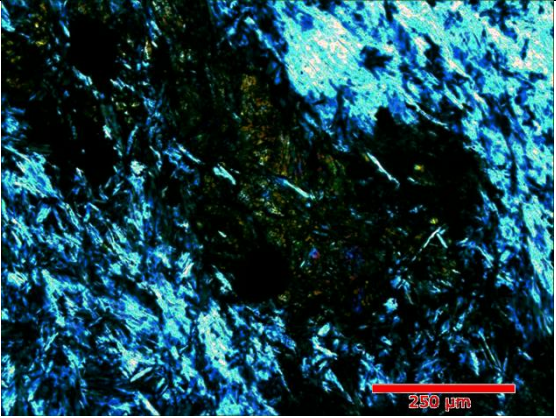
MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita	0.5 – 2 mm	90	En dagas
Olivino	<0.1 mm	3	Agregados microcristalinos
Opacos	0.3 mm	7	Granular

OBSERVACIONES GENERALES

La antigorita se presenta en textura interpenetrativa, con aumento de tamaño en algunas zonas hasta 2 mm de largo. Las vetillas se encuentran rellenas de opacos, posiblemente magnetita.

CÓDIGO MUESTRA	VPC1D6B
PROCEDENCIA	<i>Quitratue</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Voipire

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS
Roca sin signos de foliación, magnetismo y alteración meteórica.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES			
MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Serpentina	0.2 - 0.3 mm	90	En dagas
Olivino	0.1 mm	2	Fibroso
Opacos	0.3 – 3 mm	8	Granular

OBSERVACIONES GENERALES
La serpentina se presenta en textura interpenetrativa y mallada con bastitas de piroxeno.

CÓDIGO MUESTRA	VC1D6
PROCEDENCIA	<i>Voipire</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS
Roca con signos de foliación y deformación. No se observa alteración meteórica ni magnetismo.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

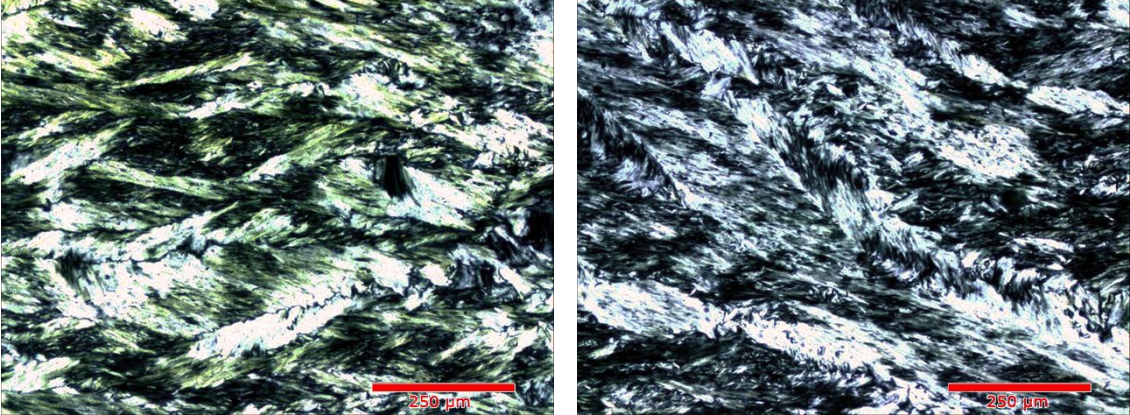
Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES			
MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita (?)	0.2 mm	91	Fibras
Olivino	0.4 mm	2	Granular
Opacos	0.1 mm	7	Granular

OBSERVACIONES GENERALES
La antigorita se presenta en textura de plumas. También es posible observar textura de reemplazo pseudomórfico (bastitas) de piroxeno.

CÓDIGO MUESTRA	VC2D5
PROCEDENCIA	<i>Voipire</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS
Roca sin signos de foliación. Se observa alteración meteórica y magnetismo leve.

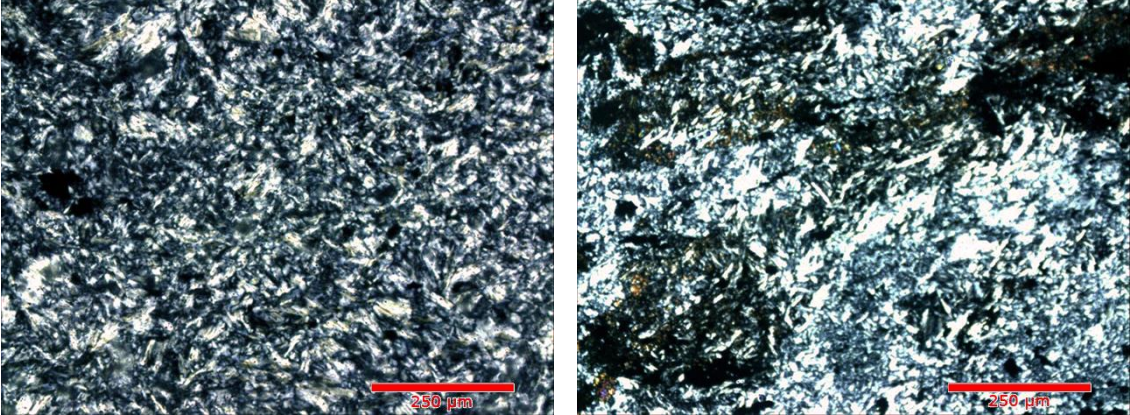
OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

Fotomicrografía a nícoles paralelos y cruzados

FASES MINERALES PRESENTES			
MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita (?)	0.2 - 0.5 mm	70	Fibroso
Opacos	0.3 – 3 mm	20	Granular

OBSERVACIONES GENERALES
La serpentinita se presenta en textura de plumas y plumas interpenetrativas.

CÓDIGO MUESTRA	VPC1D6A
PROCEDENCIA	<i>Voipire</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS
Roca sin signos de foliación y alteración meteórica. No presenta magnetismo.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES			
MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita	0.2 mm	95	En dagas
Piroxeno (?)	0.1 mm	1	Granular
Opacos	0.6 - 1 mm	4	Granular

OBSERVACIONES GENERALES
La antigorita se presenta en textura interpenetrativa, con aumento de tamaño en algunas zonas. Las vetillas se encuentran rellenas de minerales opacos.

CÓDIGO MUESTRA	VA5D2C
PROCEDENCIA	<i>Voipire</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS
Roca totalmente serpentinizada con ligera alteración meteórica y nulo magnetismo.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES			
MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita	0.1 mm	95	En dagas
Crisotilo	<0.1 mm	1	Fibroso
Opacos	0.3 mm	7	Granular

OBSERVACIONES GENERALES
La antigorita se presenta en textura interpenetrativa y mallada con presencia de lizardita (?). Las vetillas se encuentran rellenas de crisotilo.

CÓDIGO MUESTRA	VR1D1
PROCEDENCIA	<i>Voipire</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS
Roca totalmente serpentinizada con alteración meteórica moderada y nulo magnetismo.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS

Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES			
MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita	0.1 mm	90	En dagas
Crisotilo	<0.1 mm	9	Fibroso
Opacos	0.3 mm	1	Granular

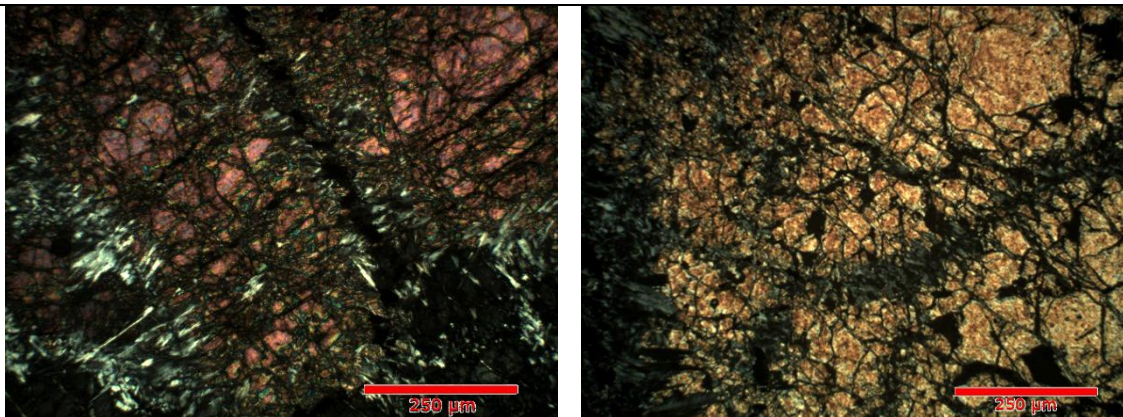
OBSERVACIONES GENERALES
La antigorita se presenta en textura interpenetrativa. Las vetillas se encuentran rellenas de crisotilo.

CÓDIGO MUESTRA	VA6D3
PROCEDENCIA	<i>Voipire</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

La muestra no presenta signos de foliación. Su magnetismo es leve.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita	<0.5 mm	30	En dagas
Crisotilo	<0.1 mm	2.5	Fibroso
Olivino	0.5 - 1 mm	65	Granular subhedral
Opacos	0.3 – 1 mm	2.5	Granular

OBSERVACIONES GENERALES

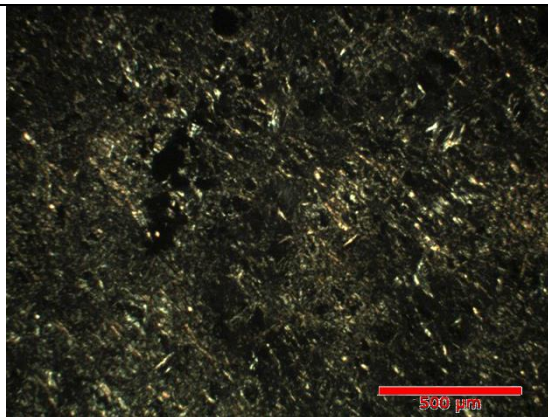
La antigorita se presenta en textura interpenetrativa y perpendicular a las vetillas junto a crisotilo y óxidos de hierro. Además, es posible encontrar textura mallada y coronítica de serpentina, esta última en los bordes de grano de los olivinos.

CÓDIGO MUESTRA	VA5D2A
PROCEDENCIA	<i>Voipire</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

La roca presenta alteración pervasiva meteórica con magnetismo leve. No presenta foliación.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita (?)	0.1 mm	90	En dagas
Opacos	0.3 – 3 mm	10	Granular

OBSERVACIONES GENERALES

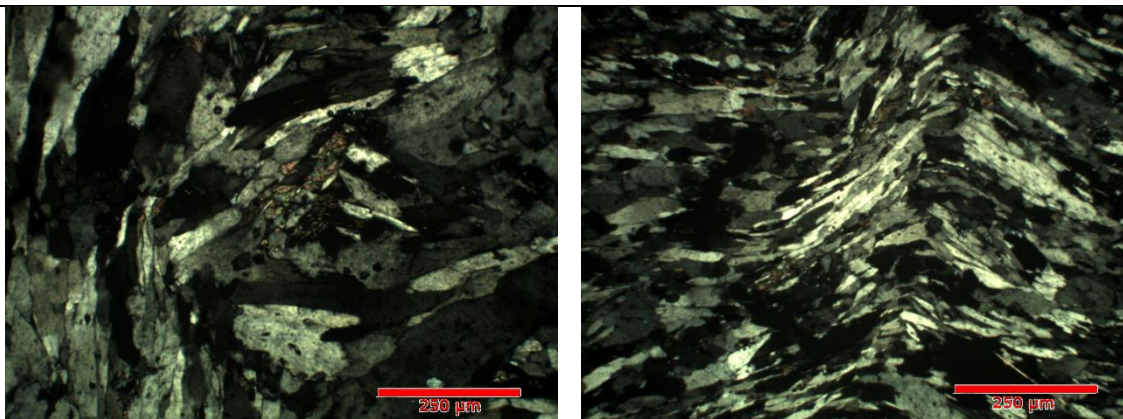
La antigorita se presenta en textura mallada con profusa alteración meteórica que hizo indistinguibles algunas fases minerales.

CÓDIGO MUESTRA	VA4D3
PROCEDENCIA	<i>Voipire</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

La muestra no presenta signos de foliación a escala macro ni alteración meteórica. Su magnetismo es leve.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita (?)	0.8 - 1 mm	93	En dagas y tabular
Epidota	0.1 – 0.3 mm	5	Granular anhedral
Opacos	0.1 – 0.2 mm	2	Granular

OBSERVACIONES GENERALES

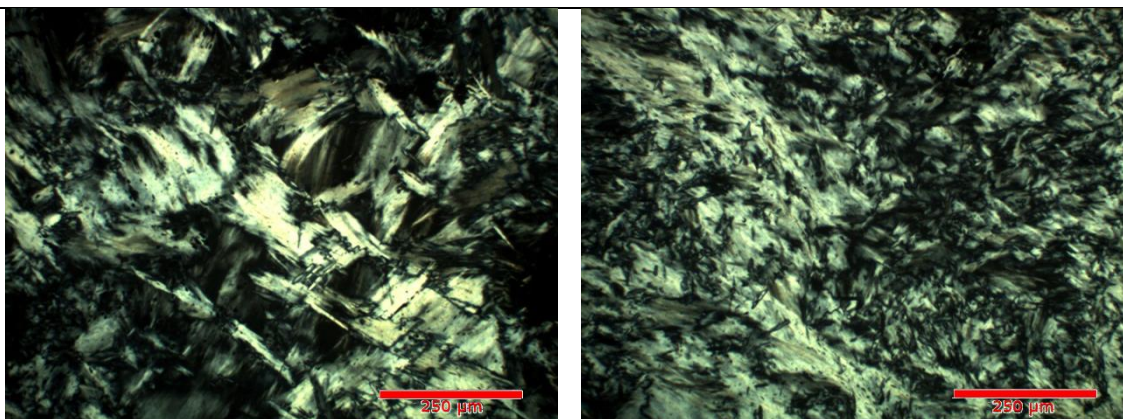
La serpentinita presenta una fuerte foliación con un tamaño grande respecto a las demás muestras del sector. Aparte de estas, existe otra familia de minerales de serpentinita que no se encuentran foliados ni orientados rellenando oquedades. La epidota sigue la foliación de la serpentinita.

CÓDIGO MUESTRA	VA3D2
PROCEDENCIA	<i>Voipire</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

La muestra no presenta signos de foliación macrosópica y su magnetismo es leve. No se observa alteración meteórica.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita (?)	<0.4 mm	90	En dagas y tabular
Opacos	0.1 – 1 mm	10	Granular

OBSERVACIONES GENERALES

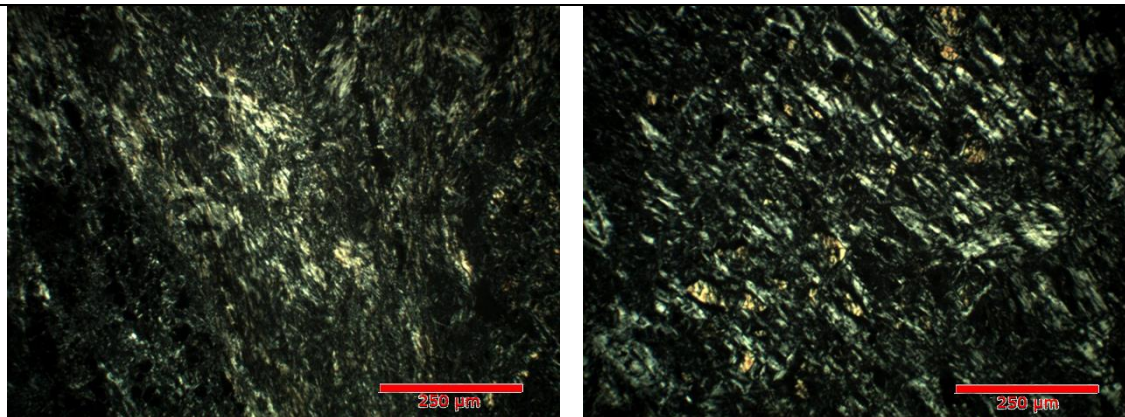
Es posible observar texture interpenetrativa con incipiente foliación, probablemente de antigorita. Se puede observar texturas de reemplazo pseudomórfico de piroxeno. Sumado a ello, también hay presencia de serpentina isótropa.

CÓDIGO MUESTRA	VA5D2
PROCEDENCIA	<i>Voipire</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

La muestra no presenta signos de foliación ni alteración meteórica. Su magnetismo es moderado.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita	0.2 mm	85	En dagas y tabular
Lizardita	<0.1 mm	5	En cintas
Opacos	0.3 – 3 mm	10	Granular

OBSERVACIONES GENERALES

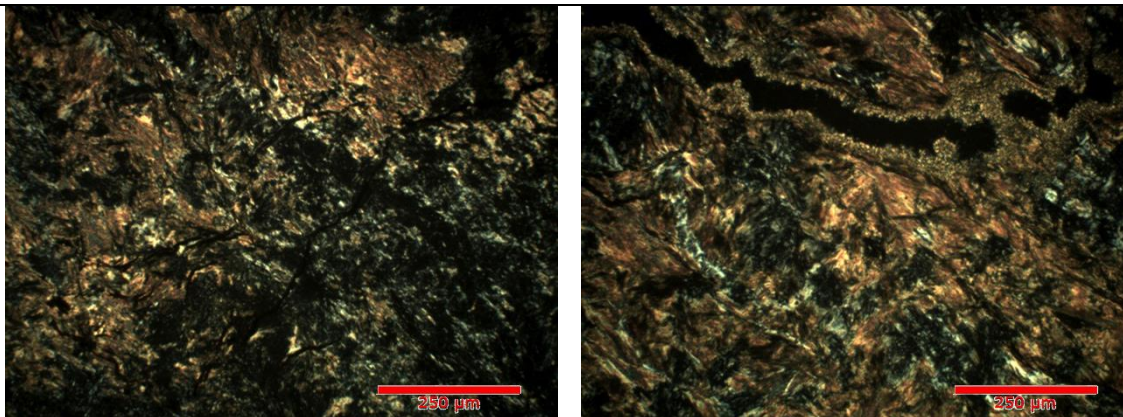
Es posible encontrar textura mallada de serpentina de antigorita/lizardita (?) y cintas de lizardita. En la textura mallada es posible encontrar mineralogía opaca al centro de estas.

CÓDIGO MUESTRA	VA5D2B
PROCEDENCIA	<i>Voipire</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

La muestra no presenta signos de foliación. Presenta alteración meteórica pervasiva.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita (?)	0.2 mm	40	En dagas y tabular
Lizardita	0.1 – 0.3 mm	20	Granular anhedral
Opacos	0.1 – 0.2 mm	2	Granular
Carbonatos (?)	<0.1 mm	38	Masivo

OBSERVACIONES GENERALES

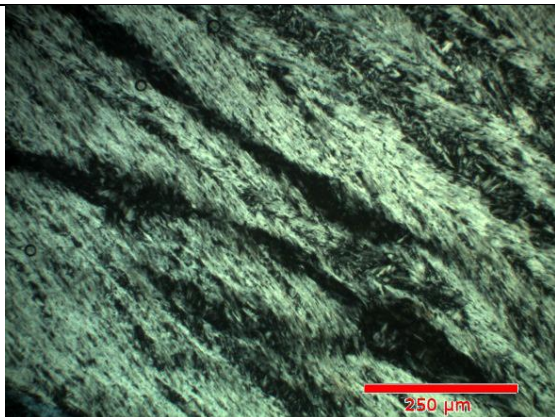
Es posible observar textura mallada, la cual es un tanto borrada por la alteración meteórica. Existe crecimiento de drusas de carbonatos (?) en vetillas.

CÓDIGO MUESTRA	VR2D1
PROCEDENCIA	<i>Voipire</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

La muestra no presenta signos de foliación. Presenta alteración meteórica pervasiva.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados y paralelos. Esta última muestra un espinelo de borde irregular y núcleo traslúcido.

FASES MINERALES PRESENTES

MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita (?)	0.2 mm	95	En dagas y tabular
Lizardita	<0.1 mm	1	Cintas
Opacos	0.3 – 0.5 mm	3	Granular
Espinela (?)	0.8 mm	<1	Granular anhedral

OBSERVACIONES GENERALES

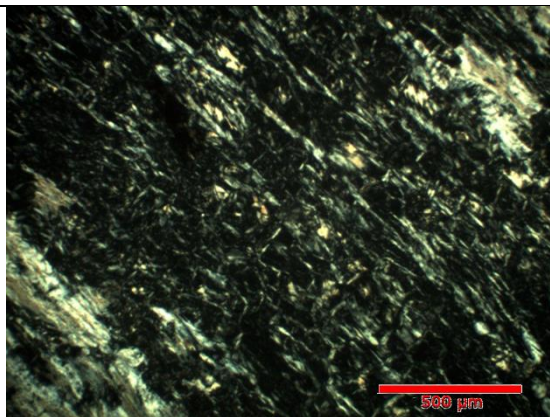
La textura en pluma domina el corte. Es posible ver vetillas con probable presencia de lizardita. Además, es posible observar un grano de espinelo crómico con núcleo traslúcido de color pardo (cromita?), con borde opaco, posiblemente ferricromita o magnetita.

CÓDIGO MUESTRA	VMSA
PROCEDENCIA	<i>Voipire</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

La muestra no presenta signos de foliación ni alteración meteórica. Parece estar completamente serpentinizada y presenta magnetismo moderado.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita (?)	0.2 – 0.4 mm	65	En dagas y tabular
Lizardita	<0.1 mm	10	Cintas
Opacos	0.2 – 0.5 mm	10	Granular
Clorita	0.8 mm	15	Laminar

OBSERVACIONES GENERALES

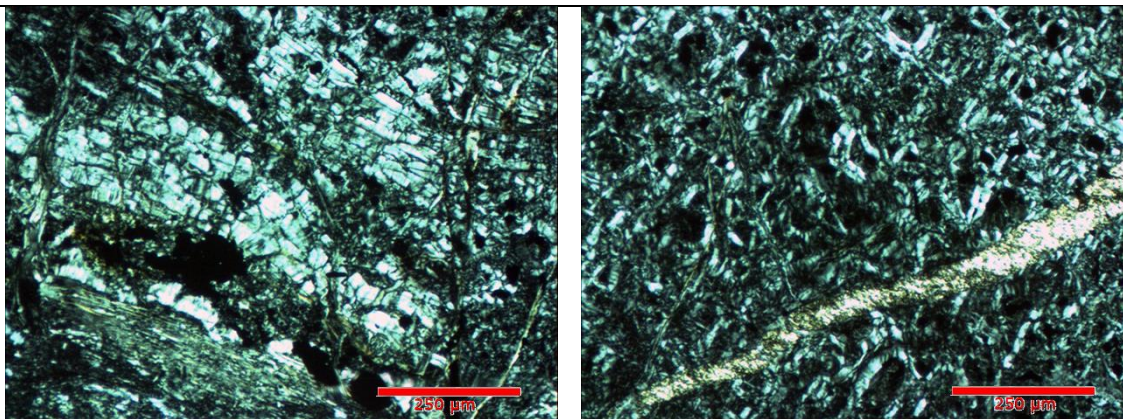
Se observa textura mallada de serpentina rellena de minerales opacos, posiblemente magnetita. La clorita suele encontrarse cercana a las vetillas.

CÓDIGO MUESTRA	PAA2D5A
PROCEDENCIA	<i>Palo Blanco</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

La muestra presenta signos de foliación, alteración meteórica y magnetismo moderado. Además, parece estar completamente serpentinizada.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita (?)	0.2 – 0.4 mm	60	En dagas y tabular
Lizardita	<0.1 mm	20	Cintas
Crisotilo	0.2 – 0.5 mm	10	Fibroso
Opacos	0.8 mm	10	Laminar

OBSERVACIONES GENERALES

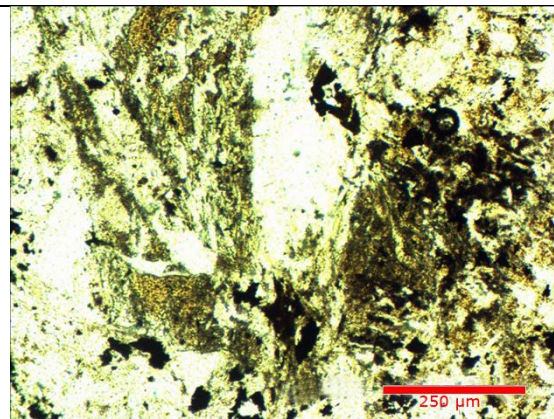
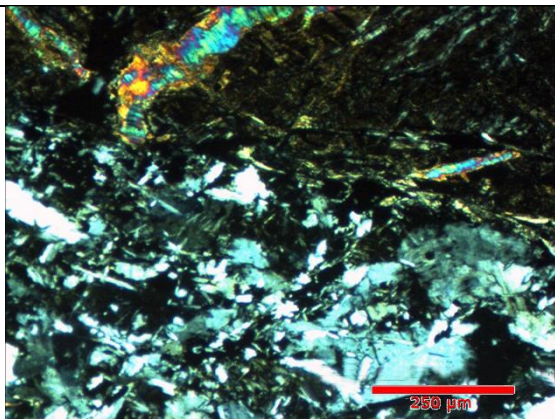
Se observa textura mallada de serpentina rellena de minerales opacos, posiblemente magnetita. Suele encontrarse textura en cintas de lizardita e interpenetrativa de antigorita.

CÓDIGO MUESTRA	PAA2D5B
PROCEDENCIA	<i>Palo Blanco</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

La muestra no presenta signos de foliación ni plegamiento. Parece estar completamente serpentinizada y presenta magnetismo moderado con alteración leve.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita (?)	0.2 – 0.4 mm	65	En dagas y tabular
Lizardita (?)	<0.1 mm	10	Laminar
Crisotilo	0.3 – 3 mm	10	Fibroso
Opacos	0.8 mm	15	Granular

OBSERVACIONES GENERALES

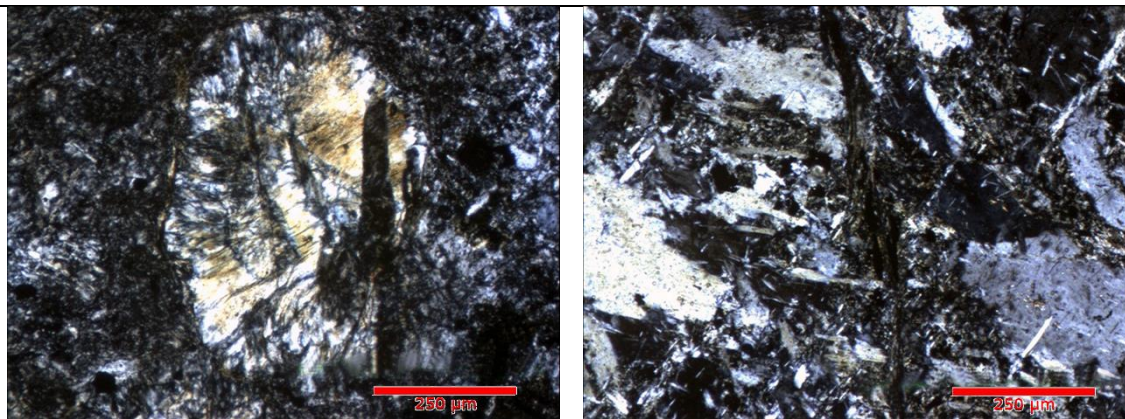
Se observa textura mallada de serpentina rellena de minerales opacos, posiblemente magnetita.

CÓDIGO MUESTRA	PAA2D5C
PROCEDENCIA	<i>Palo Blanco</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

La muestra no presenta signos de foliación. Parece estar completamente serpentinizada, con magnetismo moderado y alteración meteórica leve

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita (?)	0.2 – 0.5 mm	65	En dagas y tabular
Lizardita (?)	<0.1 mm	10	Laminar
Crisotilo	0.2 – 0.5 mm	5	Fibroso
Opacos	0.8 mm	20	Granular

OBSERVACIONES GENERALES

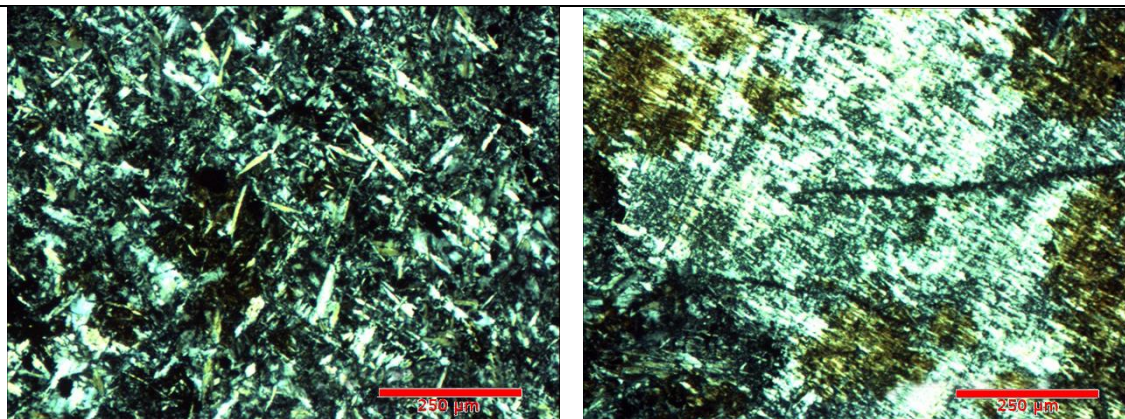
Se observa textura mallada de serpentina rellena de minerales opacos, posiblemente magnetita. Se observa cúmulos de serpentina de tamaño variable hasta 0.5 mm. Se logran observar texturas de reemplazo pseudomorfo, probablemente olivino.

CÓDIGO MUESTRA	PARA5D5
PROCEDENCIA	<i>Palo Blanco</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

La muestra no presenta signos de foliación ni plegamiento. Parece estar completamente serpentinizada, con magnetismo moderado y alteración meteórica leve.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita (?)	0.2 – 0.4 mm	65	En dagas y tabular
Lizardita	<0.1 mm	10	Cintas
Crisotilo	0.2 – 0.5 mm	10	Fibras
Opacos	0.8 mm	15	Laminar

OBSERVACIONES GENERALES

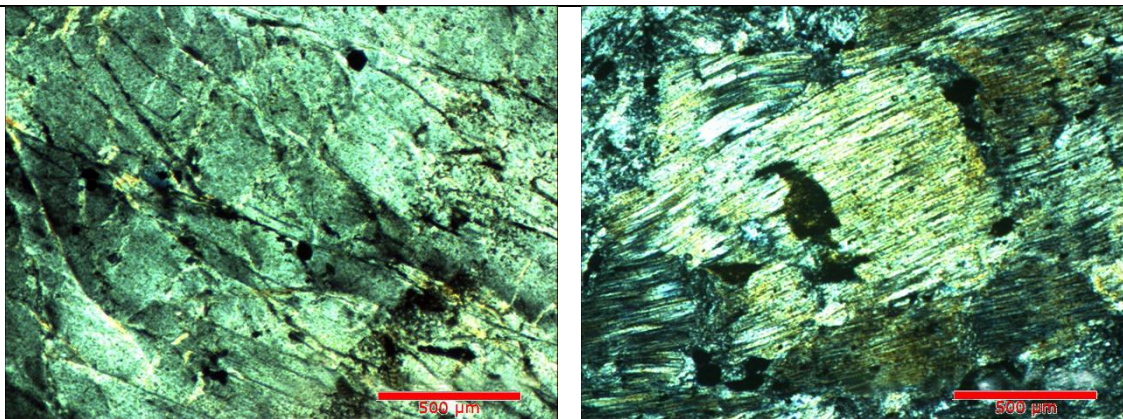
Se observa textura mallada de serpentina rellena de minerales opacos, posiblemente magnetita. Es común observar bastitas de piroxeno con cintas de serpentina siguiendo algo que podrían ser los clivajes.

CÓDIGO MUESTRA	PARA5D2
PROCEDENCIA	<i>Palo Blanco</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

La muestra presenta signos de foliación y alteración meteórica leve. Parece estar completamente serpentinizada y presenta magnetismo moderado.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados

FASES MINERALES PRESENTES

MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita (?)	0.2 – 0.4 mm	65	En dagas y tabular
Lizardita (?)	0.1 -4 mm	10	Cintas y laminar
Crisotilo	0.2 – 0.5 mm	10	Fibras
Opacos	0.3 -3 mm	15	Masivo

OBSERVACIONES GENERALES

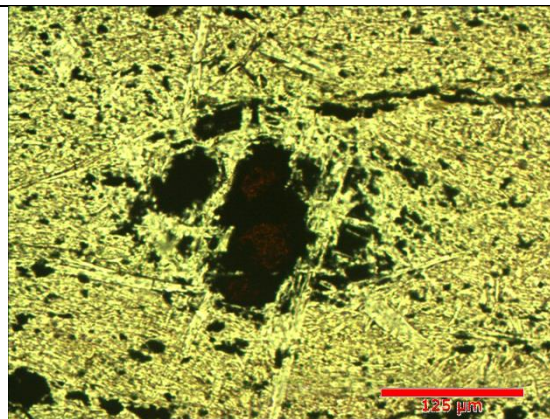
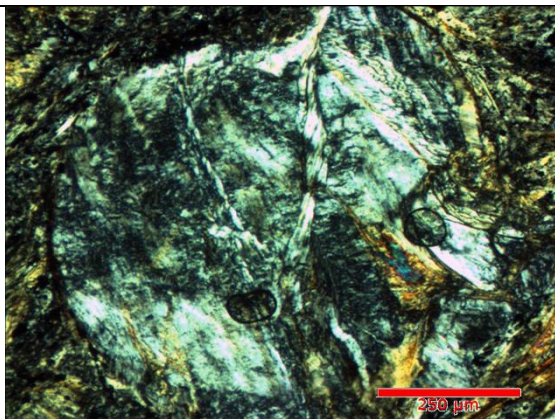
Existen zonas de deformación locales y gran tamaño de cristales de serpentina. Es común observar bastitas de piroxeno.

CÓDIGO MUESTRA	PARA5D5C
PROCEDENCIA	<i>Palo Blanco</i>
CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	Serpentinita

OBSERVACIONES MACROSCÓPICAS

La muestra no presenta signos de foliación ni alteración meteórica. Parece estar completamente serpentinizada y presenta magnetismo moderado.

OBSERVACIONES MICROSCÓPICAS



Fotomicrografía a nícoles cruzados y paralelos

FASES MINERALES PRESENTES

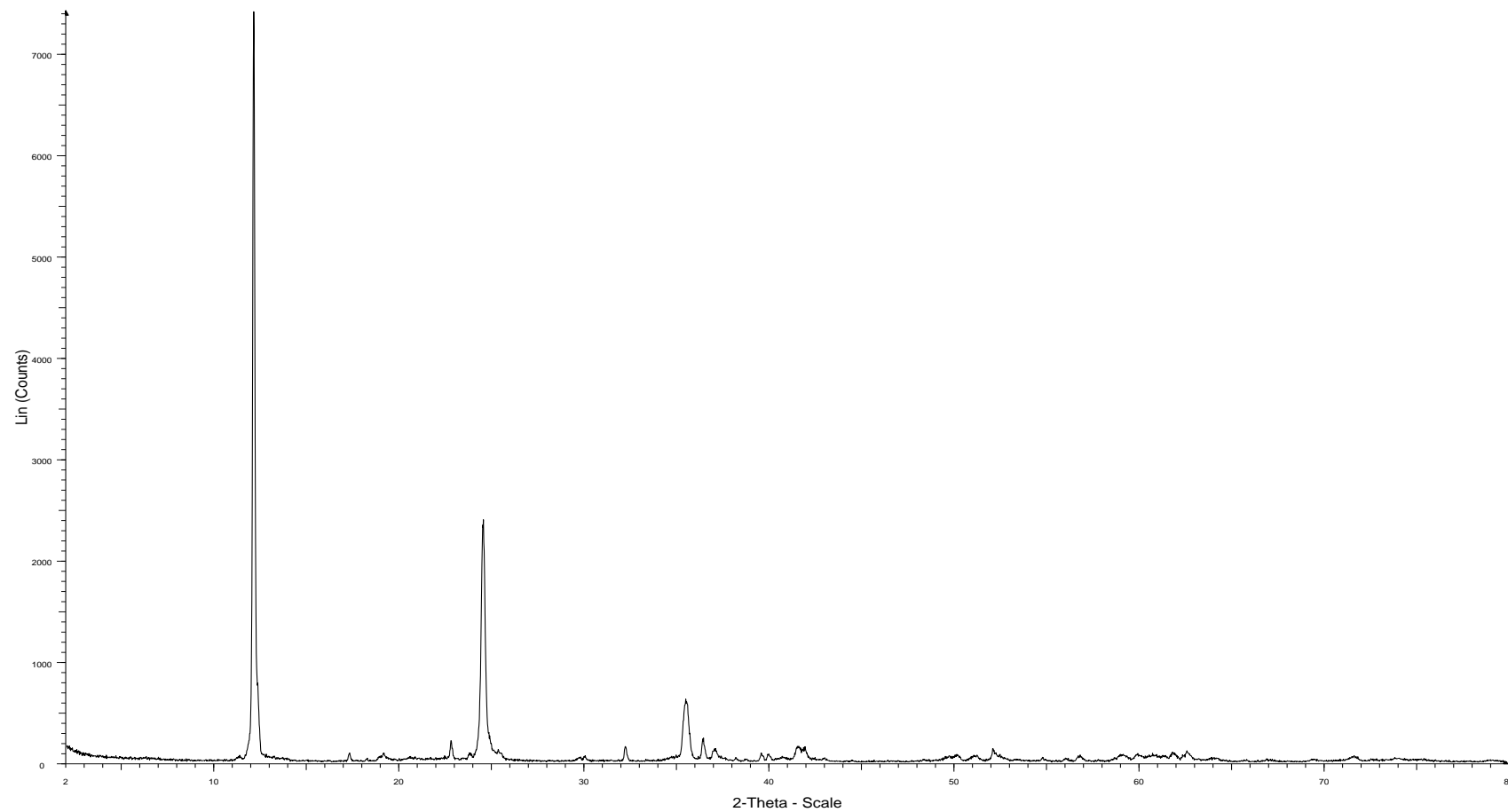
MINERAL	TAMAÑO	%	Hábito
Antigorita (?)	0.2 – 0.4 mm	73	En dagas y tabular
Lizardita	<0.1 mm	0.5	Cintas
Crisotilo	0.2 – 0.5 mm	1	Fibroso
Brucita (?)	microcristalino	0.5	Laminar
Opacos	0.8 mm	25	Masiv

OBSERVACIONES GENERALES

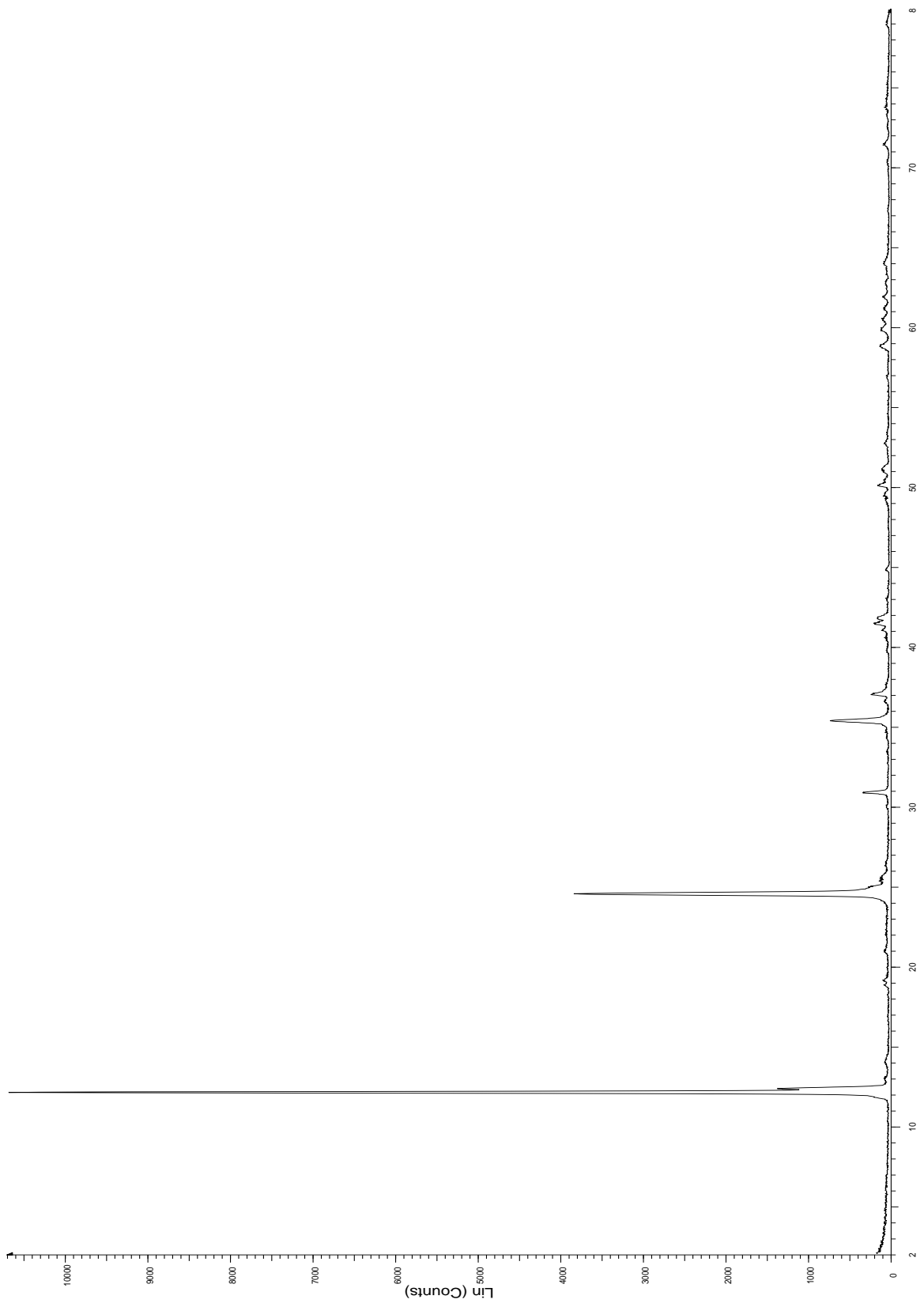
Se observa textura mallada de serpentina rellena de minerales opacos, posiblemente magnetita. Poca presencia de bastitas. Entre las fibras de crisotilo suelen presentarse fibras perpendiculares de color de interferencia mayor que puede relacionarse con brucita.

Anexo 2

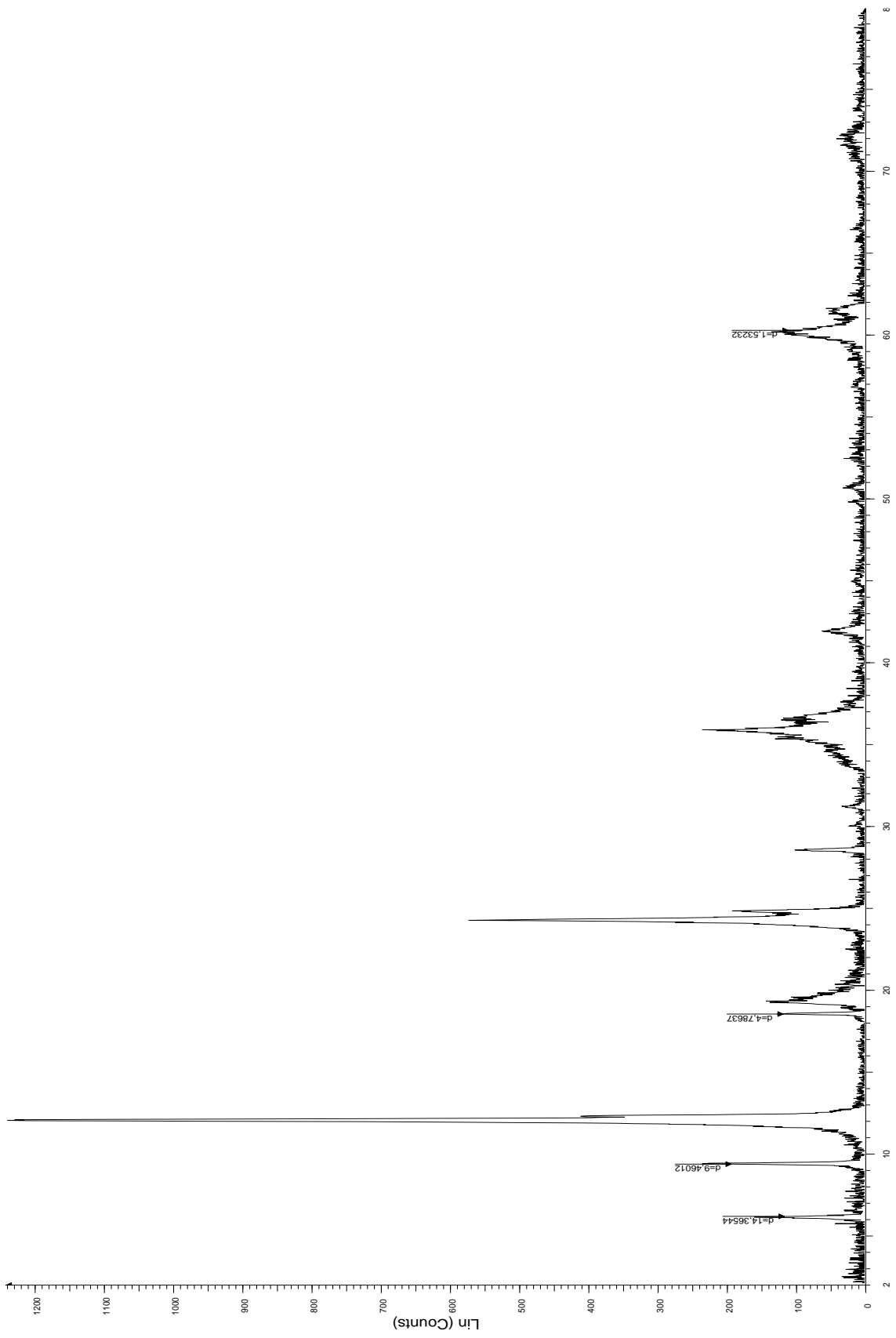
Difractogramas de Difracción de Rayos X (DRX).



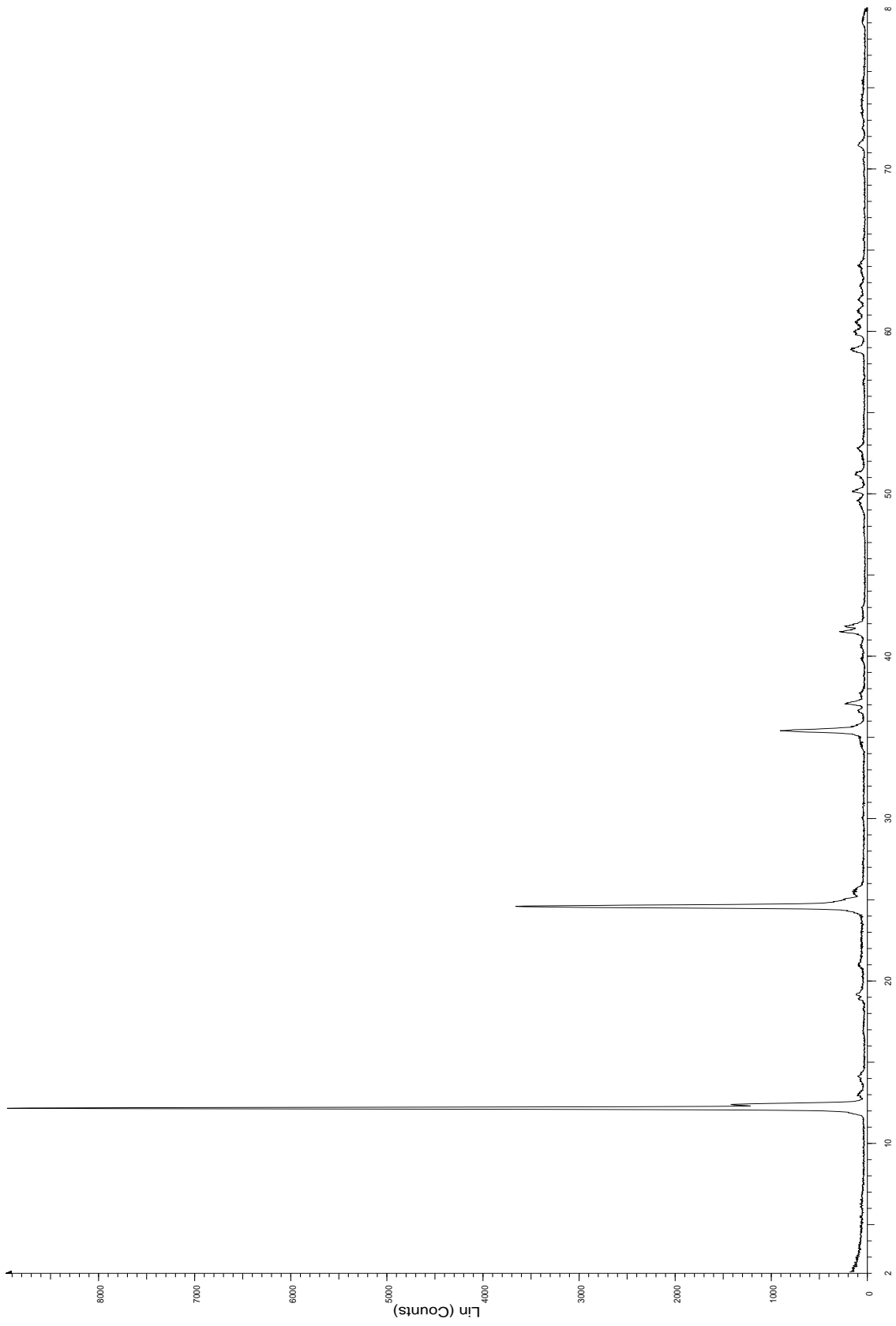
File: FB_R2-D1.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 80.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 14 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm - Y: 0.0 mm - Z: 0.0 mm - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display plane: 0 - Anode: Cu - WL1: 1.5406 - WL2: Operations: Import



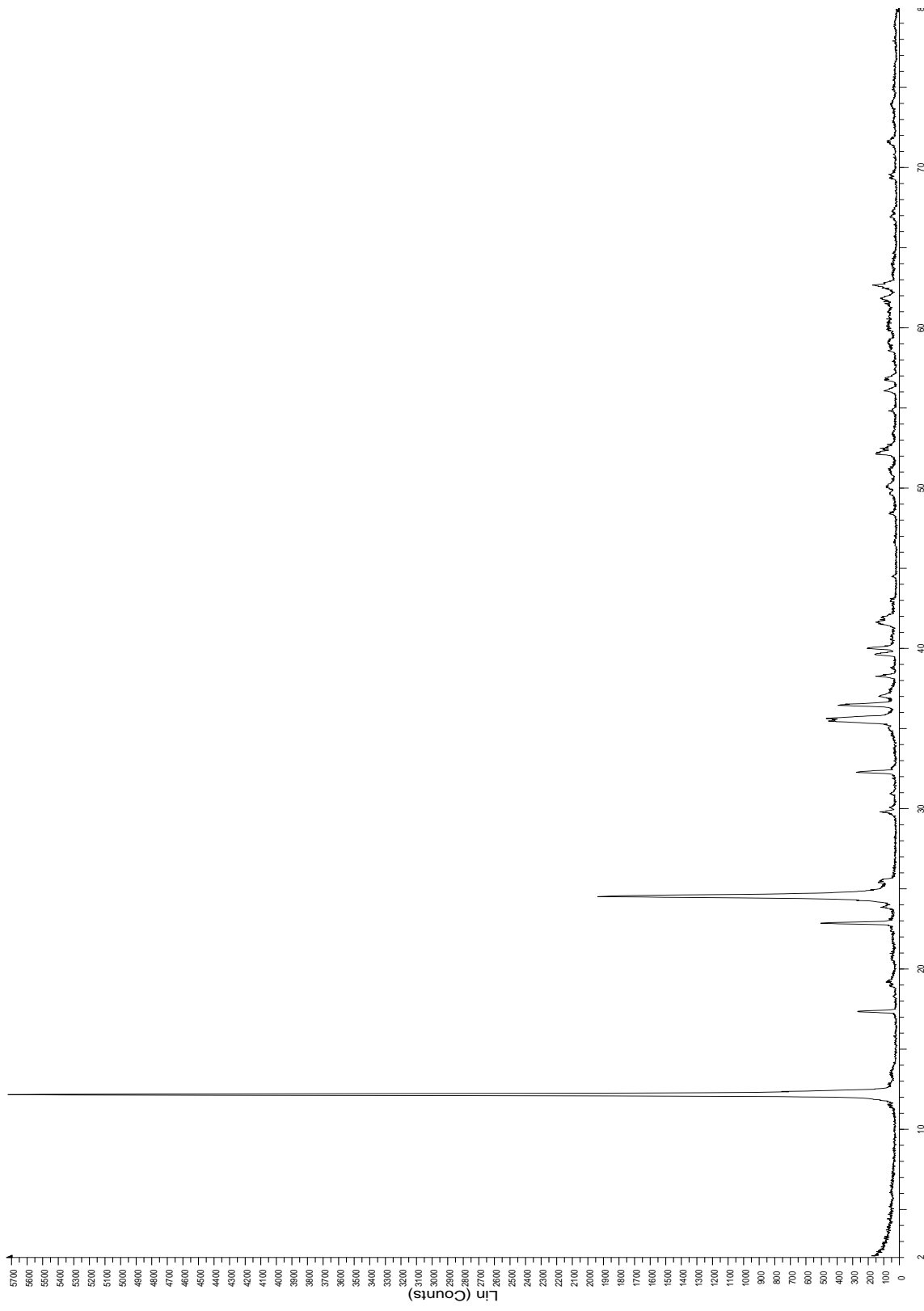
File: FB_VAS_02.raw - Type: 2THYTH locked - Start: 2.000 ° - End: 80.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 14 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm - Y: 0.0 mm - Z: 0.0 mm - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display plane: 0 - Anode: Cu - WL1: 1.5406 - WL2
Operations: Import



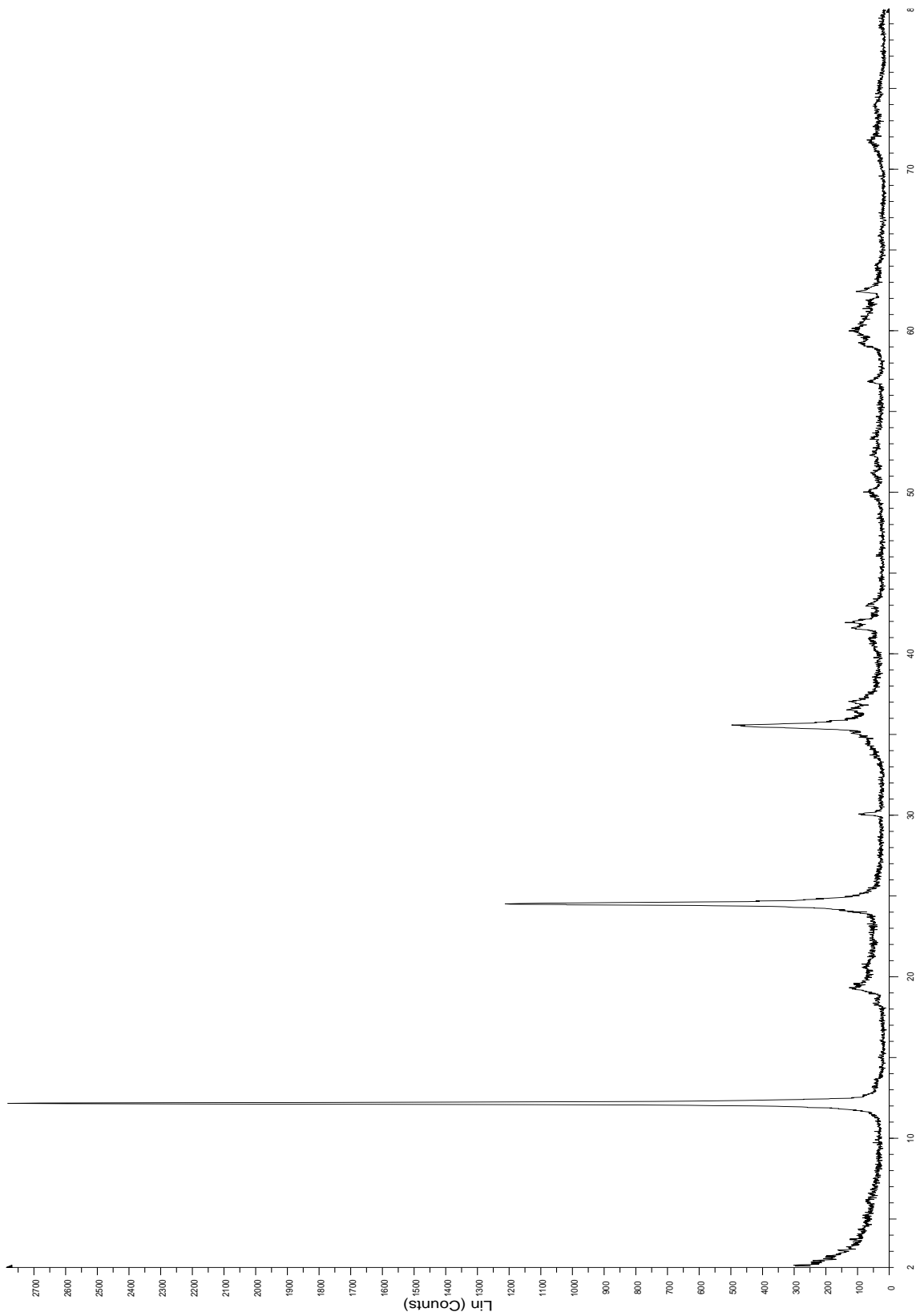
File: FB_VAS.D2 raw - Type: 2Th/Theta locked - Start: 2.000° - End: 80.000° - Step: 0.020° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 14 s - 2-Theta: 2.000° - Theta: 1.000° - Chi: 0.00° - Phi: 0.00° - X: 0.0 mm - Y: 0.0 mm - Z: 0.0 mm - Au1: 0.0 - Au2: 0.0 - Au3: 0.0 - Display plane: 0 - Anode: Cu - W/L: 1.5406 - WL2
 Operations: Y Scale Norm 1.000 | Background 0.676, 1.000 | Report



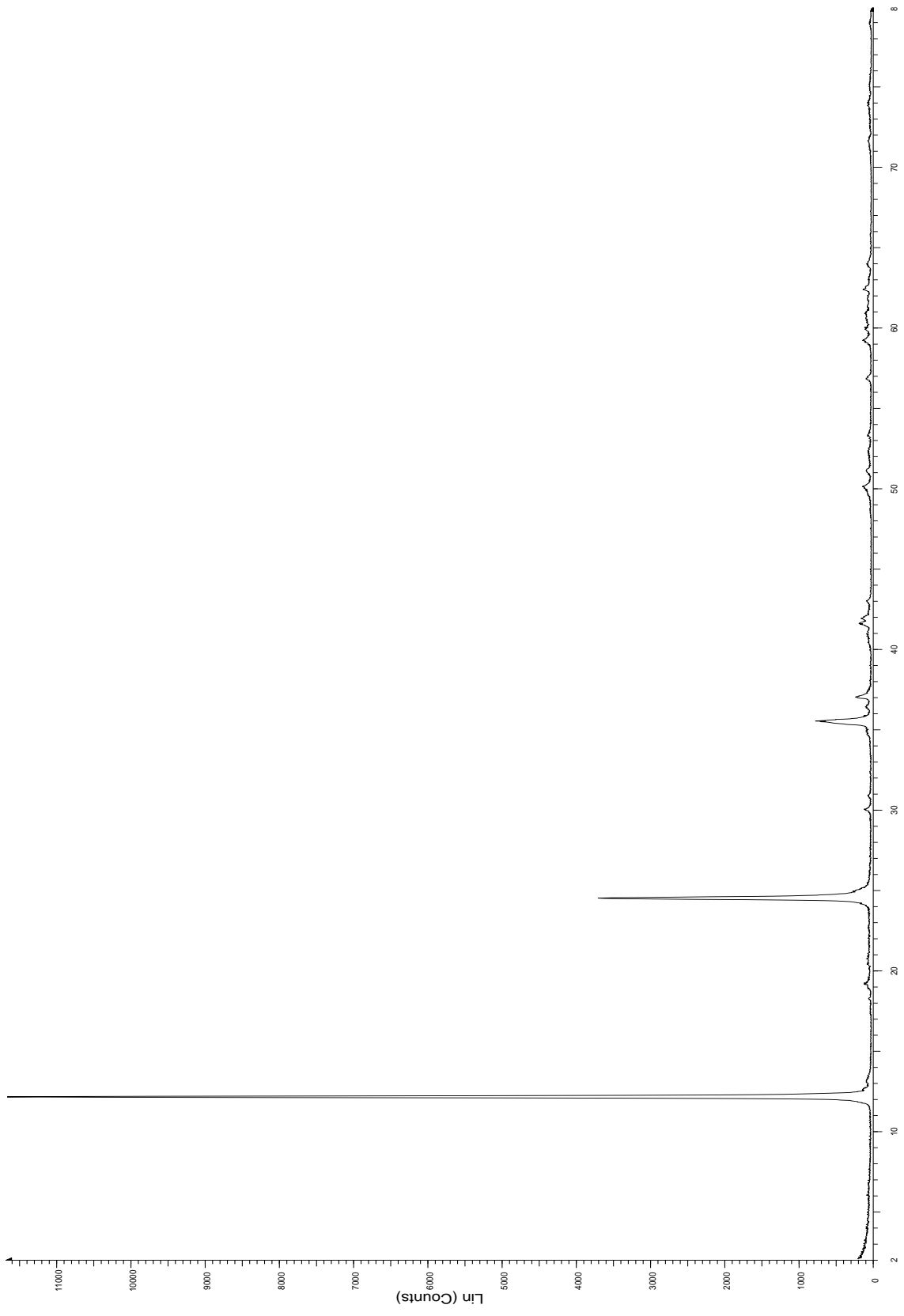
File: FB_VR2-D1.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 80.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 14 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm - Y: 0.0 mm - Z: 0.0 mm - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display plane: 0 - Anode: Cu - W/L1: 1.5406 - W/L2
Operations: Import



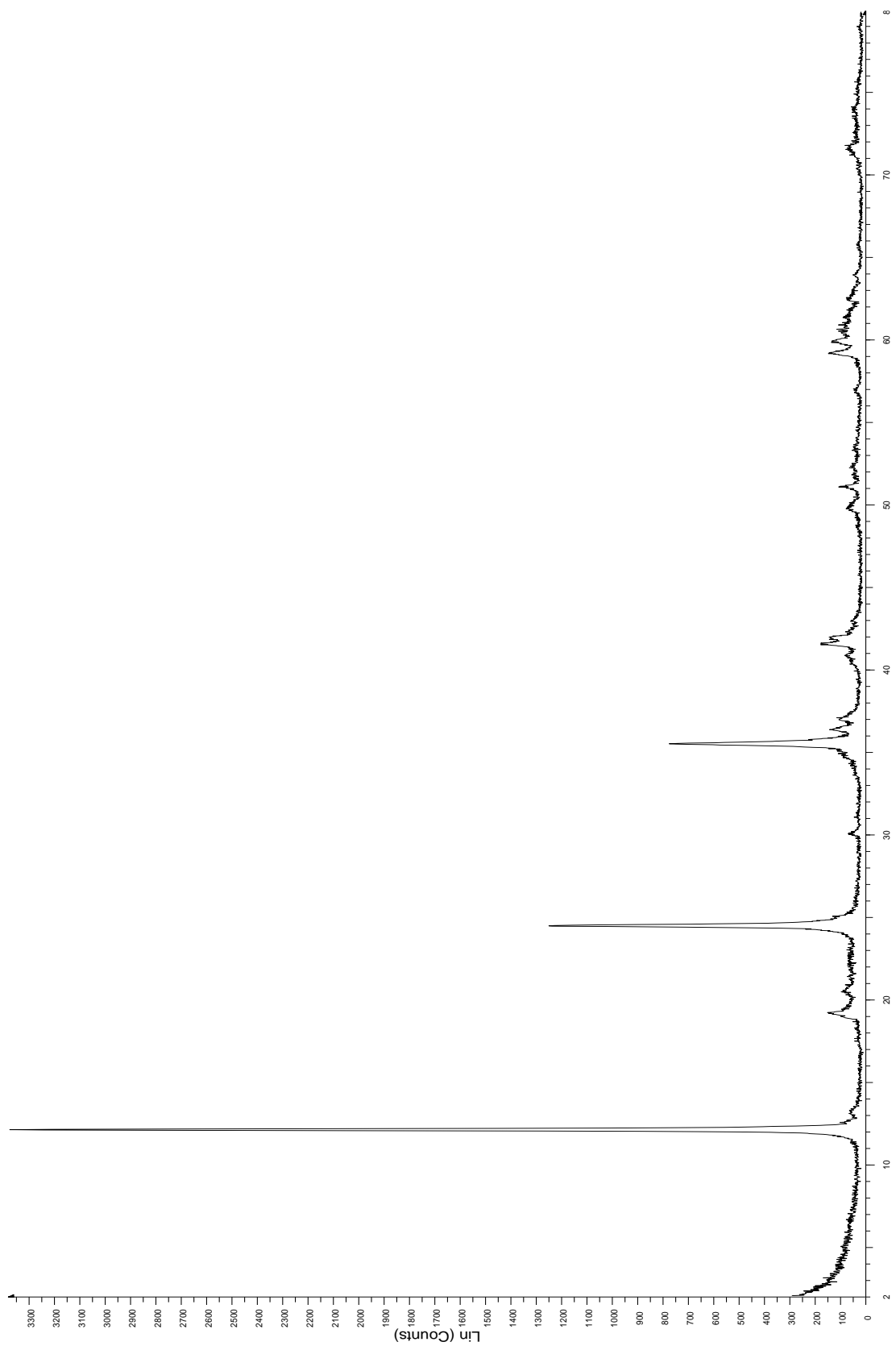
File: FB_A6-D3.raw - Type: ZTh/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 80.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 14 s - 2:Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm - Y: 0.0 mm - Z: 0.0 mm - Aux3: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux1: 0.0 - Display plane: 0 - Anode: Cu - Wavelength: 1.5406 - W/LZ: Operations: Import



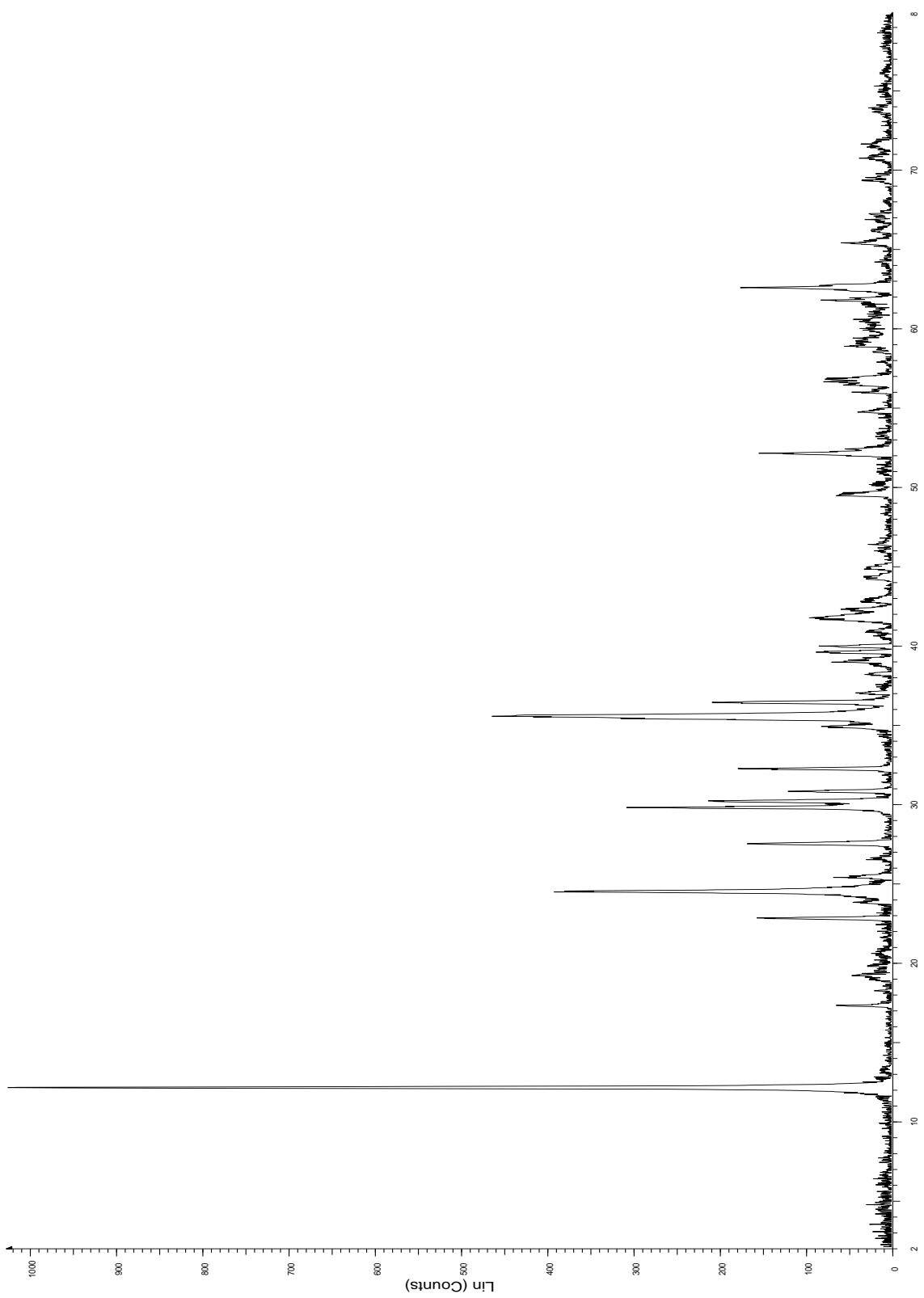
File: FB_QA2-D4.raw - Type: 2ThTh locked - Start: 2.000° - End: 80.000° - Step: 0.020° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 14 s - 2-Theta: 2.000° - Theta: 1.000° - Chi: 0.00° - Phi: 0.00° - X: 0.0 mm - Y: 0.0 mm - Z: 0.0 mm - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display plane: 0 - Anode: Cu - Wavelength: 1.5406 - WL2
 Operations: Import



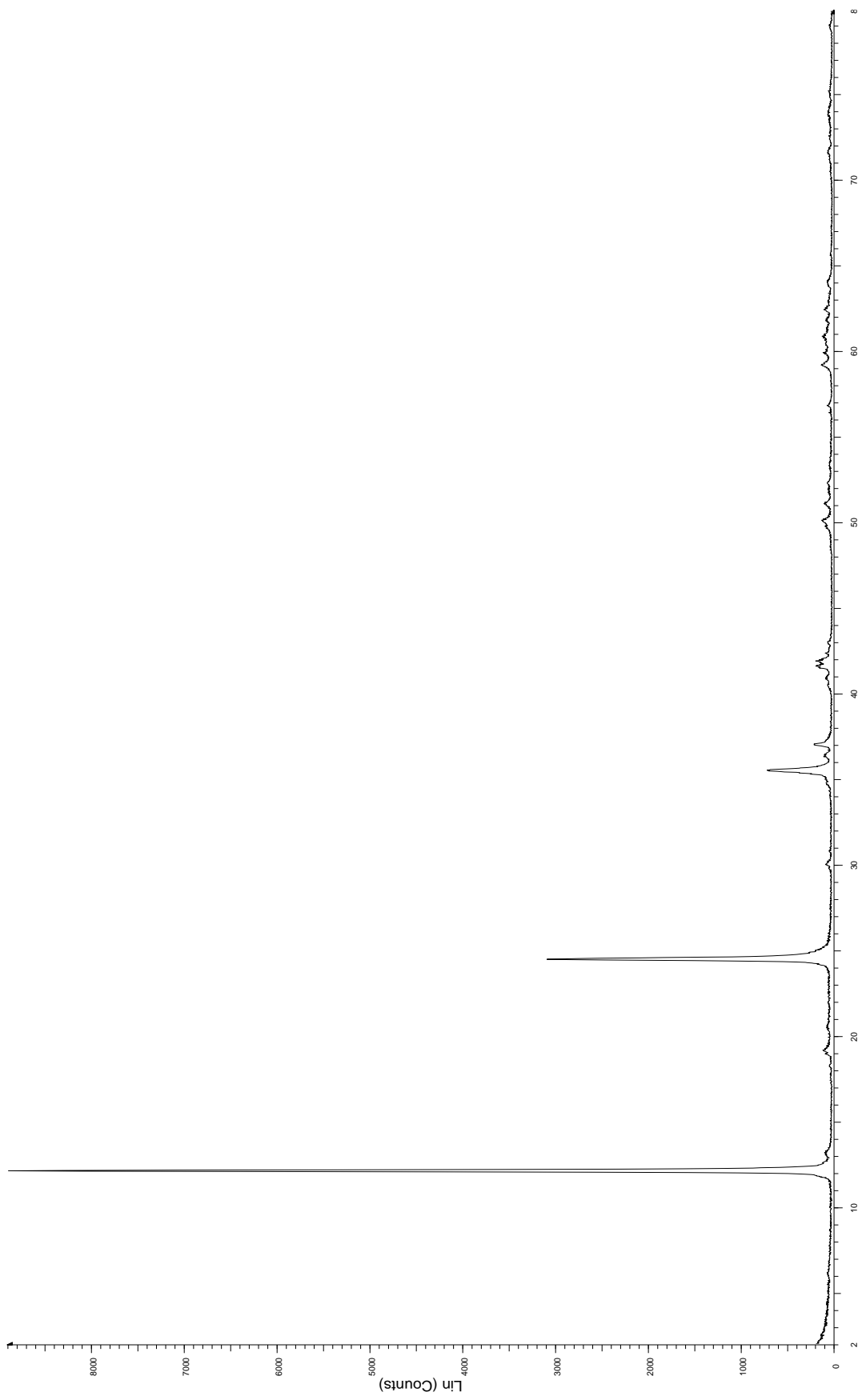
File: FB_OR2.D4 Law - Type: 2Th locked - Start: 2.000° - End: 80.000° - Step: 0.020° - Step time: 2. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 14 s - 2-Theta: 2.000° - Theta: 1.000° - Chi: 0.00° - Phi: 0.00° - X: 0.0 mm - Y: 0.0 mm - Z: 0.0 mm - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display plane: 0 - Anode: Cu - W/L: 1.5406 - WL
Operations: Import



File: FB_OA1-D4raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000° - End: 80.000° - Step: 0.020° - Step time: 2 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 16 s - 2-Theta: 2.000° - Theta: 1.000° - Chi: 0.000° - Phi: 0.000° - X: 0.0 mm - Y: 0.0 mm - Z: 0.0 mm - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display plane: 0 - Anode: Cu - Wavelength: 1.5406 - WL2
Operations: Import

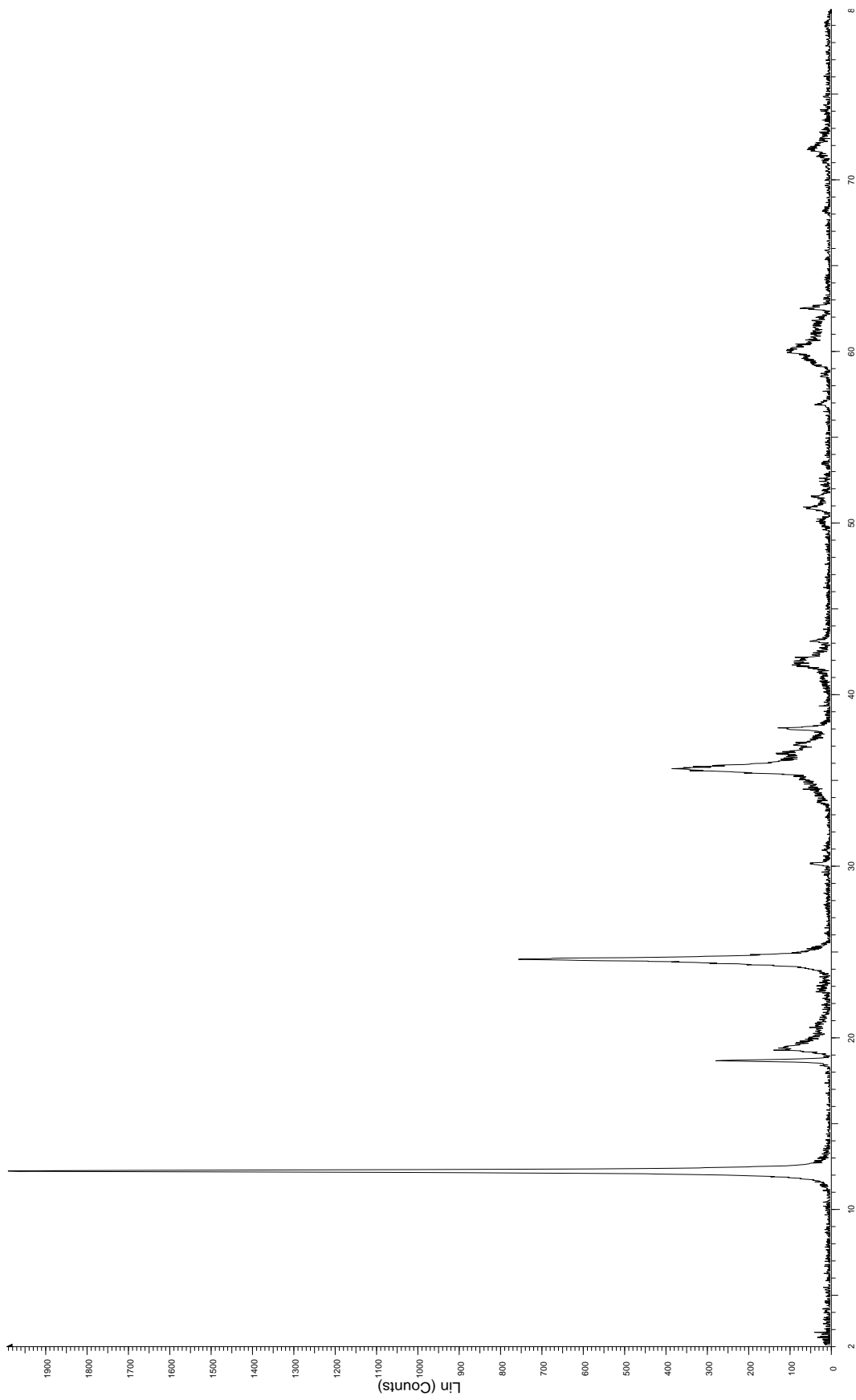


File: FB_03-D4.raw - Type: 2Th/Th locked - Scan: 2.000° - Exit: 80.000° - Step: 0.020° - Step time: 2 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Start: 14 s - 2-Theta: 2.000° - Theta: 1.000° - Chi: 0.000° - Phi: 0.000° - X: 0.0 mm - Y: 0.0 mm - Z: 0.0 mm - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display plane: 0 - Anode: Cu - WL: 1.5406 - WL Operations: Background 0.676, 1.000 Import



2-Theta - Scale

File: FB_PAK-A5D5.raw - Type: 2TH θ locked - Start: 2.000 $^{\circ}$ - End: 80.000 $^{\circ}$ - Step: 0.020 $^{\circ}$ - Step time: 2. s - Temp: 25 $^{\circ}$ C (Room) - Time Started: 14 s - 2-Theta: 2.000 $^{\circ}$ - Theta: 1.000 $^{\circ}$ - Chi: 0.001 $^{\circ}$ - Phi: 0.00 $^{\circ}$ - X: 0.0 mm - Y: 0.0 mm - Z: 0.0 mm - Aux1: 0.0 - Aux2: 0.0 - Aux3: 0.0 - Display plane: 0 - Anode: Cu - Wt.1: 1.5406 - Operations: Import



File: FB_PAA-2D5A.raw; Type: 2Th locked; Start: 2.000 °; End: 80.000 °; Step: 0.020 °; Step time: 2. s.; Temp.: 25 °C (Room); Time Started: 14 s.; 2-Theta: 2.000 °; Theta: 1.000 °; Chi: 0.00 °; X: 0.0 mm; Y: 0.0 mm; Z: 0.0 mm; Aux1: 0.0; Aux2: 0.0; Aux3: 0.0; Display plane: 0; Anode: Cu; WL: 1.5406; Operators: Background 0.676; 1.000 Import

Anexo 3

Códigos de Matlab para el tratamiento de datos de espectrometría Raman.

```
[Az,Bz,Cz]=Normalizar(A,B,C);

A0=suavizar(Az);
B0=suavizar(Bz);
C0=suavizar(Cz);
%D0=suavizar(Dz);
%E0=suavizar(Ez);
%F0=suavizar(Fz);

Ag=fluor(A0);
Bg=fluor(B0);
Cg=fluor(C0);
%Dg=fluor(D0);

plot(Ag,'b');
hold on
plot(Bg,'r');
plot(Cg,'g');
%plot(Dg,'m');
%plot(E0(:,1),E0(:,2),'y');
%plot(F0(:,1),F0(:,2),'k');

ylabel('Counts');
xlabel('Wave numbers(cm-1)');
title('Voipire A4D3');
legend('VA6D3a','VA6D3b','VA6D3c');
grid on;

function [i,j,k]=Normalizar(I,J,K)

ia=max(I(:,2));
ja=max(J(:,2));
ka=max(K(:,2));
%la=max(L(:,2));

p0=[ia,ja,ka];
%p0=[ia,ja,ka,la];
p=max(p0);

if p==ia
    Ia=I;
    Ja=EscalarY(J,I);
    Ka=EscalarY(K,I);
    %La=EscalarY(L,I);
```

```

elseif p==ja
    Ja=J;
    Ia=EscalarY(I,J);
    Ka=EscalarY(K,J);
    %La=EscalarY(L,J);
elseif p==ka
    Ka=K;
    Ia=EscalarY(I,K);
    Ja=EscalarY(J,K);

end
i=Ia;
j=Ja;
k=Ka;
%l=La;

function h=suavizar(W)

Ws=smooth(W(:,2));
Ws1=[W(:,1) Ws];
h=Ws1;

function b=Escalar(X1,Y1)

difmax=(max(Y1(:,1))-Y1(1,1))/((max(X1(:,1))-X1(1,1)));

P=(X1(:,1)-X1(1,1)).*difmax+X1(1,1);
Mz=[P(:,1) X1(:,2)];

%e=max(M(:,2));
%r=max(Y1(:,2));

e=ABC(Mz);
r=ABC(Y1);

N=[P(:,1) X1(:,2)].*r/e;

b=N;

function G=fluor(J)

[pks,locs] = findpeaks(J(:,2),'minpeakdistance',30);
u=length(pks);
cd=0;
for i=2:(u-12)
    for j=1:2:12

```



```

    pks(j+cd)=J(locs(i)+j,2);
    pks(j+cd+1)=J(locs(i)-j,2);
end
cd=cd+12;
end

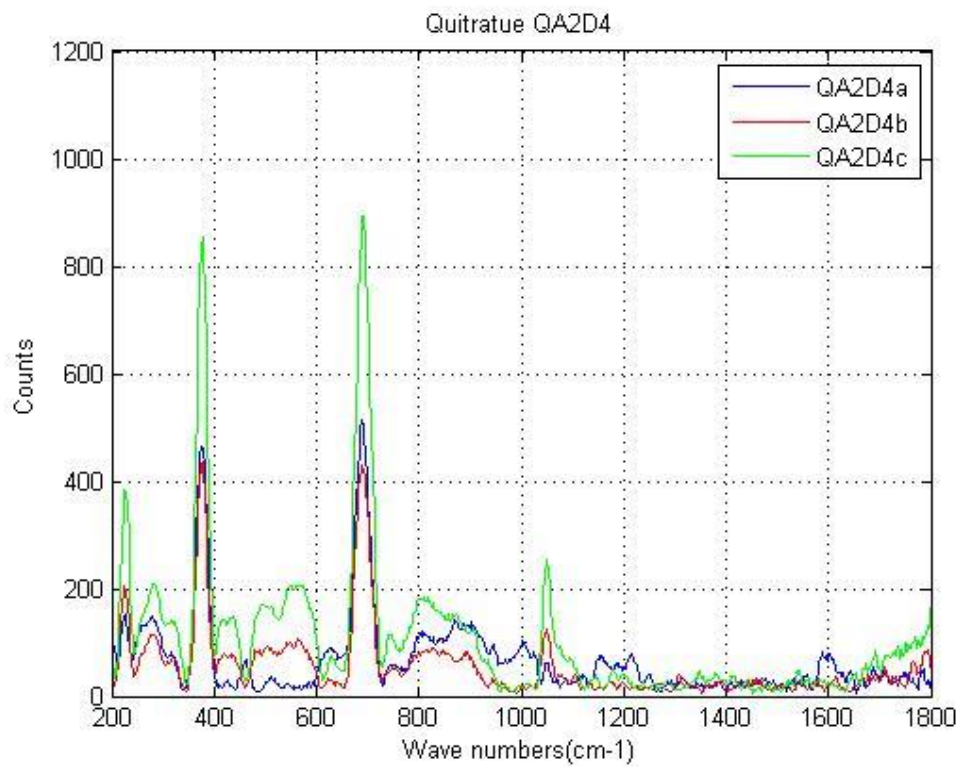
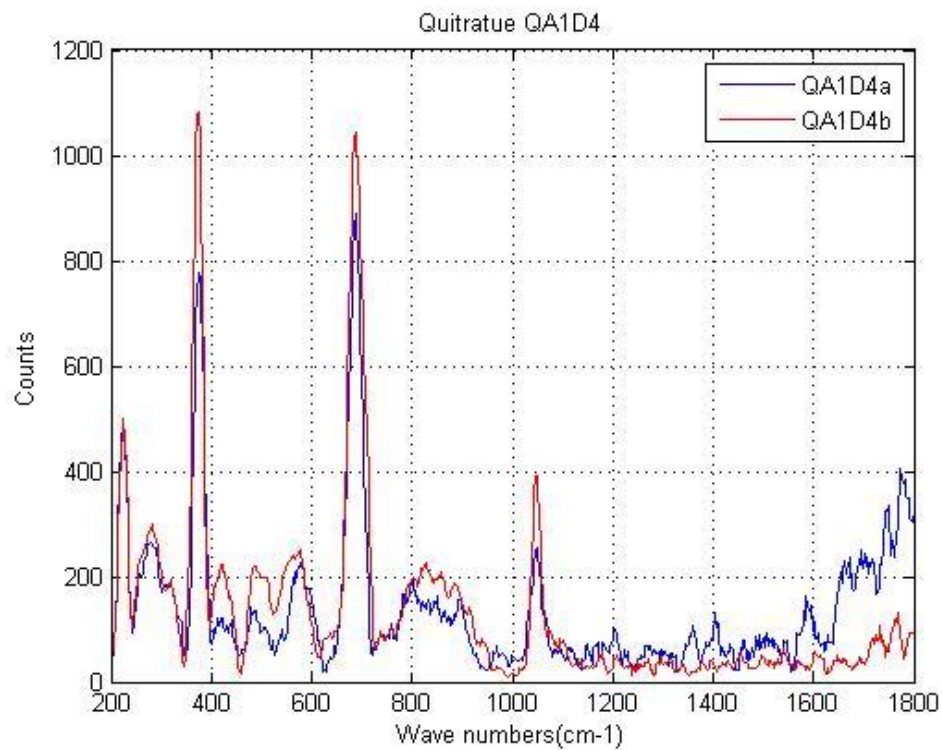
L=fit(J(:,1),J(:,2),'gauss2','Exclude',pks);
for x=1:length(J(:,1))
    if L(J(x,1))>=J(x,2)
        t(x)=L(J(x,1))-J(x,2);
    else
        t(x)=J(x,2)-L(J(x,1));
    end
end

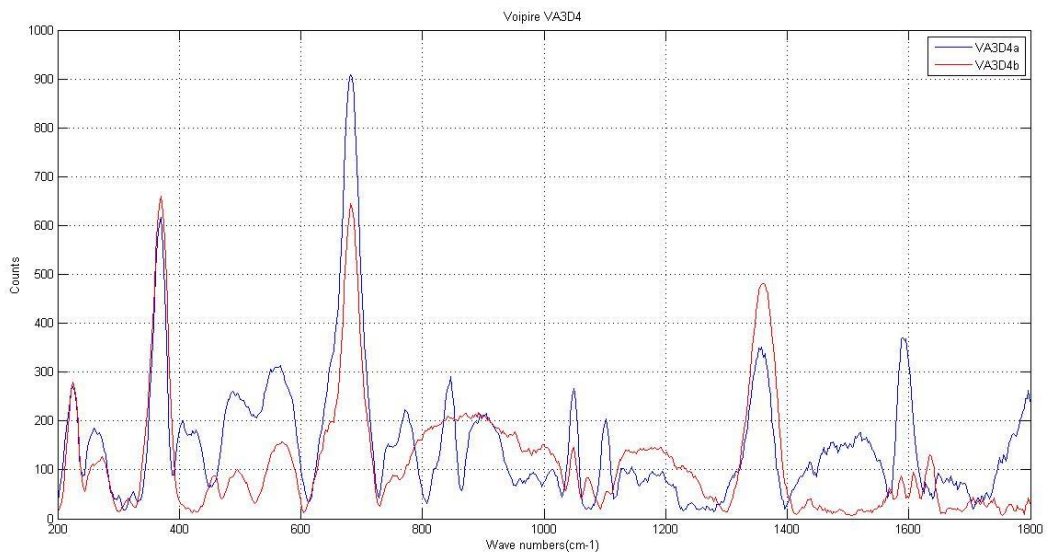
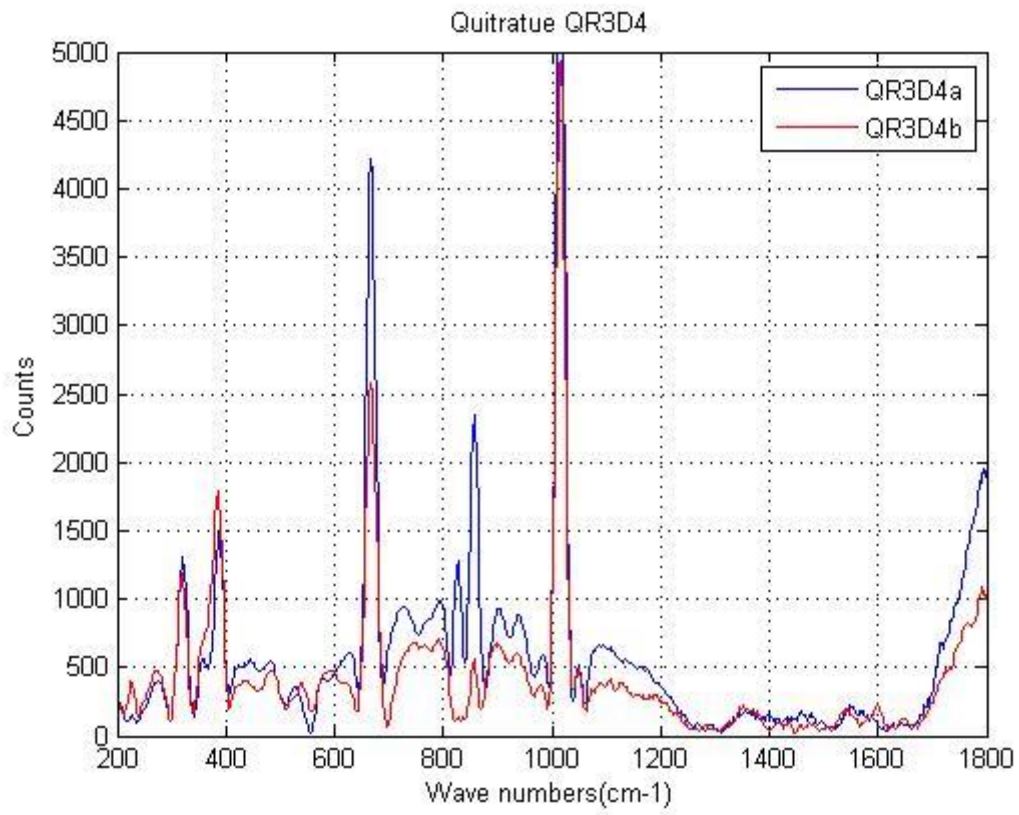
G=[J(:,1) t(:)];

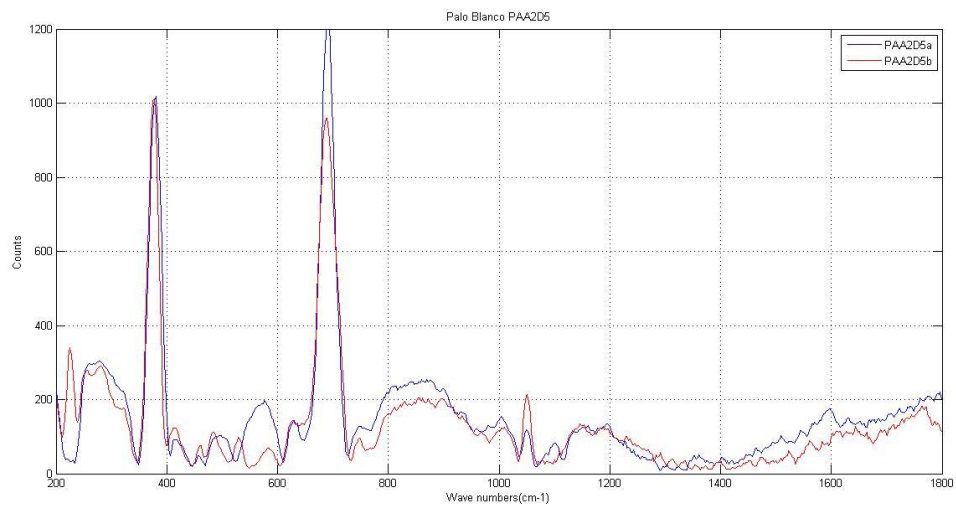
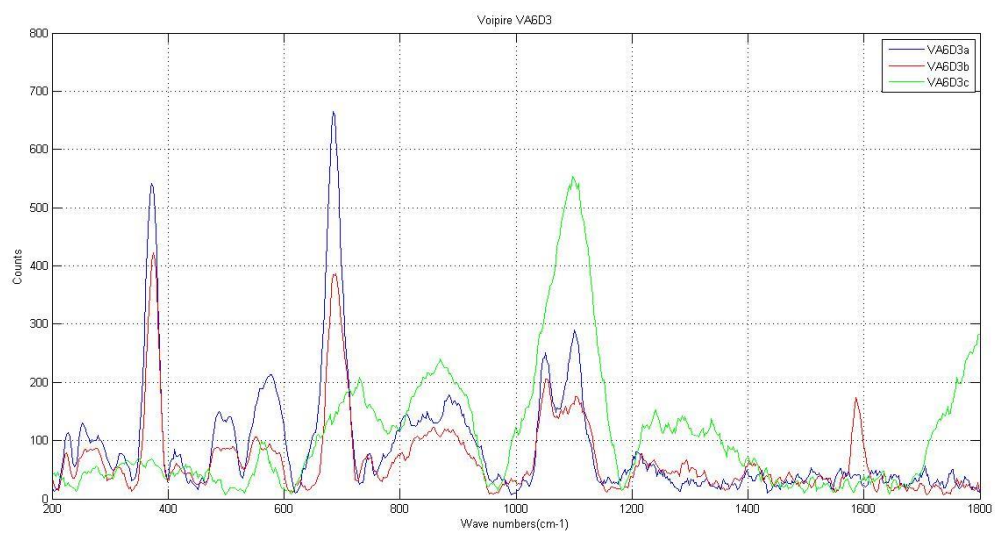
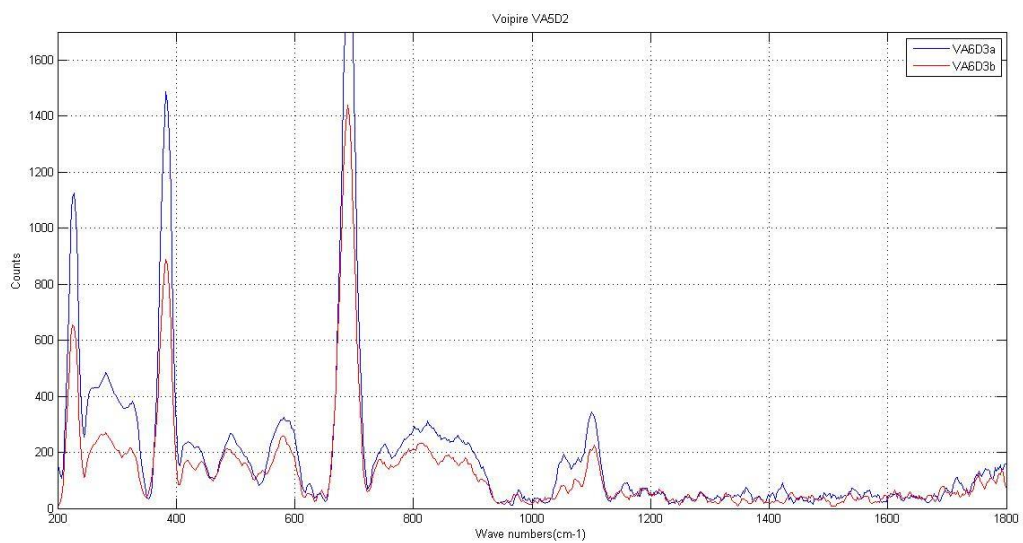
```

Anexo 4

Gráficos obtenidos mediante el tratamiento de datos de espectroscopía Raman.







Anexo 5

Tabla de máximos obtenidos mediante tratamiento de datos de espectroscopía Raman.

Muestra	A [cm-1]	B [cm-1]	C [cm-1]
VA6D3	1778,44	1782,97	1760,29
	1705,6	1698,75	1666,66
	1625,24	1590,57	1595,2
	1551,11	1499,78	1511,47
	1471,65	1372,5	1389,11
	1379,62	1277,04	1269,84
	1303,39	1197,5	1185,39
	1195,08	1107,48	1102,59
	1095,25	1031,36	1026,43
	1016,56	944,646	942,156
	932,19	857,096	796,575
	854,582	771,239	687,134
	771,239	687,134	571,2
	687,134	604,841	485,255
	602,258	461,677	403,793
	461,677	374,716	316,292
	372,068	222,595	214,52
227,974	0	0	

Muestra	A [cm-1]	B [cm-1]
VA5D2	1785,24	1794,29
	1707,89	1719,31
	1616	1639,07
	1541,8	1553,43
	1464,61	1476,34
	1384,37	1384,37
	1308,18	1289,03
	1231,33	1214,43
	1105,04	1109,93
	1021,49	1031,36
	939,666	947,135
	852,068	844,52
	768,702	689,694
	689,694	599,674
	545,24	513,991
	385,3	382,655
	227,974	227,974

Muestra	A [cm-1]	B [cm-1]
VA3D4	1796,55	1773,91
	1723,87	1666,66
	1590,57	1592,88
	1511,47	1520,81
	1367,75	1445,79
	1289,03	1365,38
	1204,76	1274,64
	1051,07	1182,97
	952,111	1048,61
	842,003	962,056
	679,45	879,689
	597,089	766,164
	453,805	682,012
	369,42	602,258
	227,974	456,43
	0	369,42
	0	225,285

Muestra	A [cm-1]	B [cm-1]	C [cm-1]
QA2D4	1754,34	1773,91	1796,55
	1679,01	1703,32	1698,75
	1605,34	1618,31	1602,14
	1531,04	1546,45	1527,81
	1456,1	1464,61	1445,79
	1375,78	1384,37	1367,75
	1299,52	1310,57	1284,23
	1220,19	1231,33	1207,18
	1132,83	1124,58	1127,02
	1049,55	1048,61	1051,07
	967,974	954,599	969,507
	883,155	867,144	892,217
	772,209	776,312	768,702
	688,114	684,574	687,134
	608,412	604,841	599,674
	512,38	464,3	464,3
	378,375	380,009	377,363
226,313	225,285	227,974	

Muestra	A [cm-1]	B [cm-1]
QR3D4	1792,03	1792,03
	1719,31	1719,31
	1648,27	1645,97
	1562,73	1572,02
	1490,41	1495,09
	1410,4	1419,85
	1329,67	1336,82
	1255,42	1257,82
	1168,41	1173,26
	1016,56	1092,8
	857,096	1016,56
	758,545	857,096
	666,629	778,847
	555,633	666,629
	474,783	558,229
	387,944	385,3
	227,974	225,285

Muestra	A [cm-1]	B [cm-1]
QA1D4	1794,29	1771,64
	1714,74	1694,17
	1625,24	1618,31
	1546,45	1523,14
	1474	1450,5
	1396,21	1360,63
	1305,79	1284,23
	1226,51	1199,92
	1148,96	1048,61
	1051,07	971,989
	971,989	894,72
	884,702	771,239
	804,162	684,574
	684,574	602,258
	594,503	464,3
	513,991	374,716
	374,716	227,974
225,285	0	

Muestra	A [cm-1]	B [cm-1]
PAA2D5	1796,55	1760,29
	1705,6	1659,77
	1597,51	1585,93
	1509,13	1513,8
	1434,01	1438,72
	1348,73	1358,25
	1269,84	1284,23
	1168,41	1204,76
	1051,07	1129,46
	959,571	1048,61
	852,068	959,571
	771,239	879,689
	689,694	773,776
	610,006	687,134
	461,677	602,258
	380,009	459,054
	227,974	374,716
0	227,974	

Anexo 6

Composición del olivino.

Muestra	Mg	Si	Fe	Mn	Ni	Mg#
V101	1,92	1,00	0,06	0,01	0,01	0,97
	1,91	1,00	0,07	0,01	0,01	0,96
	1,91	1,00	0,07	0,01	0,01	0,97
	1,91	1,00	0,07	0,01	0,01	0,96
	1,91	1,00	0,07	0,01	0,01	0,96
	1,87	0,97	0,13	0,01	0,01	0,94
	1,92	1,00	0,06	0,01	0,01	0,97
	1,92	1,00	0,06	0,01	0,01	0,97
	1,93	1,00	0,05	0,01	0,01	0,98
	1,90	1,00	0,07	0,01	0,01	0,96
	1,92	1,01	0,06	0,00	0,01	0,97
	1,91	1,01	0,07	0,01	0,01	0,97
	1,93	1,00	0,05	0,00	0,01	0,97
	1,91	1,00	0,07	0,01	0,01	0,96
	1,93	1,00	0,06	0,00	0,01	0,97
	1,93	1,00	0,06	0,01	0,01	0,97
	1,94	1,00	0,04	0,00	0,01	0,98
	1,93	1,00	0,05	0,00	0,01	0,97
	1,93	1,00	0,05	0,00	0,01	0,98
	1,94	0,99	0,05	0,00	0,01	0,98
	1,91	1,01	0,06	0,00	0,01	0,97
	1,93	1,00	0,05	0,00	0,01	0,98
	1,94	1,00	0,05	0,00	0,01	0,97
	1,94	0,98	0,06	0,00	0,01	0,97
	1,90	0,99	0,08	0,01	0,01	0,96
	1,93	1,00	0,06	0,00	0,01	0,97
	1,90	1,02	0,06	0,00	0,01	0,97
	1,92	1,00	0,06	0,01	0,01	0,97
	1,90	1,00	0,08	0,01	0,01	0,96
	1,93	1,00	0,06	0,00	0,01	0,97
	1,93	1,00	0,05	0,00	0,01	0,97
	1,93	1,01	0,05	0,00	0,01	0,98
	1,92	1,00	0,07	0,01	0,01	0,97
	1,92	1,00	0,06	0,00	0,01	0,97
	1,92	1,00	0,06	0,00	0,01	0,97
	1,94	1,00	0,04	0,01	0,01	0,98
	1,90	1,00	0,08	0,01	0,01	0,96
	1,91	1,01	0,06	0,01	0,01	0,97
	1,92	1,00	0,06	0,00	0,01	0,97
	1,94	1,00	0,05	0,00	0,01	0,98
1,93	1,01	0,05	0,01	0,01	0,97	
1,90	1,03	0,06	0,00	0,01	0,97	
1,91	1,01	0,06	0,01	0,01	0,97	
1,91	1,01	0,06	0,01	0,01	0,97	
1,91	1,01	0,07	0,01	0,01	0,97	

Muestra	Mg	Si	Fe	Mn	Ni	Mg#
VA6D3	1,8	1,0	0,2	0	0	0,91
	1,8	1,0	0,2	0	0	0,91
	1,8	1,0	0,1	0	0	0,92

Muestra	Mg	Si	Fe	Mn	Ni	Mg#
QR0D5	1,9	1,0	0,1	0	0	0,95

Anexo 7

Resultados de geoquímica para roca total. Todos los resultados se muestran en ppm.

Muestra	Cs	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	La	Ce	Pr	Pb	Nd	Sr	Sm	Zr	Hf	Tb	Dy	Ho	Er	Y	Tm	Yb	Lu
VC1D5A	0,002	0,039	3,45	0,0066	0,0012	0,125	0,007	3,95	0,16	0,083	0,173	0,25	0,58	0,04	0,84	0,024	0,01	0,049	0,01	0,025	0,66	0,0045	0,03	0,005
VC1D5B	0	0,015	2,92	0,0058	0,0009	0,114	0,006	3,78	0,16	0,081	0,166	0,23	0,58	0,03	0,79	0,022	0,01	0,047	0,011	0,024	0,65	0,0044	0,02	0,005
VN2D5A	0,017	0,045	9,04	0,0021	0,003	0,063	0,003	0,11	0,03	0,007	0,602	0,03	0,52	0,01	0,12	bdl	0	0,005	0,001	0,004	0,06	0,0006	0,01	9E-04
VN2D5B	0,015	0,032	5,85	0,0013	0,0026	0,067	0,003	0,11	0,03	0,007	0,668	0,03	0,53	0,01	0,09	bdl	0	0,005	0,001	0,004	0,06	0,0006	0	9E-04
VNCD6	0,016	0,025	9,11	0,0015	0,0022	0,084	0,002	0,04	0,04	0,008	0	0,03	3,48	0,01	0,27	0,007	0	0,007	0,002	0	0,04	0,001	0,01	0,002
QSB1D4A	0,522	0,299	118	0	0	0,095	0,005	2,26	0,11	0,312	0,37	1,34	3,87	0,24	0,08	0,014	0,07	0,375	0,104	0,304	7,31	0,0432	0,25	0,038
QSB1D4B	0,524	0,296	119	0	0	0,091	0,004	2,29	0,11	0,318	0,277	1,33	4,08	0,25	0,1	0,013	0,07	0,376	0,104	0,304	7,21	0,0433	0,25	0,038
QSB2D4A	0,3	0,417	22	0	0,0012	0,085	0,003	4,12	0,03	0,169	0,264	0,62	2,21	0,05	0,63	0,015	0,02	0,059	0,016	0,069	1,85	0,0082	0,07	0,015
QSB2D4B	0,308	0,432	20,8	0,0011	0,0011	0,103	0,005	4,2	0,03	0,16	0,236	0,61	2,34	0,04	0,71	0,017	0,02	0,056	0,015	0,067	1,84	0,008	0,07	0,015
QF1D1	0,013	0,071	8,5	0,0058	0,0041	0,123	0,004	0,36	0,28	0,065	0,666	0,27	0,62	0,1	0,46	0,031	0,02	0,19	0,042	0	1,18	0,0189	0,11	0,019
PBLANC2	0	0,019	8,34	0,0104	0,0059	0,202	0,006	6,11	0,29	0,044	0,321	0,12	0,63	0,01	0,14	0,012	0	0,025	0,008	0,025	0,25	0,0066	0,04	0,009
PBLANC3	0	0,025	8,39	0,0119	0,0057	0,094	0,003	6,56	0,3	0,043	0,213	0,11	0,62	0,01	0,11	0,014	0	0,025	0,008	0,024	0,26	0,0064	0,04	0,009