



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

**ESTILOS DE DEFORMACIÓN Y SUS EFECTOS EN LA MOVILIDAD DE
ELEMENTOS DEL GRUPO DEL PLATINO EN ROCAS ULTRAMÁFICAS DEL ÁREA
DE LA CABAÑA, IX REGIÓN, CHILE**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN
GEOLOGÍA
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

LEONARDO NICOLÁS FABIÁN GARRIDO CAYUPE

PROFESOR GUÍA:

Dr. JOSÉ MARÍA GONZÁLEZ-JIMÉNEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

Dr. MARTIN REICH MORALES

Dra. GAËLLE PLISSART

ESTE TRABAJO HA SIDO FINANCIADO POR EL PROYECTO FONDECYT
N°11140005 Y POR EL NÚCLEO MILENIO TRAZADORES DE METALES EN ZONAS
DE SUBDUCCIÓN NC 130065

SANTIAGO DE CHILE

2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE:** Geólogo y grado de Magister en
Ciencias, Mención Geología
POR: Leonardo Nicolás Fabián Garrido Cayupe
FECHA: 07/12/2016
PROFESOR GUÍA: José María González-Jiménez

ESTILOS DE DEFORMACIÓN Y SUS EFECTOS EN LA MOVILIDAD DE ELEMENTOS DEL GRUPO DEL PLATINO EN ROCAS ULTRAMÁFICAS DEL ÁREA DE LA CABAÑA, IX REGIÓN, CHILE

Las rocas ultramáficas del área de La Cabaña fueron afectadas por procesos de deformación y serpentinización selectiva durante su trayectoria a través del canal de subducción (cuña de manto hidratada) hasta su emplazamiento final.

La subducción de litologías hidratadas de la corteza oceánica hace que los minerales contenidos en ellas se deshidraten en la medida en que abandonan sus campos P-T de estabilidad. Esto permite la migración de fluidos desde el slab hacia la cuña del manto suprayacente. La hidratación de estas porciones de manto permite la serpentinización selectiva de este. Los contrastes de densidad generados por la hidratación de la cuña del manto en el canal de subducción generan fuerzas ascendentes, las cuales, sumadas a la componente de fuerza descendente causada por la placa subductante producen campos de esfuerzos extensionales (evento D_1) que permiten la formación de morfologías de pliegues vaina en los cuerpos ultramáficos. Estas morfologías controlan la interacción del fluido al interior de la estructura, permitiendo la deformación y serpentinización selectiva dentro de esta. Una vez que los cuerpos abandonan el canal de subducción, durante su exhumación, son afectados por un evento de deformación D_2 de compresión vertical asociado a acreción basal en la base del prisma de acreción, posteriormente, y a menor profundidad dentro de la estructura del prisma, un evento de deformación D_3 de compresión horizontal asociado a acreción frontal sobrepone al evento D_2 . Estos últimos dos eventos también se registran en las rocas metasedimentarias encajantes, lo que permite concluir que a partir del instante y lugar en que se desarrollan, las rocas ultramáficas y sus rocas hospedantes tienen una trayectoria común.

Las paragénesis de silicatos y minerales de metales base además de la movilidad de elementos del grupo del platino en el canal de subducción son controlados por las estructuras de pliegue en vaina ya que estas morfologías controlan, a su vez, el grado de hidratación y deformación del dominio petroestructural al cual pertenecen estas asociaciones minerales.

La serpentinización provoca la movilización de EGP-P desde minerales de metales base primarios hasta minerales de metales base formados durante este proceso. Del mismo modo, la serpentinización causa la movilidad de EGP-I, debido a que los fluidos serpentinizadores son los responsables de la alteración de las cromitas accesorias hospedantes de estos metales.

La desestabilización de las serpentinas que constituyen las rocas del canal de subducción provoca la liberación de fluidos oxidantes, capaces de movilizar, no solo EGP, sino que también elementos traza tales como As, Sb, Pb y LREE y provocar la fusión parcial del manto suprayacente enriqueciendo los fundidos generados en estos elementos.

Dedicado a mis padres

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a mi profesor guía, José María González-Jiménez, quien confió en mí desde el primer momento y me dio la oportunidad de aprender de él tanto desde la parte humana como profesional. Le agradezco la paciencia, preocupación y guía en este tiempo; nunca olvidaré tus enseñanzas y refranes.

Al Núcleo Milenio Trazadores de Metales en Zonas de Subducción NC 130065, que financió mis estudios de postgrado, en especial, a sus investigadores responsables, los profesores Martín Reich y Fernando Barra, muchas gracias por las oportunidades brindadas y su excelente disposición y orientación durante este tiempo.

A Gaëlle, quien fue un pilar fundamental durante el desarrollo de este trabajo. Muchas gracias por la disposición, paciencia y los conocimientos que me brindaste, sin ellos, el desarrollo de este trabajo hubiese sido mucho más difícil.

A los profesores José Alberto Padrón de la Universidad de Montpellier y Joaquín Proenza de la Universidad de Barcelona, de quienes aprendí mucho durante mi estancia en ambos lugares, gracias por su buena disposición, amabilidad y conocimientos entregados.

A mis amigos de la oficina, muchas gracias por la buena onda y las experiencias compartidas en las reuniones sociales, viajes y terrenos. Son extraordinarias personas que tuve el gusto de conocer y de los cuales me llevo los mejores recuerdos.

A mis amigos de Plan común, Nacho, Diego, Seba, Mati, Richard y Raúl. Gracias por cada momento vivido, conversa, terraceo y por hacer más fácil mi adaptación a Santiago.

Por supuesto a mis amigos de Geo, Juan, Gogo, Abraham, Seba, Pipe, Negro y Katy por las innumerables experiencias compartidas, terrenos, carretes y juntas. En especial muchas gracias a Moreno por ser un gran compañero y amigo.

A mis amigos deportistas, Soffi, Pili, Nacha, Vale, Maquina y Alonso del Gym y mis compañeros de la selección de fútbol, gracias por compartir cada risa, alegría, festejo y tristeza de aquello que nos hace más felices.

A mis amigos de toda la vida, Javi, Sonia, Javo, Rana, Viejo, Perro Víctor y mi primo Carlos, quienes han sido personas demasiado importantes para mí. Gracias por acompañarme en cada momento, por ser parte importante de mi vida y dejarme ser parte de las suyas.

Finalmente, quiero agradecer a mi familia, las personas más importantes en mi vida, en especial a mis padres, gracias por los valores y enseñanzas entregadas y por hacer de mí una mejor persona cada día. Gracias mamá por el amor que me brindas día a día, tu paciencia y tu entereza. Quiero dar las gracias en especial a mi padre, quien se fue antes de lo previsto, pero que está siempre a mi lado y me da fuerzas cuando hacen falta. Gracias por inculcarme valores, el sentido de la responsabilidad y respeto hacia las demás personas. Por ser además de padre, un amigo, por llevarme por primera vez al estadio y compartir tu pasión conmigo, cada conversa de fútbol y de la vida que nunca olvidaré, tengo la certeza que algún día te volveré a abrazar. Gracias totales.

TABLA DE CONTENIDO

1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 ANTECEDENTES GENERALES.....	1
1.2 OBJETIVOS.....	3
1.2.1 Objetivo general	3
1.2.2 Objetivos específicos	3
1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO	4
1.4 METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	5
1.4.1 Recopilación Bibliográfica	5
1.4.2 Estudios de campo.....	5
1.4.3 Análisis petrofísico y mineralógico en el laboratorio	5
1.4.4 Trabajo de gabinete	6
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	7
2.1 CORDILLERA DE LA COSTA	7
2.1.1 Serie oriental	8
2.1.2 Serie occidental.....	9
2.2 EVOLUCIÓN TECTÓNICA.....	10
2.3 BREVE DESCRIPCIÓN DE LOS CUERPOS ULTRAMÁFICOS EN LA SERIE OCCIDENTAL	12
2.4 CARACTERIZACIÓN PETROESTRUCTURAL DE LAS ROCAS ENCAJANTES DE LOS CUERPOS ULTRAMÁFICOS DEL ÁREA DE LA CABAÑA.....	15
2.4.1 Esquistos.....	16
2.4.2 Rocas del contacto.....	20
2.4.2.1 Esquistos de Talco	20
2.4.2.2 Anfibolitas	21
2.4.2.3 Clorititas.....	22
2.4.2.4 Esquistos de albita-biotita	23
3 METODOLOGÍA	24
3.1 REVISIÓN DE LA LITERATURA	24
3.2 TRABAJO DE CAMPO.....	24
3.3 TRABAJO DE LABORATORIO	24
3.3.1 Microscopía de luz reflejada y transmitida	24
3.3.2 Microscopía electrónica de barrido	25
3.3.3 Microsonda electrónica	25
3.3.4 Microscopía Raman	26
3.3.5 Difracción de electrones retrodispersados (EBSD)	27
3.3.5.1 Conceptos básicos del método	27

3.3.5.2 Representación de la orientación cristalina	30
3.3.5.3 Tipos de análisis.....	31
3.3.5.3.1 Análisis puntual	31
3.3.5.3.2 Análisis de discriminación de fases	32
3.3.5.3.3 Análisis texturales	32
3.3.5.3.3.1 Diagramas de polos	32
3.3.5.3.3.2 Diagramas de polos inverso.....	33
3.3.5.3.4 Granos y subgranos	34
3.3.5.3.4.1 Misorientación o desorientación.....	34
3.3.5.3.4.2 Límites de granos y subgranos	35
3.3.5.3.4.3 Representación de granos y subgranos	35
3.3.5.4 Equipos y condiciones de trabajo	36
3.3.6 Espectroscopia de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS)	37
4 CARACTERIZACIÓN PETROESTRUCTURAL	38
4.2 CUERPO ULTRAMÁFICO DE GUZMÁN.....	41
4.3 CUERPO ULTRAMÁFICO DE CENTINELA BAJO NORTE	44
4.3.1 Estructura interna del cuerpo	44
4.3.2 Descripción de los diferentes dominios petroestructurales.....	51
4.3.2.1 Peridotitas no deformadas	51
4.3.2.2 Metaperidotitas deformadas.....	57
4.3.2.2.1 Metadunitas	57
4.3.2.2.2 Metaharzburgitas.....	61
4.3.2.3 Serpentinitas sensu stricto	68
4.3.2.3.1 Antigorititas esquistosas (\pm cromita \pm magnetita)	68
4.3.2.3.2 Antigorititas con olivino metamórfico y carbonatos	75
4.3.2.3.3 Antigorititas con diópsido	80
4.3.2.3.4 Antigorititas con Ti-condrodita y Ti-clinohumita	93
5 MINERALIZACIÓN DE ELEMENTOS DEL GRUPO DEL PLATINO (EGP)	95
5.2 Cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte.....	96
5.2.1 Peridotitas no deformadas	96
5.2.2 Metaperidotitas deformadas.....	98
5.2.2.1 Metaharzburgitas.....	98
5.2.2.2 Antigorititas esquistosas (\pm cromita \pm magnetita)	99
5.2.3 Antigorititas sensu stricto	100
5.2.3.1 Antigorititas con diópsido	100
6 MINERALES DE METALES BASE	102
6.1 CUERPO ULTRAMÁFICO DE LAVANDEROS	102
6.2 CUERPO ULTRAMÁFICO DE GUZMÁN.....	104
6.3 CUERPO ULTRAMÁFICO DE CENTINELA BAJO NORTE	107
6.3.1 Peridotitas no deformadas	107

6.3.2 Metaperidoritas deformadas.....	109
6.3.2.1 Metadunitas.....	109
6.3.2.2 Metaharzburgitas.....	111
6.3.3 Serpentinitas sensu stricto.....	114
6.3.3.1 Antigorititas con diópsido.....	114
7 DISCUSIÓN	121
7.1 CONFIGURACIÓN DE LOS DOMINIOS PETROESTRUCTURALES DE LOS CUERPOS ULTRAMÁFICOS.....	121
7.2 MECANISMOS DE EXHUMACIÓN DE LOS CUERPOS ULTRAMÁFICOS	122
7.3 EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DE LOS CUERPOS ULTRAMÁFICOS Y SUS ROCAS ENCAJANTES	124
7.4 EVOLUCIÓN METAMÓRFICA DE LOS CUERPOS ULTRAMÁFICOS.....	127
7.5 CONDICIONES REOLÓGICAS DE CROMITAS Y SILICATOS DURANTE LA EVOLUCIÓN METAMÓRFICA DE LOS CUERPOS ULTRAMÁFICOS	135
7.6 ESTABILIDAD Y RELACIONES DE FASE DE LOS MINERALES DE METALES BASE	137
7.7 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS DEL GRUPO DEL PLATINO.....	142
7.8 MOVILIDAD DE EGP EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN	144
8 CONCLUSIONES	147
9 BIBLIOGRAFÍA	151
ANEXO 1. CLASIFICACIÓN PETROESTRUCTURAL	160
ANEXO 2A. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN SILICATOS (OLIVINO).....	162
ANEXO 2B. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN SILICATOS (SERPENTINA).....	164
ANEXO 2C. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN SILICATOS (TALCO, PIROXENOS, ANFÍBOLES Y CLORITA)	166
ANEXO 2D. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN SILICATOS DE ANTIGORITITAS CON TI-CONDRODITA Y TI-CLINOHUMITA	168

ANEXO 3A. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (HEAZLEWOODITA)	170
ANEXO 3B. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (MILLERITA Y AWARUITA).....	172
ANEXO 3C. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (PENTLANDITAS)	174
ANEXO 3D. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (PIRROTINA, VIOLARITA Y PIRITA).....	176
ANEXO 3E. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (ARSENIUROS: ORCELITAS).....	178
ANEXO 3F. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (ARSENIUROS 3: MAUCHERITAS)	182
ANEXO 4. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN CROMITAS	183
ANEXO 5A. MEDICIONES ESTRUCTURALES EN ROCAS ULTRAMÁFICAS (ELEMENTOS PLANARES).....	189
ANEXO 5B. MEDICIONES ESTRUCTURALES EN ROCAS ULTRAMÁFICAS (ELEMENTOS LINEALES).....	192
ANEXO 5C. MEDICIONES ESTRUCTURALES EN MICAESQUISTOS ENCAJANTES (ELEMENTOS PLANARES).....	193
ANEXO 5D. MEDICIONES ESTRUCTURALES EN MICAESQUISTOS ENCAJANTES (ELEMENTOS LINEALES).....	195
ANEXO 6. CONCENTRACIÓN DE ELEMENTOS DEL GRUPO DEL PLATINO (EGP) EN ROCAS ULTRAMÁFICAS DE LA CABAÑA.....	196
ANEXO 7A. ESPECTROS RAMAN PARA MINERALES DEL GRUPO DE LA SERPENTINA (LÁSER 785 NM)	197

ANEXO 7B. ESPECTROS RAMAN PARA MINERALES DEL GRUPO DE LA SERPENTINA (LÁSER 532 NM)	200
ANEXO 8A. ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS (EBSD) EN CROMITAS	203
ANEXO 8B. DIGRAMAS DE POLOS (EBSD) PARA SILICATOS.....	224

1 INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES GENERALES

Los cuerpos ultramáficos del área de La Cabaña, IX Región de la Araucanía, forman parte del basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa Chilena. Este complejo comprende dos unidades, denominadas Serie Oriental y Serie Occidental, que registran metamorfismo de baja y alta razón P/T, respectivamente (Aguirre et al., 1972; Hervé et al., 1988; Willner et al., 2005; Richter et al., 2007; Glodny et al., 2008; Hyppolito et al., 2014a). El contexto geotectónico en el cual se formó el basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa es materia de debate. Hervé et al., 1988 y Willner et al., 2005 plantean que estas rocas se formaron en un contexto de subducción durante la evolución de un prisma de acreción. Aquí, las rocas de las Serie Oriental y Occidental se originaron, correspondientemente, por procesos de acreción frontal y basal. Por otro lado, Kato, 1976, Frutos y Alfaro, 1987 y Rabbia et al., 1994 proponen que las rocas del basamento metamórfico se formaron dentro de un contexto de cuenca de trasarco, o bien, de cuenca marginal.

Dentro de los numerosos afloramientos de rocas máficas y ultramáficas de la Serie Occidental, las peridotitas y serpentinitas del área de La Cabaña son las que han atraído más la atención debido, fundamentalmente, a las mineralizaciones de cromita presente en ellas (Vergara, 1970; Alfaro, 1980; Barra et al., 1998; Höfer et al., 2001; Galdames et al., 2010). No obstante, se tiene poca información acerca del desarrollo estructural y petrológico de estas rocas durante su trayectoria metamórfica y como esto ha controlado el contenido y las relaciones de fase de los minerales de metales base y nobles.

Con base en relaciones mineralógicas y estructurales Höfer et al., 2001 reconocieron cinco fases de deformación en el área de La Cabaña y señalaron que el emplazamiento de los cuerpos ultramáficos tiene lugar entre la tercera y la cuarta fase. Por otro lado, González-Jiménez et al., 2016 postularon que el enriquecimiento secundario de minerales del grupo del platino (MGP) y minerales de metales base (MMB), en cromititas hospedadas en estas rocas ultramáficas, se originó por la removilización de asociaciones primarias de estos minerales, debido a la infiltración de fluidos ricos en As-Sb-Pb-Zn-Hg a través de zonas de cizalla, una vez que el cuerpo ultramáfico entró en contacto con las rocas metasedimentarias en el prisma de acreción. A pesar de que ambas contribuciones revelaron que las rocas ultramáficas fueron deformadas y alteradas, éstas, no aportaron información relevante con respecto a los efectos que la deformación ha podido tener sobre la estabilidad, concentración y movilidad de minerales de metales base y nobles.

En este trabajo se lleva a cabo un estudio petrológico y estructural detallado de los cuerpos ultramáficos del área de La Cabaña. Se elaboran mapas generales y en detalle de los cuerpos con base en mediciones estructurales tales como lineaciones y foliaciones. Lo anterior, se realiza con la finalidad de interpretar los diversos eventos de deformación a los cuales fueron sometidas estas rocas durante su evolución metamórfica

hasta su emplazamiento cortical. Esto, sumado a las asociaciones de silicatos observadas permite establecer una clasificación litológica y morfológica de los cuerpos en estudio. Del mismo modo, el estudio de las paragénesis y relaciones de contacto entre estos minerales ofrece la posibilidad de determinar sus temperaturas de formación y alteración i.e. revelar la trayectoria que siguen los cuerpos en un contexto de suprasubducción. Sin embargo, el proceso de serpentización no solo produce transformaciones en las asociaciones de silicatos, sino que también, en los minerales de metales base (sulfuros y arseniuros) y cromitas que se encuentran asociados a ellos y que concentran, preferencialmente, a los elementos del grupo del platino (EGP). La caracterización de las diferentes asociaciones minerales (metálicas y no metálicas) a través de microsonda electrónica permite balancear el intercambio de elementos que se produce durante el proceso de alteración, de esta manera, se aproximan las condiciones fisicoquímicas bajo las cuales se originan estos minerales. Por otro lado, los análisis microestructurales realizados mediante EBSD revelan las condiciones reológicas y mecanismos bajo los cuales se deforman los silicatos (antigorita) y se alteran las cromitas. Todo lo anterior, nos permite conocer como la deformación y serpentización controlan la formación de minerales de metales base y la movilidad de elementos del grupo del platino (EGP) durante el metamorfismo de las rocas ultramáficas.

Los cuerpos ultramáficos del área de la Cabaña nos ofrecen la posibilidad de estudiar de los procesos que controlan la movilidad de metales nobles en la cuña del manto. Esto último es fundamental para entender el ciclo de los metales en zonas de subducción y controlar los mecanismos que fomentan su concentración en niveles corticales.

El presente trabajo se enmarca dentro del proyecto FONDECYT N°11140005, titulado **“DECODING PRECIOUS METALS (PLATINUM GROUP ELEMENTS AND GOLD) IN UPPER MANTLE ROCKS OF THE CHILEAN COASTAL CORDILLERA”** liderado por el profesor Dr. José María González-Jiménez. El objetivo de este proyecto es comprender los procesos de removilización y reconcentración de metales preciosos (elementos del grupo del platino y oro) durante el metamorfismo de rocas ultramáficas formadas en el manto superior. Asimismo, se enmarca dentro de la línea de movilidad de metales en rocas de origen mantélico del **NÚCLEO MILENIO TRAZADORES DE METALES EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN**, NC 130065, liderado por el profesor Dr. Martin Reich.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo general

Modelar los procesos que controlan la movilidad de elementos del grupo del platino durante la deformación e hidratación de rocas ultramáficas, representativas del manto superior, en el curso de su trayectoria metamórfica.

1.2.2 Objetivos específicos

- Definir las litologías y los dominios petroestructurales en los cuerpos ultramáficos.
- Caracterizar las estructuras planares y lineales presentes en los afloramientos de rocas ultramáficas.
- Definir la temporalidad de los eventos de deformación que afectaron a los cuerpos ultramáficos.
- Evaluar la mecánica de emplazamiento de estos cuerpos en el basamento metamórfico.
- Puntualizar los efectos de la deformación a microescala en silicatos y minerales metálicos.
- Establecer las relaciones de fase y paragénesis que existen en los minerales primarios y secundarios constituyentes de las peridotitas y serpentinitas, incluyendo, silicatos y minerales metálicos tales como óxidos, sulfuros, arseniuros y aleaciones.
- Determinar los contenidos de elementos del grupo del platino en los diferentes dominios petroestructurales.
- Precisar las condiciones fisicoquímicas bajo las cuales se podría llegar a producir la movilización de elementos del grupo del platino y la reconcentración de minerales de metales base en este tipo de rocas.

1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO

La exhumación de rocas del manto superior hasta su emplazamiento en la corteza u obducción, normalmente, tiene lugar a través del canal de subducción en un amplio rango de presiones y temperaturas. Los mecanismos involucrados en este proceso suelen ser consecuencia directa de la convergencia asociada a un régimen de esfuerzos compresivos. Las rocas ultramáficas del área de La Cabaña presentan diferentes estilos de deformación. Sin embargo, la distribución de las estructuras aparejadas a esta deformación y su origen son, hasta ahora, completamente desconocidos.

Estudios previos revelan que los procesos de serpentización pueden modificar de manera muy substancial los contenidos de metales base y nobles originales de las rocas ultramáficas del manto superior.

Como hipótesis de trabajo se baraja la posibilidad de que la deformación, aparejada a la hidratación de estas rocas ultramáficas, produjo la movilización de elementos del grupo del platino y, localmente, la reconcentración de minerales de metales base en las rocas ultramáficas del área de la Cabaña.

Para comprobar lo anterior, en este estudio se realiza un análisis de la deformación a la que fueron sometidos los cuerpos de peridotitas y serpentinitas a macro, meso y micro escala. Se estudian en detalle las diferentes tipologías de rocas en términos de la composición y relaciones de fase de los minerales silicatados que las componen, además de las paragénesis de minerales metálicos (sulfuros, arseniuros, óxidos y aleaciones) y los contenidos de elementos del grupo del platino presentes en ellas. Los resultados de este trabajo permiten dilucidar las transformaciones que sufren las mineralizaciones de metales base y noble dentro del contexto de subducción en el margen suroccidental de Gondwana durante el Paleozoico.

1.4 METODOLOGÍA DE TRABAJO

La estrategia que se llevó a cabo para la elaboración de este estudio consistió en la división del trabajo en cuatro etapas.

1.4.1 Recopilación Bibliográfica

En esta etapa se realizó una búsqueda exhaustiva de la información disponible sobre el área de estudio, fundamentalmente, en publicaciones científicas, tesis de memoria y libros que hacen referencia a las temáticas que se abordaron en este trabajo.

La obtención de información tuvo como propósito adquirir conocimiento sobre la problemática a estudiar con la finalidad de contrastar las diferentes hipótesis de trabajo. Asimismo, y gracias a la información obtenida, se realizaron mapas de ubicación, acceso del área de estudio con el objetivo de elaborar un plan de trabajo para la fase de campo.

Por otro lado, se realizaron sesiones de discusión, con expertos en los temas tratados, con la intención de entender, de mejor manera, la información recolectada y planificar metodologías de trabajo (técnicas analíticas), a partir de las cuales, se pudo obtener información relevante para la posterior interpretación.

1.4.2 Estudios de campo

Dada la abundante vegetación y el mal estado de las vías de acceso a los sitios de interés, el trabajo de campo, consistió, en primer término, en realizar una ronda de reconocimiento de las rutas de acceso a los afloramientos. Posteriormente, se contrastó la información proporcionada en los diferentes trabajos existentes sobre los límites de las diferentes unidades litológicas, con mi propia información. En una siguiente fase se realizó la caracterización detallada de los afloramientos de rocas ultramáficas para determinar las diferentes estructuras de deformación y su distribución en el afloramiento. Para ello, se identificaron y midieron las orientaciones de los diferentes tipos de estructuras a macro, meso y micro escala. Luego, se realizó un muestreo sistemático de los diferentes dominios de peridotitas y serpentinitas reconocidos para su posterior análisis en la fase de laboratorio. La realización completa de las labores de esta fase requirió cinco salidas de campo que contabilizan un total de treinta días.

1.4.3 Análisis petrofísico y mineralógico en el laboratorio

Las muestras recogidas durante la fase de campo fueron estudiadas mediante diferentes técnicas de microscopía (microscopía de luz transmitida, reflejada, electrónica de barrido y Raman, además de microsonda electrónica) con el fin de caracterizar las relaciones de estructura y de fase que existen en los minerales primarios y secundarios

constituyentes de las peridotitas y serpentinitas. A su vez, se realizaron análisis de metales nobles en roca total, para muestras representativas de cada dominio litológico, mediante ablación laser acoplada a un espectrómetro de masas inductivo. La deformación a micro-escala se estudió usando EBSD (Electron Backscatter Diffraction).

Para aplicar cada una de las técnicas mencionadas anteriormente, se requirió de una fase previa de selección y preparación de muestras. Posteriormente, los análisis EBSD se realizaron en la Université Montpellier, Francia en colaboración con los investigadores José Alberto Padrón-Navarta y Jean-Louis Boudinier y los análisis de microsonda electrónica se llevaron a cabo en la Universidad de Barcelona, España en colaboración con el profesor Joaquín Proenza. Además, los análisis que determinan la concentración de elementos del grupo del platino en roca total se realizaron en el laboratorio Genalysis, Perth, Australia. Por otro lado, las microscopías de luz transmitida, reflejada y electrónica de barrido se realizaron en el departamento de Geología de la Universidad de Chile. Finalmente, la microscopía Raman se realizó tanto en el departamento de Ciencias Químicas de la Universidad de Chile como en la Université de Nantes.

1.4.4 Trabajo de gabinete

La última etapa consistió el procesado de los datos adquiridos y la elaboración de la presente tesis de magister, en donde, se discuten las diferentes hipótesis de trabajo planteadas al inicio de la investigación. Finalmente, se elaboró un modelo integral que permitió definir cómo afecta la deformación e hidratación de rocas del manto a la removilización y reconcentración de metales base y nobles durante su trayectoria metamórfica.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 CORDILLERA DE LA COSTA

Las rocas ultramáficas del área de La Cabaña, objeto de este estudio, afloran en la parte sur de la Cordillera de la Costa Chilena. Este cinturón montañoso se extiende a lo largo de más de 1500 Km en el margen costero pacifico en la zona centro sur de Chile (entre 32°S y 43°S). Su geología consiste, básicamente, de dos unidades conocidas como Serie Oriental y Serie Occidental (Figura 1; Hervé, 1988).

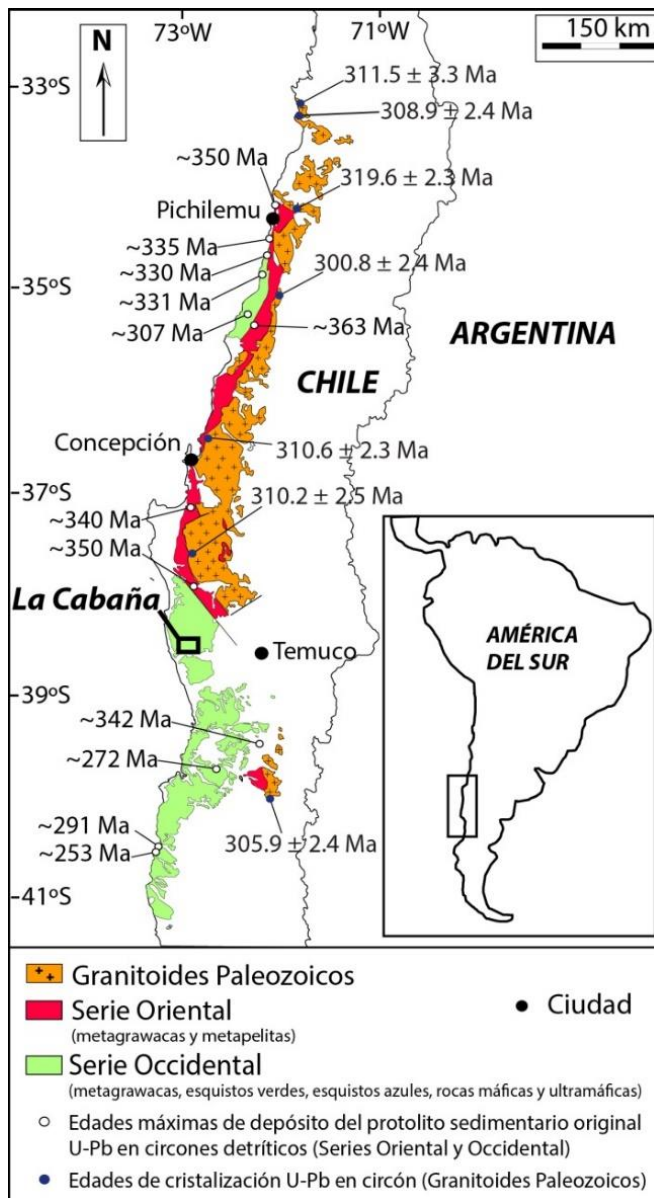


Figura 1. Mapa Geológico del basamento de la Cordillera de la Costa de Chile Central. Ubicación de las series Oriental y Occidental y localización del área de La Cabaña donde afloran los cuerpos ultramáficos objeto de este estudio. Modificado de Hervé et al., 2013.

Tanto la Serie Oriental como la Occidental están conformadas por rocas metamórficas, cuyas edades varían desde Paleozoico Superior al Triásico Temprano. A escala regional, el contacto entre las Series Oriental y Occidental se reconoce como una discontinuidad cortical mayor que puede ser trazado o inferido, a partir de los contrastes entre litologías de ambas unidades, por más de 1000 Km al sur de los 34°S. La naturaleza de dicho contacto varía de gradacional a tectónico dependiendo de la zona. La Zona de Falla Lanahue, de orientación NO-SE y componente sinistral (aproximadamente a los 38°S), es la única porción del contacto que no tiene orientación paralela a la fosa (N-S) (Glodny et al., 2008).

La Serie Oriental registra evidencias de metamorfismo a presiones intermedias a bajas y alta temperatura (González-Bonorino, 1971; Aguirre et al., 1972), mientras que la Serie Occidental registra condiciones metamórficas de presiones intermedias a altas y baja temperatura (Willner et al., 2005). Estas interpretaciones son consistentes con las de Hervé (1988), quien sugirió que ambas unidades formaban parte de un complejo acrecionario de edad Paleozoico formado por potentes secuencias sedimentarias detríticas acumuladas, originalmente, a lo largo de un margen pasivo, pero que fueron apiladas y metamorfizadas mediante acreción frontal y basal.

2.1.1 Serie oriental

Aflora entre los 34°23'S y los 38°30'S y está compuesta de metagravacas y metapelitas de origen continental (Hervé, 1988). Estructuralmente, la Serie Oriental presenta estructuras con desarrollo de foliación y plegamiento vertical a subvertical con un aumento en la magnitud de la deformación hacia el Oeste (Richter et al., 2007). Las condiciones metamórficas de las rocas de esta Serie, en las proximidades del área de estudio, no han sido determinadas aún. Sin embargo, rocas equivalentes, que afloran entre los 44° y 46°S, registran metamorfismo a presiones de 4.5-6 kbar y temperaturas de 250-280°C (Willner et al., 2000).

La intrusión de granitoides calcoalcalinos del Batolito Costero del Sur (que se extiende, en una franja de orientación N-S, desde los 33°S a los 38°S) entre los 301-296 Ma dio lugar a una aureola de metamorfismo de contacto en ciertos sectores de la Serie Oriental, que desde la zona más externa a las cercanías de la intrusión granítica consiste de (González-Bonorino, 1971; Willner, 2005):

(1) *Zona de biotita*: alternancia de filitas y metagrauvacas en las cuales las filitas presentan porfidoblastos de biotita y una matriz compuesta de cuarzo, albita, clorita, mica blanca y biotita, con menor cantidad de granate, epidota y carbonatos. Las metagrauvacas presentan la misma mineralogía que las filitas, pero con menor porcentaje de minerales micáceos.

(2) *Zona de andalucita*: rocas compuestas por cuarzo, oligoclasa, mica blanca, y biotita, cuya estructura varía entre filitas y rocas corneanas granoblásticas. Los porfidoblastos de andalucita aumentan su tamaño al acercarse al intrusivo. La presencia de estauroлита y granate es restringida.

(3) *Zona de sillimanita*: gneises formados por cuarzo, oligoclasa, feldespato potásico, biotita y mica blanca.

2.1.2 Serie occidental

Se extiende entre los 34°S y la isla de Chiloe (42°S) a lo largo del margen pacífico de Chile. Está conformada por metapelitas y metagravacas de origen continental, metacherts, y rocas máficas y ultramáficas metamorfizadas de origen, probablemente, oceánico (González-Bonorino, 1971; Aguirre et al., 1972).

Las rocas de esta serie (particularmente metapelitas) suelen desarrollar foliación penetrativa subhorizontal relacionada a pliegues recumbentes de bajo ángulo evidenciando varios eventos de deformación asociados a su metamorfismo y emplazamiento (Glodny et al., 2005). Estructuras lineales en rocas deformadas, tales como, fibras minerales y ejes de pliegues muestran una orientación NO-SE (Kato, 1985; Godoy y Kato, 1990; Martín et al., 1999; Glodny et al., 2005). Las condiciones máximas de metamorfismo registradas en las rocas de la Serie Occidental, entre los 34-36°S, alcanzan 7-11 kbar y 380-420°C en un intervalo entre 305-290 Ma (Willner et al., 2005).

Las metapelitas se caracterizan por ser de grano medio a grueso con una asociación mineral dada por cuarzo, mica blanca, albita, con menor cantidad de clorita, biotita y granate. Poseen textura porfidoblástica con matriz que varía desde lepidoblástica a granoblástica. Se caracterizan por presentar esquistosidad penetrativa a escala macroscópica (Ardiles, 2003).

Las metabasitas afloran de manera muy local en forma de pequeños cuerpos discontinuos incluidos en las metapelitas. Son rocas, generalmente, masivas de grano grueso y esquistosidad poco desarrollada (Hervé et al., 1977; Godoy, 1979). Están compuestas, principalmente, por albita, cuarzo, clorita y clinzoisita (Dibarrart, 2001). Hervé (1977), Godoy y Kato (1979) y Haufmann (1997) reconocen estructuras de lavas almohadilladas con relictos de minerales ígneos en los márgenes del río Toltén, Bahía Mansa y al SE de Gorbea. Las firmas geoquímicas obtenidas por Hervé (1988) indican similitud con basaltos de fondo oceánico.

Las rocas ultramáficas corresponden en su mayoría a cuerpos de peridotitas con grados variables de serpentización cuya extensión es limitada y se encuentran hospedados en metapelitas del basamento metamórfico. Se distribuyen,

geográficamente, desde los 38°S hasta los 42°S. Dentro de estos afloramientos destacan por su tamaño relativamente grande: Antiquina, Gorbea, Quitratué, Voipire, Los Ulmos, Camán y los que se encuentran en el área de La Cabaña, estos últimos, objeto de este estudio.

2.2 EVOLUCIÓN TECTÓNICA

Con base en estudios de circones detríticos, Hervé et al., (2012) estimaron que las edades máximas de sedimentación para los protolitos de las rocas de la Serie Oriental y Occidental son de 345 Ma y 330 Ma, respectivamente. Basándose en la presencia de micaesquistos con granate de la Serie Occidental, los cuales registran una edad Ar/Ar en mica blanca de 320 Ma, Willner et al., (2005), establecen que el proceso de subducción se habría iniciado un poco antes de esa edad debido a que se determina que el crecimiento de fengita ocurre durante etapas de metamorfismo retrógrado.

La subducción de sedimentos siliciclásticos contra la cuña mantélica y su consecuente deshidratación desencadenó, a los 305 Ma, la generación de magmas de arco. Al mismo tiempo se forma la Serie Oriental por un proceso de acreción frontal que involucra campos de flujo de engrosamiento y acortamiento horizontal de secuencias turbidíticas depositadas, previamente, en un margen pasivo durante el Devónico. De manera incipiente comienza a crecer la Serie Occidental debido al proceso de acreción basal que involucra campos de flujo de adelgazamiento y acortamiento vertical de secuencias oceánicas (Figura 2; Glodny et al., 2008). Contemporáneo al desarrollo de ambas Series, la Serie Oriental es afectada por un metamorfismo de alta temperatura debido a la intrusión del Batolito Costero entre los 301-296 Ma (Willner et al., 2005). Aproximadamente a los 290 Ma el magmatismo ya casi ha cesado en su totalidad, a la vez que la deformación de la Serie Oriental, cerca del contacto con la Serie Occidental, finaliza. La Serie Occidental continua su crecimiento, probablemente, ya se encuentra en superficie y es afectada por procesos erosivos (Glodny et al., 2008).

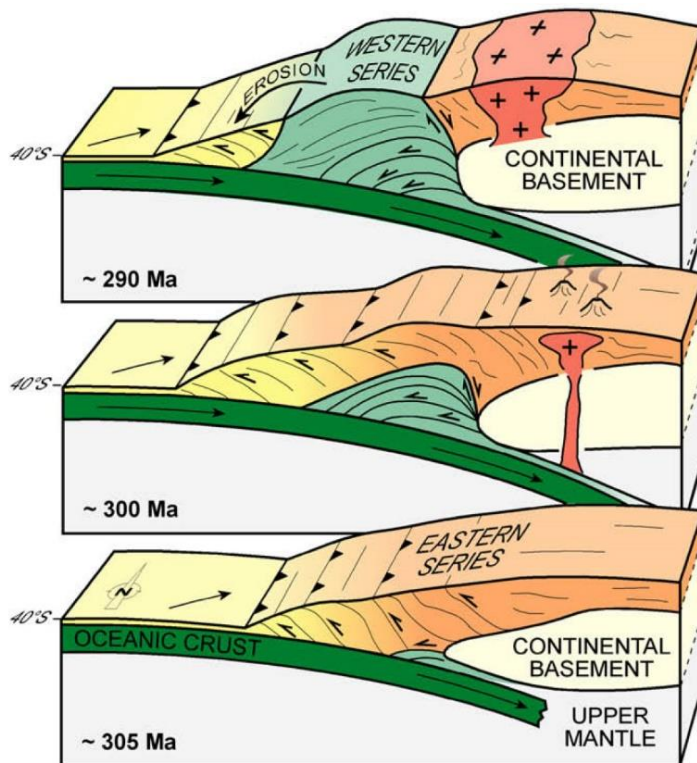


Figura 2. Modelo esquemático de la evolución de las Series Oriental y Occidental dentro del margen occidental de Gondwana durante el Paleozoico. A los 305 Ma, después del inicio de la subducción se comienza a formar la Serie Oriental por acreción frontal de potentes sedimentos pelíticos. A los 300 Ma, a medida continúa la deformación de la Serie Oriental se desarrolla la Serie Occidental, contemporáneamente, con el desarrollo del arco magmático al Este. A los 290 Ma, finaliza la actividad del arco magmático y la deformación de la Serie Oriental, el continuo crecimiento y denudación de la Serie Occidental expone el basamento en superficie. Modificado de Glodny et al., 2008.

El origen de la asociación de metabasitas, serpentinitas y metachert encontrados en la Serie Occidental es, aún, incierto. Godoy (1979) interpretó esta asociación como remanentes de una antigua ofiolita de edad Ordovícico-Silúrico. Del mismo modo, tampoco existe consenso respecto al contexto geotectónico donde se formaría dicha ofiolita y su relación con las otras rocas de la Cordillera de la Costa. Frutos y Alfaro (1987), Rabbia et al. (1994) y Höfer et al. (2001) propusieron que la ofiolita corresponde a una porción de litosfera oceánica originada en la trasera de un arco intra-oceánico situado en el margen Paleo-Pacífico de Gondwana.

González-Jiménez et al., (2014), a partir de la distribución de elementos del grupo del platino (EGP) e isótopos de Re-Os en las mineralizaciones de cromititas, hospedadas en las peridotitas serpentinizadas del área La Cabaña, interpretaron que los fundidos parentales de las cromititas fueron generados en una porción de manto debajo de un arco, pero no en la cuenca trasera de un arco de islas oceánico, sino en una cuenca marginal de antearco. La apertura de dicha cuenca se asociaría a un cambio de ángulo de la placa de subducción aparejado a la retracción de dicha placa (i.e., roll-back). Este evento hubo de tener lugar durante un periodo corto de ~10 Ma, habría separando una porción de Chileña del continente. La convergencia en este margen activo en etapas posteriores, producen que, este micro-bloque de Chileña sea, nuevamente, acrecionado al continente y genere el metamorfismo de la Serie Occidental.

2.3 BREVE DESCRIPCIÓN DE LOS CUERPOS ULTRAMÁFICOS EN LA SERIE OCCIDENTAL

Se han identificado numerosos cuerpos ultramáficos dentro de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile. Estos cuerpos se distribuyen geográficamente desde los 38°S hasta los 42°S (Figura 3).

Antiquina (Pocuno): Situado 5 km al suroeste de la comunidad de Contulmo Provincia de Arauco, Región del Bio Bio. Mineralógicamente, las rocas pertenecientes a este cuerpo se componen, en mayor medida, de serpentina en textura interpenetrativa y menores contenidos de clinopiroxenos relictos, clorita y tremolita.

Gorbea: Los afloramientos de este sector se ubican 5 km al Oeste de la comunidad de Gorbea, Región de la Araucanía. En sección delgada se observa que, mineralógicamente, estos cuerpos están constituidos, casi, exclusivamente, por serpentina en textura interpenetrativa. En forma muy escasa se reconocen bastitas, probablemente, a partir de ortopiroxeno. De manera restringida se aprecian relictos de cromitas accesorias alteradas a ferricromita-magnetita y con textura cataclástica relictas.

Quitratué: Se sitúa 4 km al Suroeste de la localidad del mismo nombre en la Región de la Araucanía. Microscópicamente, los cuerpos ultramáficos de este sector se observan con un grado de serpentización moderado a alto, estableciéndose la presencia de serpentina, clinopiroxenos y olivinos relictos. La serpentina se observa en textura interpenetrativa y en forma subordinada como reemplazo pseudomorfo de ortopiroxenos (ortopiroxenos-bastitas). Algunos cristales de clinopiroxeno presentan indicios de haber sido afectados por un evento de deformación anterior a la serpentización.

Voipire: Los afloramientos de esta localidad se ubican 7 km al Sureste de Villarrica, Región de la Araucanía. Mineralógicamente, la roca está compuesta de serpentina en textura interpenetrativa y abundantes piroxenos de forma y tamaño variable, aislados en la matriz de serpentina o bien en vetillas sinuosas de ancho milimétrico. En ocasiones estos piroxenos se encuentran alterados, incipientemente, a serpentina y/o carbonatos.

Los Ulmos: Se localiza 15 km al norte de La Unión, Región de los Ríos. En análisis microscópico establece que las rocas de Los Ulmos se encuentran formadas, exclusivamente, por serpentina en textura interpenetrativa. En forma subordinada se reconoce la presencia de bastitas (ortopiroxeno-bastitas).

Camán: Se ubica 17 km al norte de la Unión, Región de los Ríos. Microscópicamente la roca está compuesta enteramente por serpentina en textura interpenetrativa. Dentro de esta matriz se reconocen carbonatos de forma anhedral y euhedral. Los carbonatos se presentan, también, asociados a vetillas de serpentina. En forma subordinada se

reconocen sulfuros de hierro-cobre asociados entre sí o con magnetita.

La Cabaña: Es el área objeto de este estudio. Se localiza 25 km al norte de la localidad de Trovolhue, Región de la Araucanía. En la zona se reconocen, principalmente, tres cuerpos ultramáficos con grados de serpentización variables. El cuerpo de Lavaderos se compone, principalmente, de serpentina (antigorita) y menores contenidos de bastitas (clinopiroxeno-bastitas), talco, clorita, cromita y magnetita accesoria y arseniuros. El cuerpo de Guzmán se compone casi, exclusivamente, de serpentina (antigorita) en textura interpenetrativa. Presenta carbonatos inmersos en la matriz de serpentina y de manera subordinada sulfuros de hierro-níquel-cobre. Por último, el cuerpo de Centinela Bajo (Norte y Sur) es el de mayor extensión en el área (3 km de largo y 1.5 km de ancho). Su estructura interna está conformada por peridotitas no deformadas y metaperidotitas deformadas. Las primeras alcanzan un grado de serpentización de hasta un 20 % y están compuestas, principalmente, por serpentina (lizardita) y olivino además de cromita y magnetita accesoria, contenidos menores de sulfuros y arseniuros. Las metaperidotitas deformadas presentan elevados grados de serpentización (mayor a 80 %) y están compuestas casi, exclusivamente, por antigorita con contenidos menores de olivino, clinopiroxenos, carbonatos, cromita y magnetita accesoria, sulfuros y arseniuros. Las metaperidotitas se encuentran envolviendo a las peridotitas no deformadas. Una descripción más detallada de la estructura interna del afloramiento se presenta en el capítulo 4.

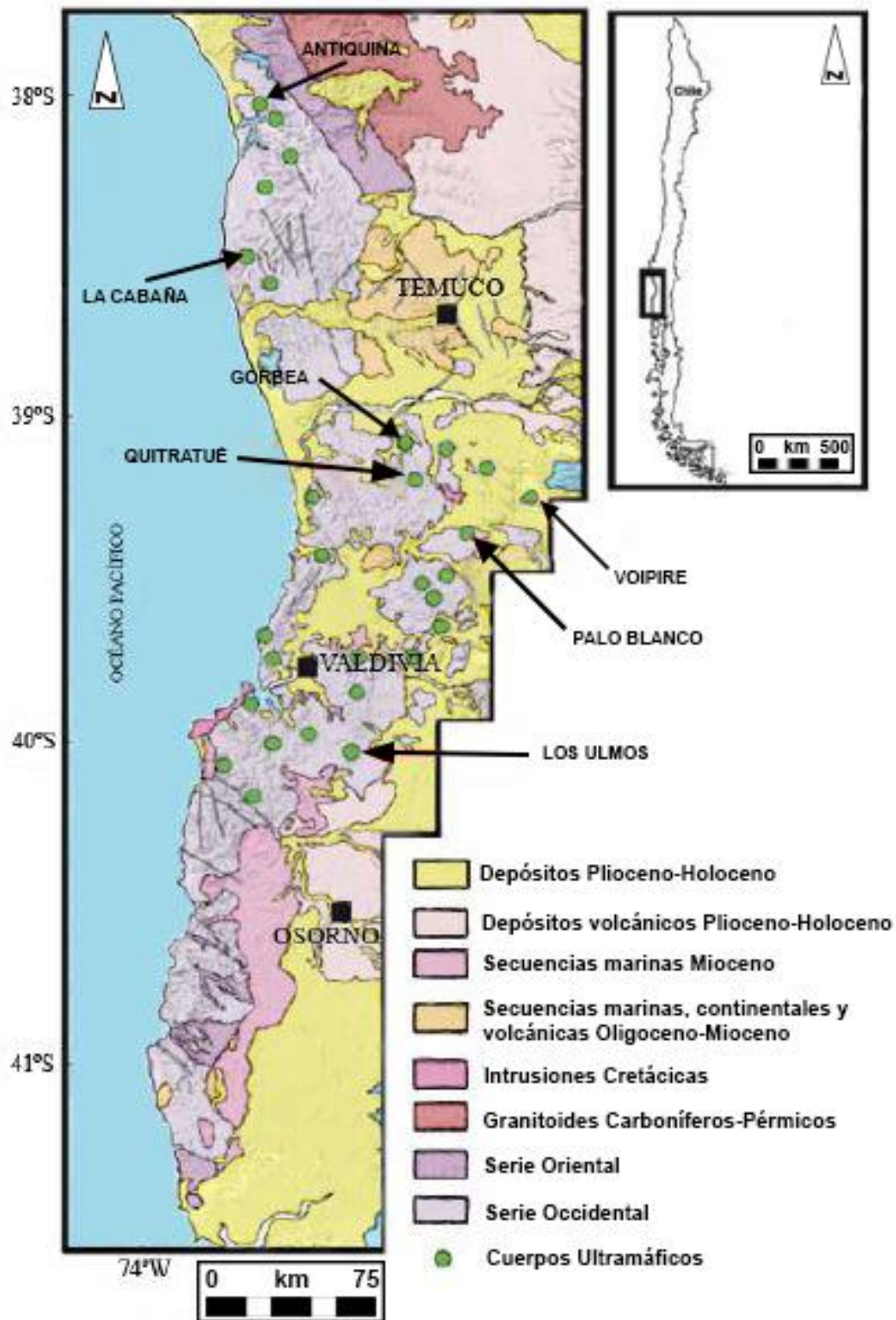


Figura 3. Mapa de ubicación de cuerpos ultramáficos en la Cordillera de la Costa. Modificado de Alfaro (1982)

2.4 CARACTERIZACIÓN PETROESTRUCTURAL DE LAS ROCAS ENCAJANTES DE LOS CUERPOS ULTRAMÁFICOS DEL ÁREA DE LA CABAÑA

El área de la Cabaña está localizada 60 km al noroeste de la ciudad de Temuco (Figura 1). En esta área existen varios cuerpos ultramáficos de pequeño tamaño (aproximadamente 6 km² en total) cubiertos por una densa cobertura vegetal que hace difícil la observación (Figura 4). Los cuerpos con mejor afloramiento son: Centinela Bajo Norte, Lavanderos y Guzmán (Figura 4).

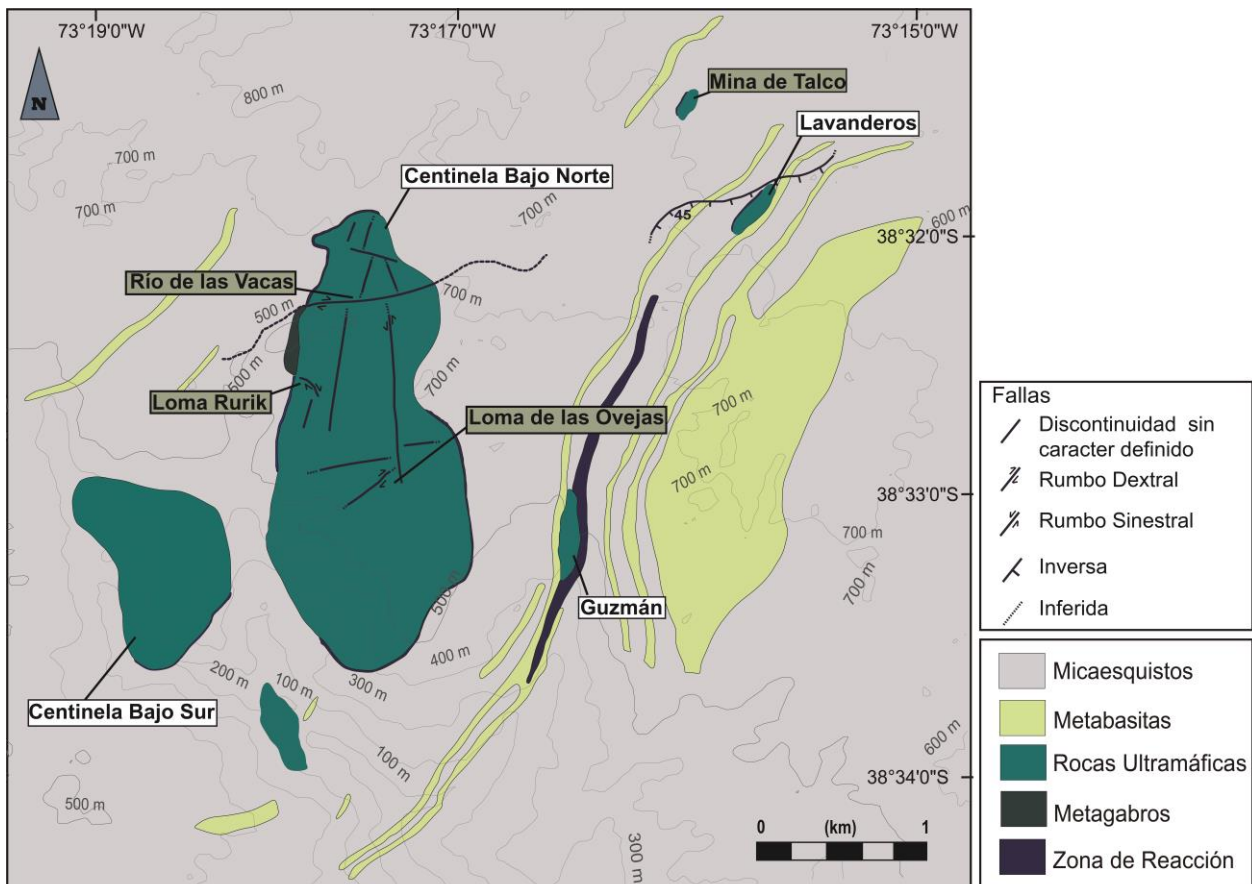


Figura 4. Mapa geológico del área de La Cabaña indicando la localización de los cuerpos ultramáficos (recuadro blanco), afloramientos representativos (recuadro dorado) y estructuras planares (fallas y planos de esquistosidad) en rocas ultramáficas. Modificado de Höfer et al., 2001.

2.4.1 Esquistos

Los cuerpos ultramáficos del área de La Cabaña están encajados en esquistos metapelíticos compuestos por un 90% modal de cuarzo y mica blanca (Figuras 5a y b), y minerales accesorios entre los que se incluyen la albita, clorita, turmalina y granates de Mn, Ca y Fe. La turmalina es una dravita crómica con un contenido de Cr_2O_3 de 13,2%. La escasez de minerales cálcicos sugiere que el protolito de estas rocas pudieron ser areniscas o arcillas. A partir de la asociación albita-granate se interpreta condiciones de metamorfismo en facies esquistos verdes y anfibolita (Höfer et al., 2001).

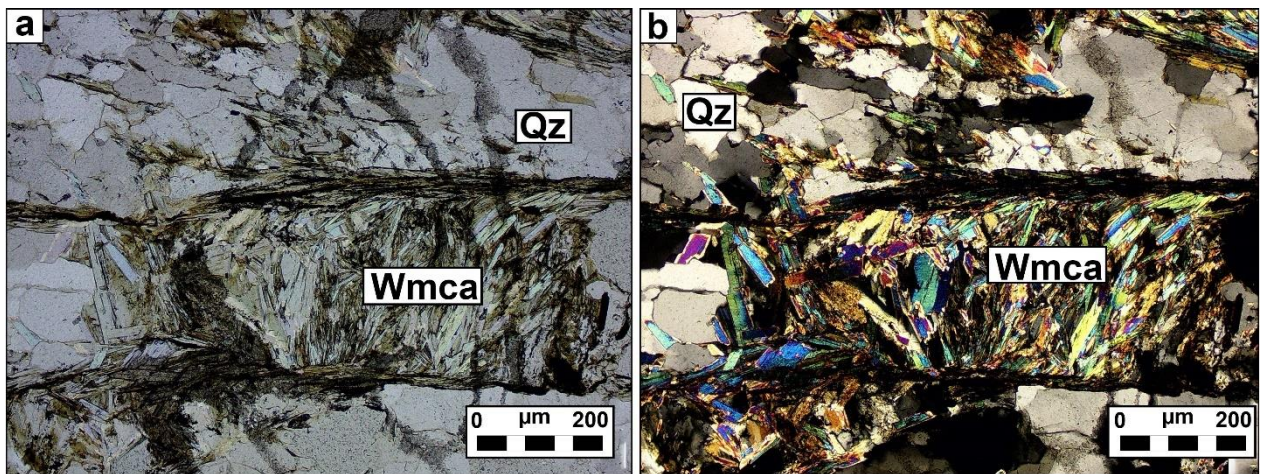


Figura 5. Imágenes de microscopía de luz transmitida de micaesquistos del sector de La Cabaña. a) nícoles paralelos b) nícoles cruzados. Abreviatura: Qz: Cuarzo, Wmca: Mica blanca.

Los micaesquistos presentan deformación, generalmente, muy penetrativa que se asocia a diferentes eventos dúctiles (plegamientos) y frágiles (fallas). Estas rocas registran tres eventos de deformación, los cuales tienen su equivalente en rocas ultramáficas como D_2 , D_3 y D_4 . La fase de deformación D_1 no se identificó. Este evento pudo no afectar a las rocas metasedimentarias, o bien, haber sido sobreimpuesto y obliterado por el evento de deformación regional D_2 que se registra tanto en esquistos como en rocas ultramáficas (Figura 6).

Los esquistos muestran escasa evidencia de estratificación primaria S_0 siendo dominante la esquistosidad S_2 . El plegamiento isoclinal F_2 generado por D_2 evoluciona hacia el plano de esquistosidad S_2 . En los esquistos, la dirección de máxima pendiente de S_2 es, principalmente, hacia el Este, pero también se observa hacia el Oeste e incluso subvertical (Figuras 6 y 7a). Esto sugiere la presencia de pliegues con eje axial de rumbo N-S asociada a una fase de deformación D_3 (Figuras 6 y 7b). Estos cambios en orientación de S_2 producto de D_3 generan plegamiento de longitud de onda en torno a 1 km como fue observado también por Höfer et al., 2001.

Micaesquistos encajantes

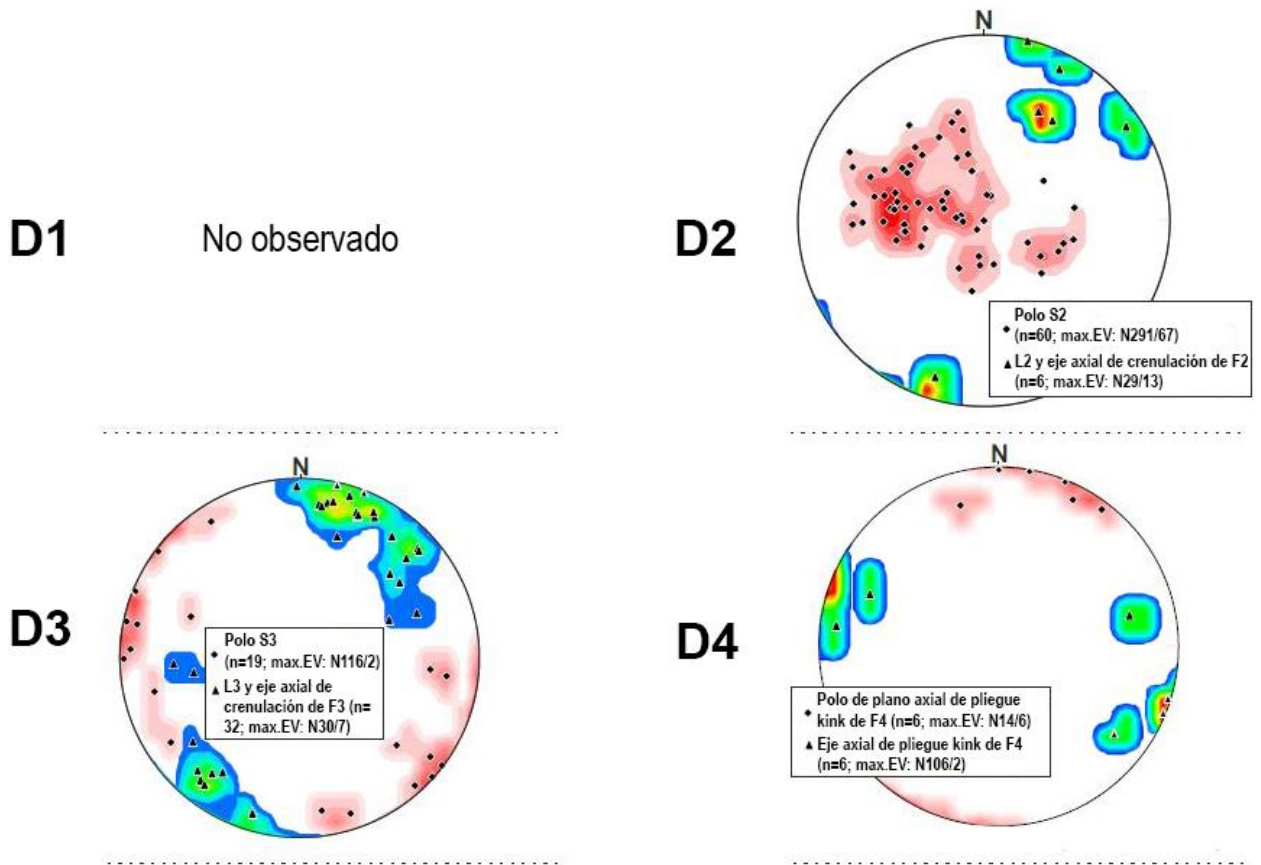


Figura 6. Diagrama de representación estereográfica (polos) a igualdad de áreas de mediciones estructurales asociadas a los tres eventos de deformación identificados en micaesquistos en el área de La Cabaña. Max. Eigenvector y diagramas de contorno se determinaron usando el software Stereonet desarrollado por R. W. Allmendinger (Cardozo y Allmendinger, 2013).

La fase de deformación D₃ genera una esquistosidad S₃ subvertical (por plegamiento F₃) de rumbo NNE-SSO y una lineación de crenulación L₃ subhorizontal y rumbo NE (Figuras 6 y 7a, b). D₃, localmente, genera fabricas lineales (clivaje en forma de lápiz) producidas por la intersección de los planos de esquistosidad S₂ y S₃ (Figura 8).

El evento de deformación D₄ ocurre bajo condiciones más frágiles en comparación a los eventos anteriores y se caracteriza por pliegues kink verticales de eje axial E-O (Figuras 6 y 7b).

Por otro lado, en las rocas metasedimentarias se reconocen dos zonas de fallas. Una que corta tanto al cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte como a los esquistos encajantes y otra que se reconoce en el sector de Lavanderos y que limita este cuerpo ultramáfico con las rocas encajantes en su parte Norte. La primera es de carácter transcurrente con rumbo N80E, movimiento dextral y traza sinuosa. La segunda es de carácter normal con rumbo N87E, buzamiento de 45° en dirección sur y traza sinuosa (Figura 7a).

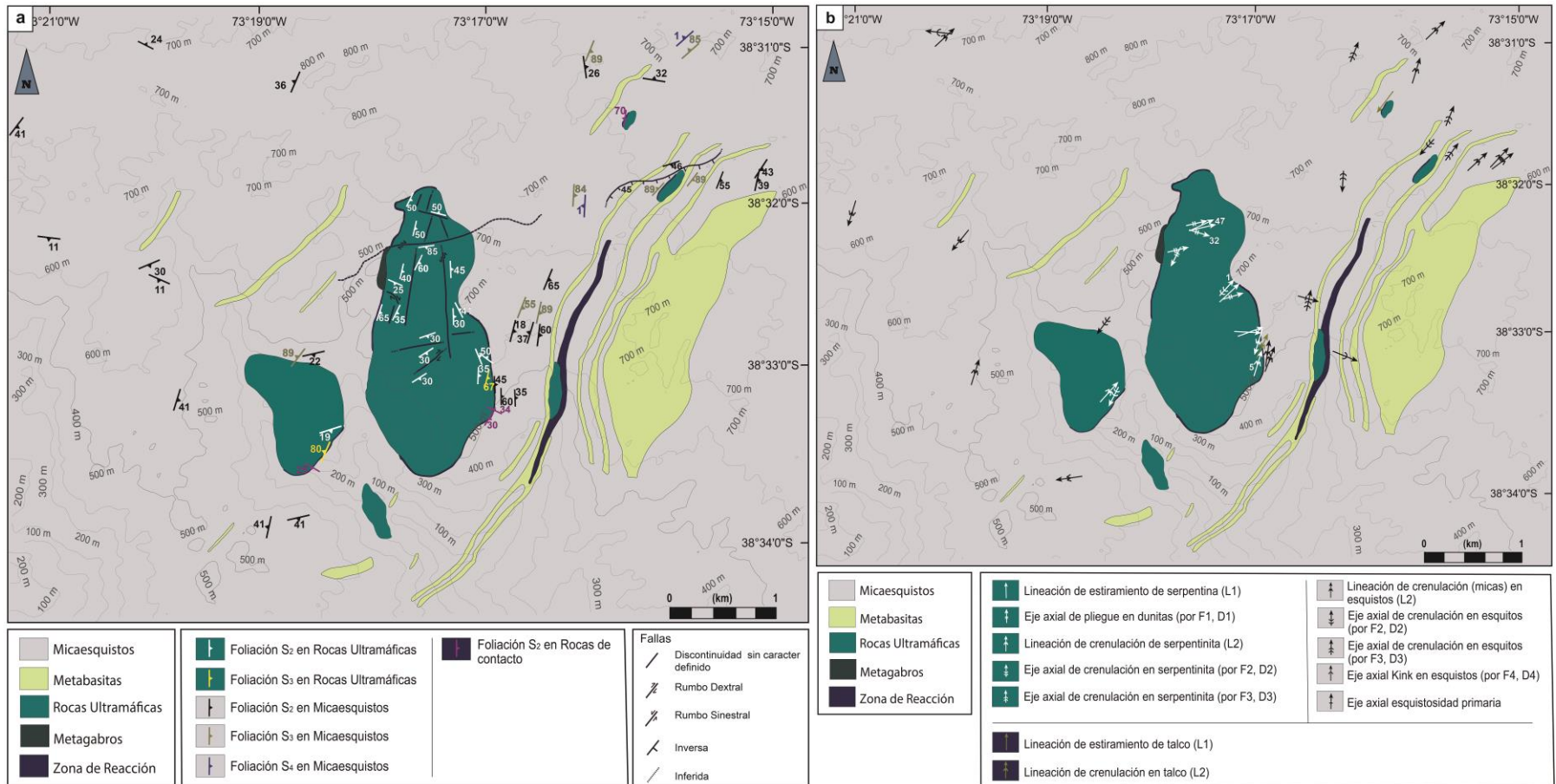


Figura 7. Mapas geológicos del área de La Cabaña. a) Incluye estructuras planares (fallas y esquistosidades). b) Incluye lineaciones y ejes axiales de plegamientos F_n asociados a eventos de deformación D_n.

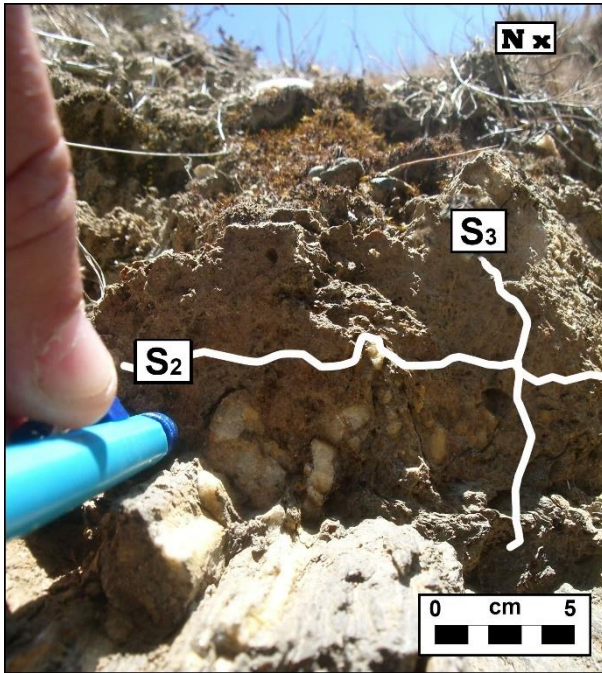


Figura 8. Clivaje en forma de lápiz formado como intersección de esquistosidades S_2 y S_3 en micaesquistos del sector de La Cabaña. N x: Norte entrando en el plano de la imagen.

A escala microscópica se reconocen los plegamientos F_2 y F_3 y sus esquistosidades asociadas (S_2 y S_3 , respectivamente). Se observa que el evento de deformación D_2 genera una esquistosidad S_2 subhorizontal, la que se sobrepone a una esquistosidad previa S_1 (Figura 9a y b). Lo anterior se observa, escasamente, a escala de afloramiento puesto que, en gran parte de este, el plegamiento isoclinal debido a D_2 oblitera toda evidencia de algún evento de deformación previo.

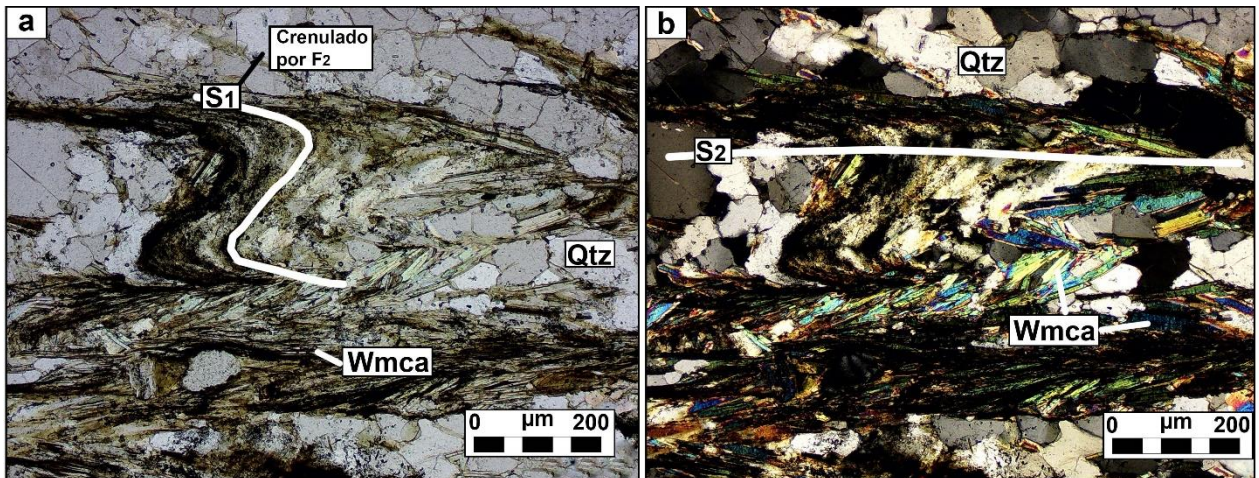


Figura 9. Imágenes de microscopía de luz transmitida de micaesquistos del sector de La Cabaña. Se muestra las esquistosidades S_1 (crenulada por el plegamiento F_2 asociado al evento D_2) y S_2 Subhorizontal. a) nícoles paralelos b) nícoles cruzados. Abreviatura: Qz: Cuarzo, Wmca: Mica blanca.

El evento de deformación D_3 se reconoce asociado una esquistosidad S_3 subvertical que se sobrepone a la esquistosidad S_2 (Figura 10a y b).

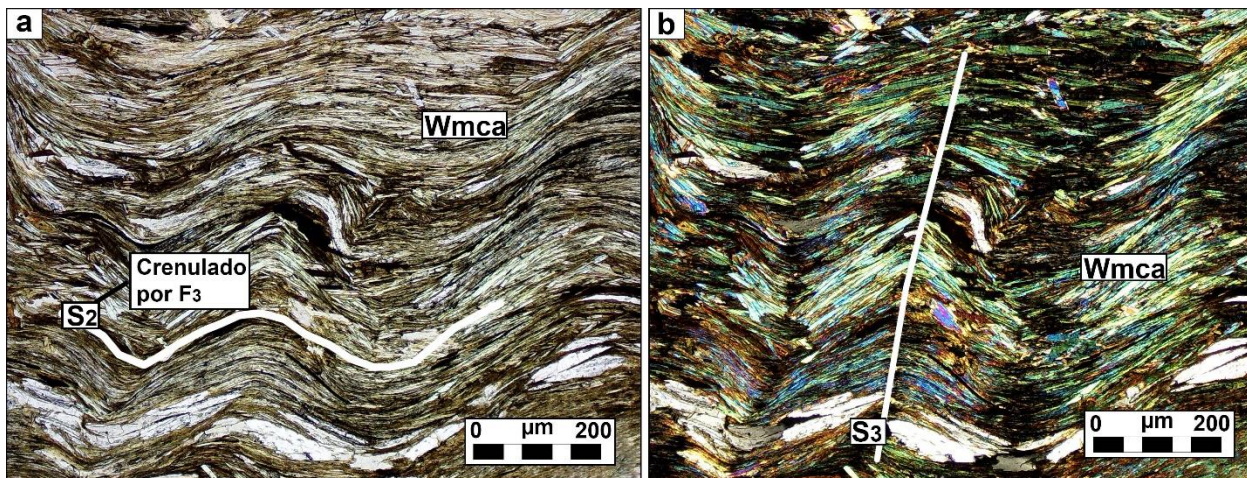


Figura 10. Imágenes de microscopía de luz transmitida de micaesquistos del sector de La Cabaña. Se muestra las esquistosidades S_2 (crenulada por el plegamiento F_3 asociado al evento D_3) y S_3 subvertical. a) nícoles paralelos b) nícoles cruzados. Abreviatura: Wmca: Mica blanca.

2.4.2 Rocas del contacto

En el área de la Cabaña la intrusión de cuerpos de serpentinitas (ricos en Mg) en esquistos, relativamente, más fríos (y ricos en Si) generó una zona metasomática a lo largo de los contactos entre ambos tipos de roca, donde Si, Ca, Al, y K migraron hacia las serpentinitas y Mg y H_2O hacia los micaesquistos (Höfer et al., 2001, González-Jiménez et al., 2016).

Estas rocas afloran tanto en los bordes del cuerpo de Centinela Bajo Norte como en los de Centinela Bajo Sur, Lavanderos, Guzmán y la mina de talco (Figura 4). Esta zona de contacto entre rocas ultramáficas y esquistos se divide en (desde las serpentinitas hacia los micaesquistos): esquistos de talco, anfibolitas, clorititas y esquistos de albita-biotita. No obstante, dicha secuencia no está siempre completa en todos los afloramientos observados de rocas ultramáficas, siendo, la de mayor desarrollo, aquella que aflora en la parte sur oriental del cuerpo de Centinela Bajo Norte (Figura 4).

2.4.2.1 Esquistos de Talco

Se reconocen en los cuerpos de Centinela Bajo Norte, Lavanderos y en la mina de talco (Figura 4). En el Cuerpo de Centinela Bajo Norte, esta alcanza 1 metro de potencia. Se compone, principalmente, de talco con contenidos menores de anfíboles, clorita y magnetita (Figura 11a y b). En este contexto, el talco se genera producto de la reacción de antigorita y SiO_2 durante la liberación de agua (Höfer et al., 2001).

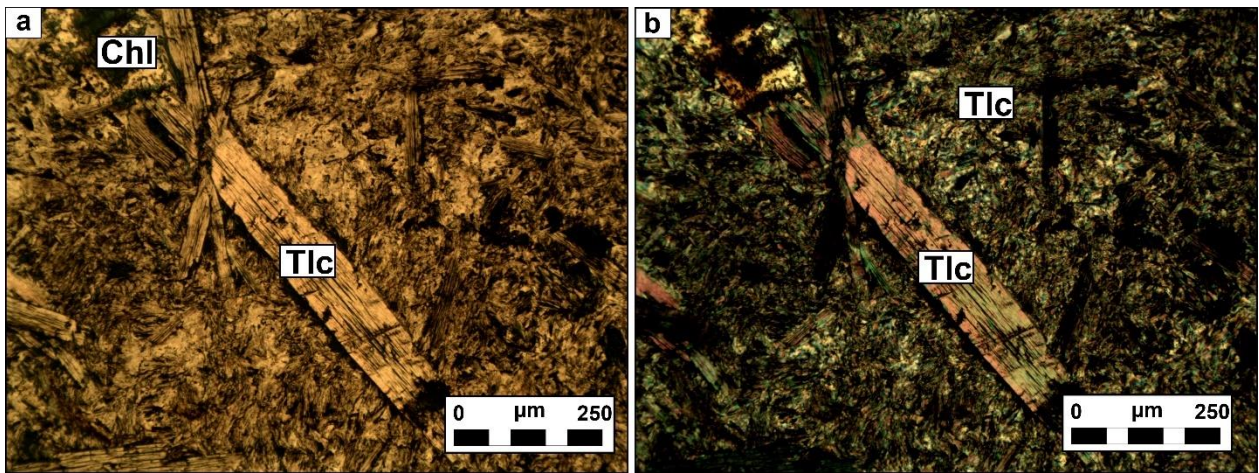


Figura 11. Imágenes de microscopía de luz transmitida de esquistos de talco perteneciente a la zona de contacto entre rocas ultramáficas y micaesquistos del sector de La Cabaña. a) nícoles paralelos b) nícoles cruzados. Abreviatura: Chl: Clorita y Tlc: Talco.

2.4.2.2 Anfibolitas

Se reconocen en los cuerpos de Centinela Bajo Norte y Sur, Lavanderos, Guzmán y la mina de talco. Son capas de, aproximadamente, 1 metro de potencia formadas por antofilita y menores contenidos de tremolita y clorita (Figura 12a y b). La textura de estas rocas puede variar desde granular con agregados de anfíboles desorientados a bandeadas donde los anfíboles presentan una foliación definida, particularmente, hacia los contactos con los cuerpos ultramáficos.

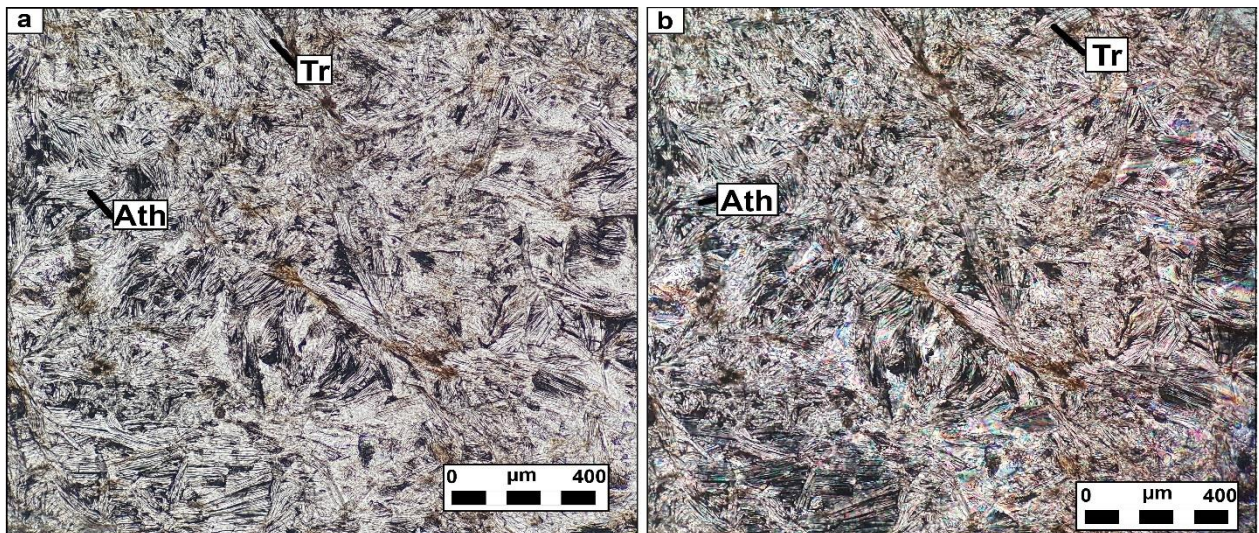


Figura 12. Imágenes de microscopía de luz transmitida de Anfibolita perteneciente a la zona de contacto entre rocas ultramáficas y esquistos del sector de La Cabaña. a) nícoles paralelos b) nícoles cruzados. Abreviatura: Ath: Antofilita y Tr: Tremolita.

2.4.2.3 Cloritas

Se observan, solamente, en el cuerpo de Lavanderos. Es una banda de, aproximadamente, 1 metro de espesor de clinocloro masivo con menores contenidos de apatito, rutilo, ilmenita, titanita y circón (Figura 13a, b, c, d). Dado que los circones se presentan como fragmentos redondeados en venillas asociadas a apatito, se sugiere que, posiblemente, se trata de circones detríticos.

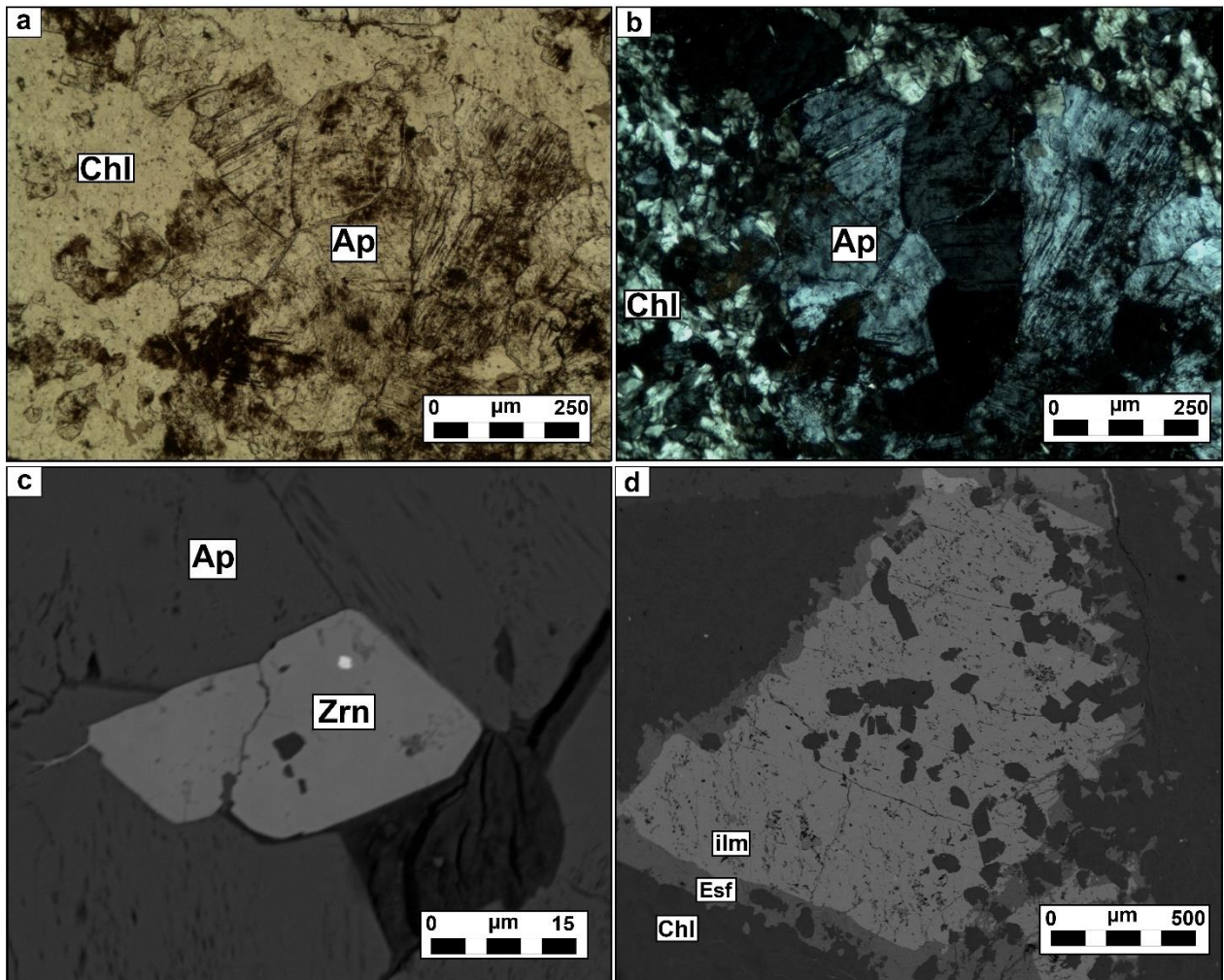


Figura 13. a) y b) Imágenes de microscopia de luz transmitida de clorita perteneciente a la zona de contacto entre rocas ultramáficas y esquistos del sector de La Cabaña a) nícoles paralelos y b) nícoles cruzados, respectivamente. c) Imagen BSE de circón incluido en apatito dentro de clorita. D) Imagen BSE de mineralización de ilmenita con halo de esfero hospedada en clorita. Abreviatura: Ap: Apatito y Chl: Clorita, Esf: Esfero, Zrn: Circón.

2.4.2.4 Esquistos de albita-biotita

Estas rocas solo se han identificado en el sector occidental del cuerpo de Centinela Bajo Norte, limitando un cuerpo metagabros en contacto con las rocas ultramáficas (Figura 4). Es una banda de roca masiva a levemente deformada de color negro con vetillas leucocráticas cuyo espesor aproximado es de 2 metros. Los minerales que predominan son porfidoblastos de biotita y albita acompañados de contenidos menores de cuarzo, granate, clorita y mica blanca (Figura 14a y b). De acuerdo con la interpretación dada por Höfer et al., (2001) esta roca se produjo por un importante aporte Mg derivado del cuerpo ultramáfico hacia el esquivo encajante. Según Höfer y sus colaboradores, la presencia de granate (fuertemente alterado a clorita), albita y biotita sugiere una temperatura de formación de esta roca metasomática superior a 520°C.

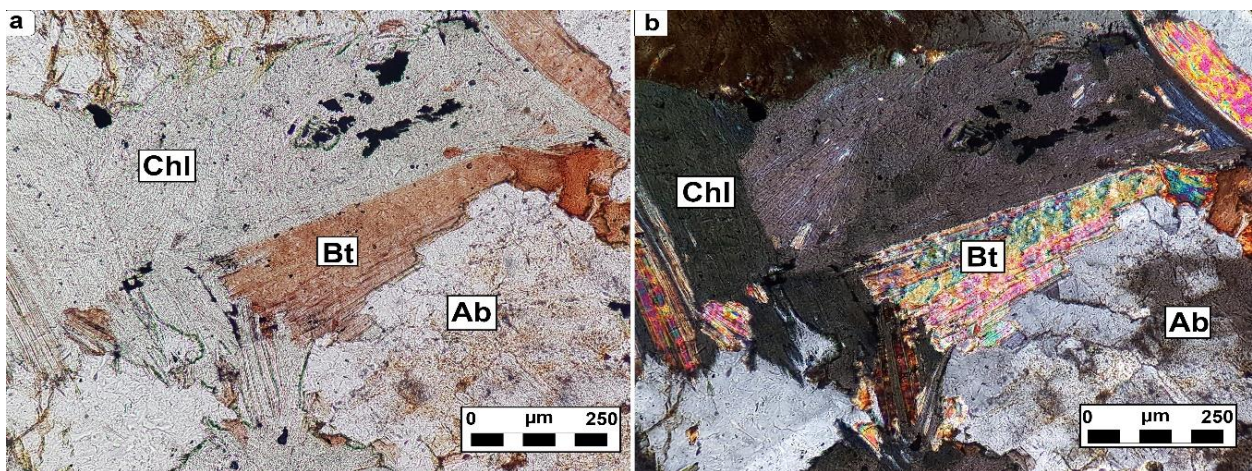


Figura 14. Imágenes de microscopia de luz transmitida de esquivo de albita-biotita perteneciente a la zona de contacto entre rocas ultramáficas y esquistos del sector de La Cabaña. a) nícoles paralelos b) nícoles cruzados. Abreviatura: Ab: Albita, Bt: Biotita y Chl: Clorita.

Por otro lado, las zonas de esquistos de talco y anfibolitas presentan planos de esquistosidad con orientaciones coincidentes con el evento de deformación D₂ registrado en los esquistos encajantes. En este sentido, las lineaciones de estiramiento mineral y crenulación en la zona de esquistos de talco presentan sentido NE-SO al igual que la mayoría de las lineaciones identificadas en los esquistos (Figuras 7a y b).

3 METODOLOGÍA

3.1 REVISIÓN DE LA LITERATURA

En la primera parte de este estudio, se realizó una revisión de los trabajos existentes en literatura con la finalidad de conocer cuál era el estado del conocimiento acerca de la zona de estudio y el tema en cuestión.

Asimismo, se llevaron a cabo sesiones de discusión acerca de las temáticas que se pretendían abordar en este estudio, con expertos en los temas tratados, con la finalidad de entender, de mejor manera, la información obtenida y planificar metodologías (técnicas analíticas) de estudio, a partir de las cuales, se pudiera llegar a obtener información relevante para la posterior interpretación.

3.2 TRABAJO DE CAMPO

Debido al mal estado de las vías de acceso a los afloramientos de rocas ultramáficas y la espesa cobertura vegetal, la primera fase del trabajo de campo, consistió en realizar una ronda de reconocimiento de las rutas de acceso.

En una siguiente fase, y a lo largo de cinco campañas de campo, se realizó la caracterización detallada de los afloramientos de rocas ultramáficas para determinar su distribución areal, relaciones con las rocas encajantes y estructura interna de los cuerpos, prestando particular atención a las diferentes estructuras de deformación. Para ello, se identificaron y midieron las orientaciones de los diferentes tipos de estructuras a macro, meso y micro escala. Se prestó especial atención a las foliaciones de origen mantélico y/o metamórfico preservadas en estas rocas. Este trabajo de observación directa de campo se integró nuevos mapas litoestructurales de los cuerpos. Estos mapas se usaron como base para un muestreo sistemático de los diferentes dominios de peridotitas y serpentinitas identificadas para su posterior análisis en la fase de laboratorio.

3.3 TRABAJO DE LABORATORIO

3.3.1 Microscopía de luz reflejada y transmitida

Se estudiaron un total de 65 secciones delgadas pulidas mediante luz reflejada y transmitida con la finalidad de caracterizar petrológicamente las rocas en estudio identificando las fases minerales y sus relaciones texturales a meso y microescala. Para el análisis microscópico se utilizó un microscopio óptico modelo Olympus CX31-P, perteneciente al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) del

Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Una vez que se identificaron los minerales y texturas de interés, éstos se fotografiaron con la cámara digital acoplada al equipo con la finalidad de orientar los estudios posteriores de microscopia electrónica de barrido y microsonda electrónica.

3.3.2 Microscopia electrónica de barrido

Esta técnica permitió la caracterización química semi cuantitativa de minerales en láminas delgadas pulidas una vez que estos fueron localizados e identificados en estas secciones mediante microscopia de luz reflejada. Dicha caracterización se realiza usando un detector EDS (dispersión de energía) que detecta de las emisiones de rayos-X generadas a partir de la incisión de un haz de electrones. Luego mediante el software software INCA (Inca x-act, Oxford Instruments) se compararon los patrones obtenidos con los estándares internos del equipo para estimar las concentraciones químicas de cada fase. Asimismo, el estudio mediante microscopia electrónica de barrido permite obtener microfotografías de electrones retrodispersados de alta resolución de los granos, ayudando, en la identificación de zonaciones químicas en tales minerales. Este estudio se llevó a cabo en el equipo SEM (Microscopio electrónico de barrido) modelo FEI Quanta 200 MK2 perteneciente al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Los cortes seleccionados se cubrieron con una fina capa de carbono con el objeto de mejorar la conductividad de la muestra evacuando los electrones de ella. Para ello, se utilizó el equipo Cressington Carbon Coater 108 carbon/A, también propiedad del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. El proceso consistió en sublimar una punta de grafito para crear una película de carbono homogénea sobre la superficie del corte.

3.3.3 Microsonda electrónica

La composición química de óxidos (cromitas y magnetitas), minerales de metales base se determinó de manera cuantitativa utilizando una microsonda JEOL JXA-8230 (cinco espectrómetros WDS (dispersión longitud de onda) y un EDS), perteneciente a los Serveis Científicotècnics de la Universitat de Barcelona, España. Se utiliza un voltaje de 20 keV, una corriente de 20 nA y un haz incidente de aproximadamente 5 μm . La calibración para los análisis se llevó a cabo usando estándares naturales y sintéticos. El estándar usado para óxidos fue: diópsido para SiO_2 , rutilo para TiO_2 , periclasa para MgO , corindón para Al_2O_3 , Fe_2O_3 para FeO , rodonita para MnO , esfalerita para ZnO , NiO para NiO , cromita para Cr_2O_3 ; las líneas espectrales usadas son $K\alpha$ para todos los elementos. Los análisis de metales base fueron calibrados usando estándares naturales de FeS para S y Fe, PbS para Pb, calcopirita para Cu y cromita para Cr, sintéticos de InSb para Sb y GaAs para As, y Co metálico para Co y Ni metálico para Ni; las líneas espectrales usadas fueron $K\alpha$ para S, Fe, Co, Cu, Ni y Cr, $M\alpha$ para Pb y $L\alpha$ para Sb y As.

La composición química de silicatos se determinó utilizando una microsonda CAMECA SX100 del Geosciences Montpellier (CNRS-Université de Montpellier 2,

Francia). Las condiciones de trabajo utilizadas fueron: voltaje de aceleración de 20 keV, corriente de sonda sobre la muestra de 10 nA y diámetro del haz incidente de 2 μm . El estándar usado fue: wollastonita para SiO_2 y CaO , Al_2O_3 para Al_2O_3 , rutilo para TiO_2 , Cr_2O_3 para Cr_2O_3 , albita para Na_2O , forsterita para MgO , MnO para MnO , Fe_2O_3 para FeO , ortosa para K_2O , NiO para NiO ; las líneas espectrales usadas son $K\alpha$ para todos los elementos.

3.3.4 Microscopía Raman

Este tipo de técnica proporciona información química y estructural de casi cualquier material o compuesto orgánico y/o inorgánico permitiendo así su identificación. En este trabajo, se utilizó para la distinción entre minerales del grupo de la serpentina (antigorita, lizardita y crisotilo). Como se trata de una técnica que no requiere ningún tipo de preparación especial y no es destructiva, los análisis se realizaron directamente sobre las secciones delgado pulidas usadas para los demás análisis.

En una primera instancia los análisis se realizan en el equipo micro Raman Renishaw (RM1000) del laboratorio de espectroscopia del Departamento de Química de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Chile, usando un láser cercano al infrarrojo de 785 nm y 10 mW de potencia. Posteriormente, se realizaron análisis en el equipo LabRam HR Evolution (Horiba) de la Université de Nantes, Francia, usando un láser de 532 nm y 2.5 mW de potencia.

Los espectros obtenidos fueron tratados con el software SPEAKWIN 32 SPECTROSCOPY a fin de normalizar los rangos de número de onda y establecer la comparación con la literatura existente. La comparación de espectros se hizo con base en el trabajo de Rinaudo y Gastaldi (2003). Los máximos característicos asociados a los tres polimorfos del grupo de la serpentina se resumen en la siguiente tabla.

Antigorita (Número de onda k [cm^{-1}])	Lizardita (Número de onda k [cm^{-1}])	Crisotilo (Número de onda k [cm^{-1}])
1044	1096	1105
683	690	692
635	630	620
520	510	389
375	388	345

Tabla 1. Número de onda (k) relacionado a máximos característicos de los tres polimorfos del grupo de la serpentina, obtenidos con un láser a 632 nm. (Rinaudo y Gastaldi (2003)).

3.3.5 Difracción de electrones retrodispersados (EBSD)

3.3.5.1 Conceptos básicos del método

La difracción de electrones retrodispersados (EBSD por sus siglas en inglés) es una técnica de análisis cristalográfico y microestructural utilizada para medir orientaciones cristalográficas a una resolución submicrométrica.

El principio de funcionamiento se basa en un haz de electrones que impacta la muestra que se encuentra inclinada a 70° (relativo a la incidencia normal del rayo) con la finalidad de optimizar la fracción de electrones dispersados desde la misma (Figura 15). Algunos de estos electrones inciden sobre los planos atómicos a ángulos que satisfacen la ecuación de Bragg.

$$n\lambda = 2d \sin \theta$$

Donde n es constante, λ es la longitud de onda de los electrones, d es el espaciado de los planos de difracción y θ es el ángulo de incidencia de los electrones con los planos de difracción.

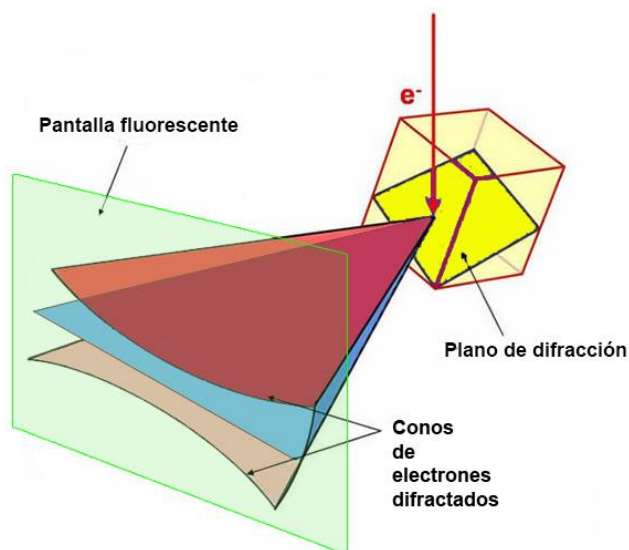


Figura 15. Formación de patrón de electrones retrodispersados. Electrones inciden sobre un plano cristalino y son difractados como conos para formar las bandas de Kikuchi. Modificado de Ebsd.com, 2016.

De la interacción se difractan electrones (en forma de conos de difracción según una proyección gnomónica) que producen patrones característicos de la estructura cristalina y orientación de la región de muestra con la que interactúan. Estos patrones son captados en una pantalla fluorescente en forma de bandas de Kikuchi del patrón de electrones retrodispersados. El centro de cada banda corresponde a la proyección de los planos de difracción en la pantalla fluorescente (Figura 17), por tanto, cada banda de Kikuchi puede

ser representada por índices de Miller de los planos cristalinos que las producen. De este modo, las intersecciones de las bandas de Kikuchi en la pantalla fluorescente corresponden a la intersección de planos cristalinos en la estructura mineral (ejes de zona) (Figura 16).

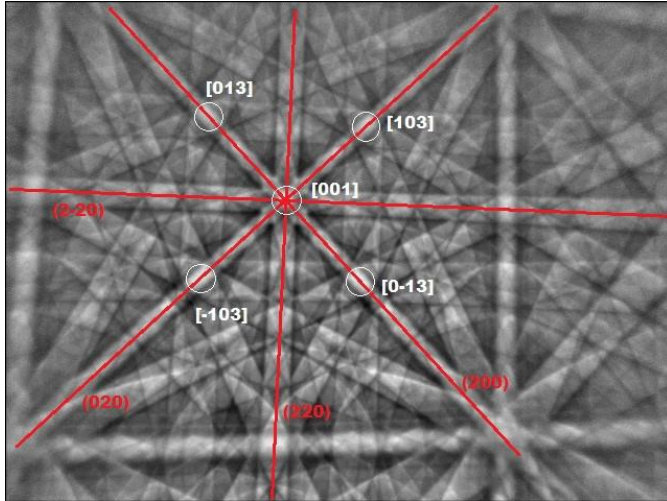


Figura 16. Imagen que muestra un patrón de difracción característico representado mediante bandas de Kikuchi. Rojo: Bandas etiquetadas con los índices de Miller de los planos cristalinos que las generan. Blanco: Intersecciones de los planos cristalinos que generan las bandas de Kikuchi etiquetados como una proyección de ejes de zona. Tomado de Ebsd.com, 2016.

Como el patrón de difracción es limitado por la estructura cristalina de la muestra, si la orientación cristalina de la muestra cambia el patrón de difracción también cambia. De este modo, la posición de las bandas de Kikuchi puede ser usada para calcular la orientación de los cristales que producen la difracción.

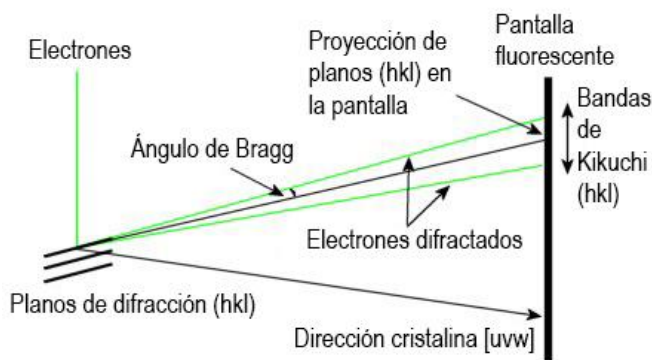


Figura 17. Imagen que ilustra cómo se relaciona el patrón de difracción con la estructura cristalina. Modificado de Ebsd.com, 2016.

El patrón de difracción (generado dentro de una cámara SEM) es proyectado en la pantalla fluorescente que genera una señal fotónica del patrón visible fuera de la cámara a través de una ventana de vidrio (Figura 18). La imagen es adquirida por una cámara digital CCD y enviada al PC.

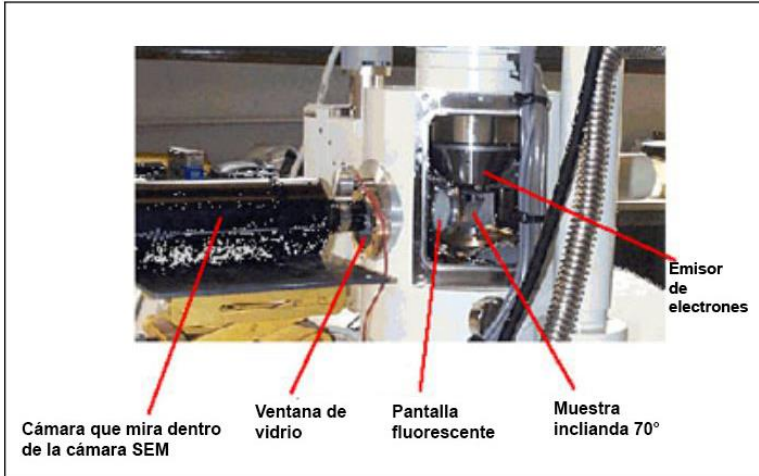


Figura 18. Imagen que muestra el interior de la cámara SEM del sistema EBSD de la Universidad de Montpellier. Equipo JEOL 5600.

Para calcular la posición de las bandas de Kikuchi se usa la transformada de Hough. Esta, transforma el espacio de coordenadas (x,y) del patrón de difracción al espacio de Hough expresado en coordenadas angulares (ρ,θ) (Figura 19).

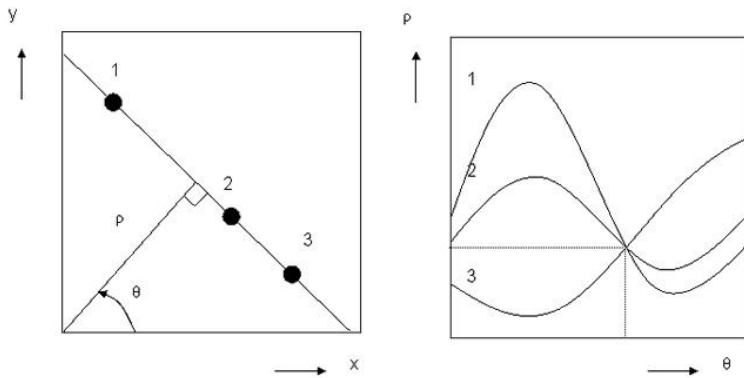


Figura 19. Gráficos que ilustran como la transformada de Hough transforma líneas en el espacio ortogonal (x,y) a puntos en el espacio de Hough (ρ,θ) .

Gracias a esto, los patrones lineales en coordenadas ortogonales pueden ser expresados en patrones puntuales en coordenadas angulares con la finalidad de obtener la ubicación de las bandas según índices de Miller (Figura 20c).

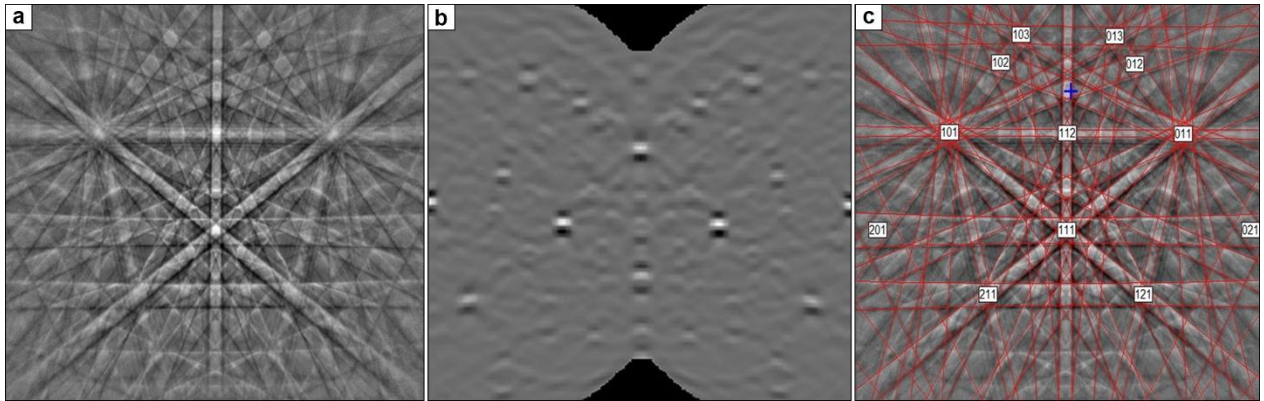


Figura 20. a) Patrón de difracción según bandas de Kikuchi. b) Patrón de difracción puntual luego de aplicar la transformada de Hough. c) Ubicación de las bandas de Kikuchi y ejes de zona según índices de Miller. Modificado de Ebsd.com, 2016.

De esta manera se pueden calcular los ángulos entre los planos que dan origen a las bandas de Kikuchi. Estos son comparados con una base de datos de ángulos interplanares que posee el software que maneja el equipo asignando la estructura cristalina y la orientación de la muestra.

3.3.5.2 Representación de la orientación cristalina

La orientación cristalina medida en EBSD está referida a la orientación del cristal con respecto al sistema de coordenadas de la muestra (Figura 21).

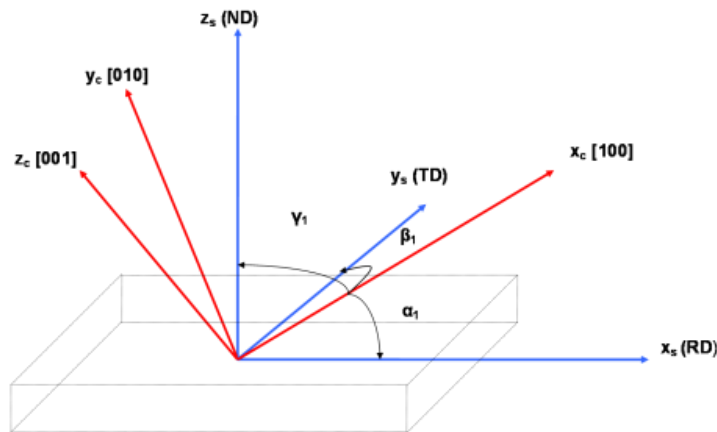


Figura 21. Relación entre el sistema de coordenadas de la muestra y el cristal. α_1 , β_1 , γ_1 son los ángulos comprendidos entre la dirección cristalina [100] y los ejes RD (dirección de referencia o de lineación), TD (transversal a la referencia) y ND (normal a la referencia), respectivamente. Tomado de Ebsd.com, 2016.

Esta diferencia angular entre dos sistemas de referencia puede ser definida por un set de 3 rotaciones sucesivas en torno a ejes específicos. Estas rotaciones se denominan ángulos de Euler (φ_1 , ϕ , φ_2) (Figura 22).

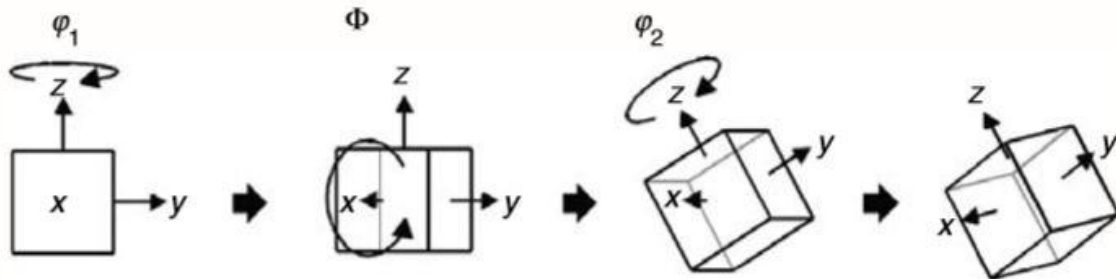


Figura 22. Ángulos de Euler de acuerdo a la convención de Bunge. De izquierda a derecha: Una rotación de φ_1 en torno al eje z, seguida por una rotación de ϕ en torno al rotado eje x, seguida por una rotación φ_2 en torno al rotado eje z.

Una forma de representar la orientación cristalina es usar la nomenclatura $(hkl)[uvw]$, donde la normal al plano (hkl) es paralela a la normal de la muestra (ND) y la dirección cristalina $[uvw]$ es paralela a RD. Alternativamente, la orientación se puede representar con los tres ángulos de Euler (φ_1 , ϕ , φ_2). La manera de representar la orientación cristalina dependerá del tipo de análisis a realizar.

3.3.5.3 Tipos de análisis

3.3.5.3.1 Análisis puntual

En este tipo de análisis se ubica el rayo en el punto de interés en la muestra y el equipo entrega información del patrón de difracción de este, calculando su orientación cristalina (Figura 23).

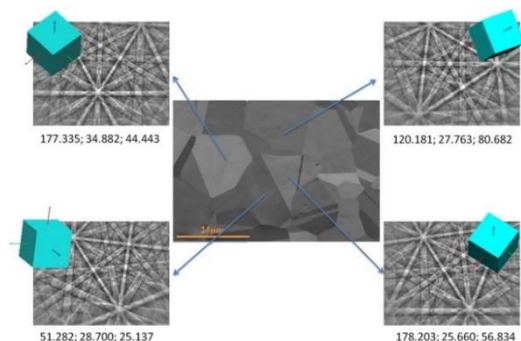


Figura 23. Imagen que ilustra un análisis puntual de granos de acero mostrando el patrón de difracción característico y la orientación cristalina como ángulos de Euler (φ_1 , ϕ , φ_2). Tomado de Ebsd.com, 2016.

Usualmente se usa este tipo de análisis a modo de calibración para un análisis de discriminación de fases.

3.3.5.3.2 Análisis de discriminación de fases

Mediante EBSD es posible discriminar cristalográficamente entre fases comparando los ángulos interplanares medidos a través de su patrón de difracción característico. El equipo entrega una serie de posibles soluciones y asigna aquella con mayor grado de certeza (Mean Angular Deviation ($MAD < 1^\circ$)). De esta forma, se genera un mapa coloreado con las diferentes fases presentes en la muestra (Figura 24).

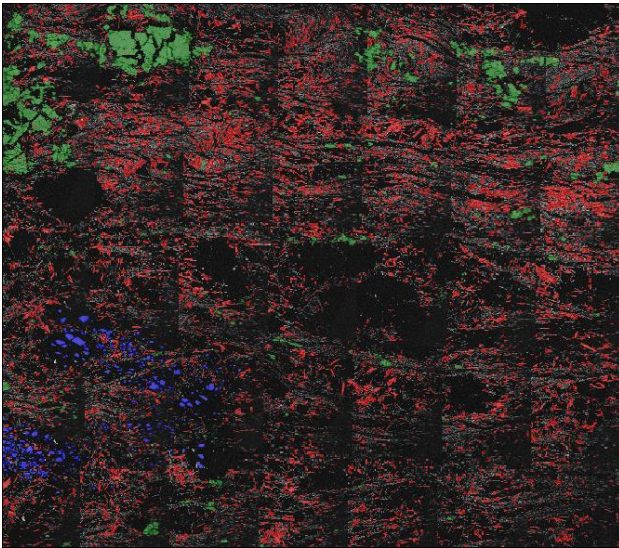


Figura 24. Mapa de discriminación de fases. Azul: Olivino, rojo: Serpentina y verde: Magnetita. Escaneado a un paso de 14 µm.

3.3.5.3.3 Análisis texturales

El haz de electrones escanea un área de la muestra como una grilla de puntos y para cada punto se obtiene un patrón de difracción y una orientación cristalográfica asignándose un color de acuerdo a su posición y orientación con respecto a algún sistema de referencia. Comúnmente se usan para identificar texturas cristalinas.

3.3.5.3.3.1 Diagramas de polos

Una figura de polo es una proyección estereográfica que muestra la distribución de polos, o las normales a los planos, de un plano cristalino específico, usando los ejes de la muestra como ejes de referencia (Figura 25a).

3.3.5.3.2 Diagramas de polos inverso

En una figura de polo inversa (Figura 25b y c), se registra la densidad de los polos de los planos $\{hkl\}$, paralelos a una superficie dada de la muestra, sobre un triángulo característico del sistema cristalino del mineral. Se conoce como figura de polo inversa porque es la normal a la superficie que barre el triángulo de orientaciones en busca de aquellas que representan la textura.

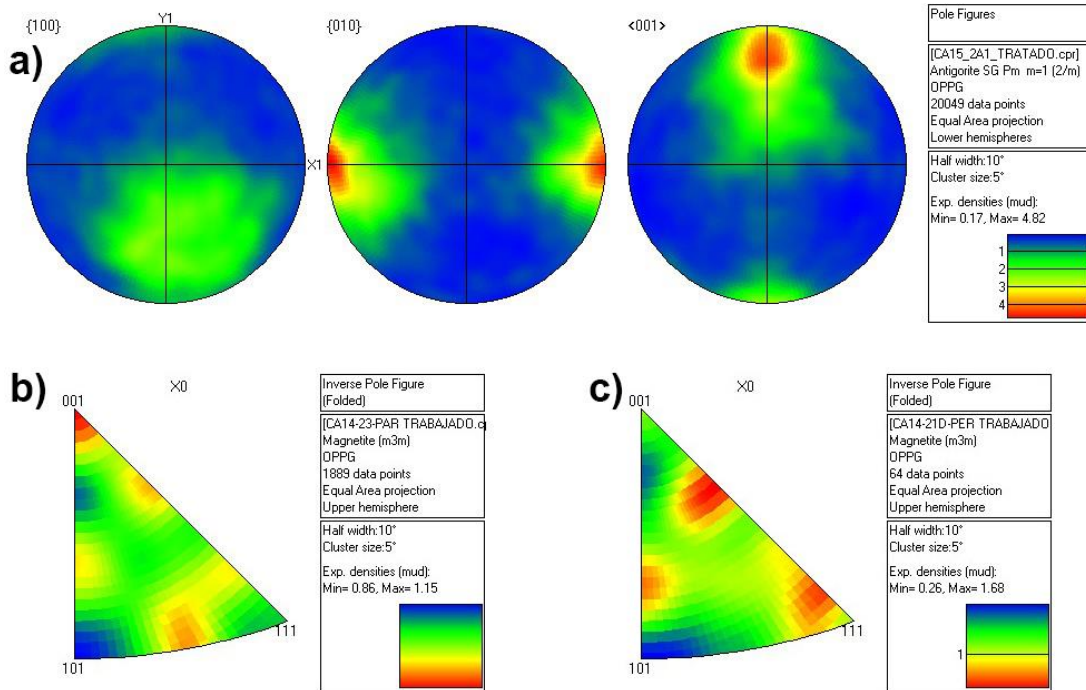


Figura 25. a) Diagrama de polo para antigorita. Plano de foliación: XY, contenido en el plano de la figura. Dirección de lineación: X (RD). Dirección normal al plano: Z (ND). Los polos de los planos cristalinos se representan por índices de Miller. b) y c) Diagramas de polo inverso de magnetita representando la orientación de la dirección X en el triángulo (001), (101), (111).

Los resultados pueden ser visualizados como mapas de orientación cristalográfica (Figura 26a) donde se visualiza la orientación de una dirección específica (principalmente ejes de la muestra) dentro de un triángulo característico del sistema cristalino del mineral (Figura 26b).

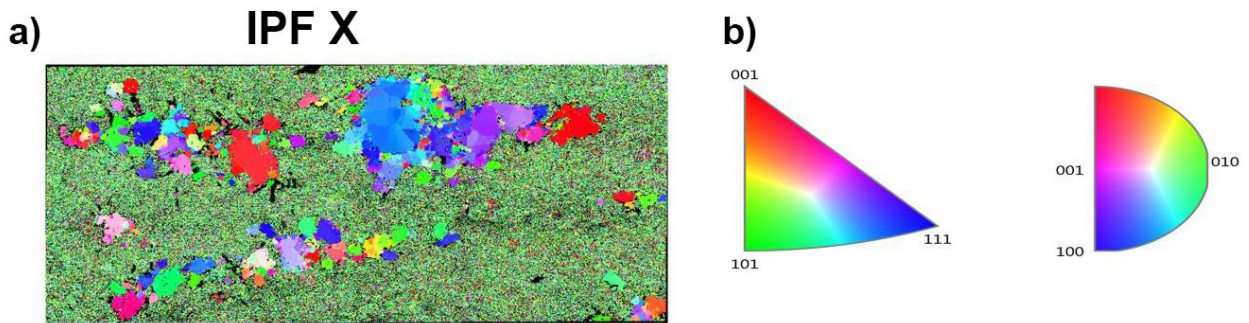


Figura 26. a) Mapa de orientación cristalográfica de magnetita según la dirección X. b) Triángulo característico del sistema cristalino de magnetita (vértices corresponden a la proyección estereográfica de los ejes respectivos).

3.3.5.3.4 Granos y subgranos

3.3.5.3.4.1 Misorientación o desorientación.

Se conoce como misorientación a la diferencia en orientación entre diferentes granos en un material policristalino (Figura 27). Puede ser medida a través de un par θ [uvw] donde θ es un ángulo de rotación en torno al eje [uvw].

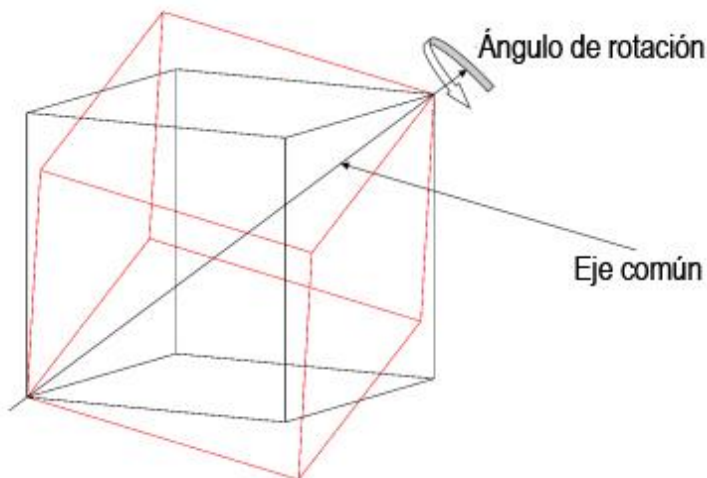


Figura 27. Imagen que muestra como dos estructuras cristalinas que comparten un eje común pueden ser realineadas mediante una rotación en torno a este eje.

3.3.5.3.4.2 Límites de granos y subgranos

Un límite de grano es aquella región donde dos granos se interceptan y como cada grano tiene una orientación diferente, no habrá ningún arreglo atómico en este lugar. Los límites de grano se forman durante enfriamiento en la medida en que los defectos cristalinos de un cristal se orientan en torno a direcciones cristalográficas específicas.

Con respecto a la geometría de los límites de grano, estos se clasifican en subgranos si su desorientación es menor a 10° y como granos si esta es mayor a 10° .

3.3.5.3.4.3 Representación de granos y subgranos

Mediante mapas de orientación cristalina o de discriminación de fases es posible representar los límites de grano y subgrano de un material policristalino (Figura 28).

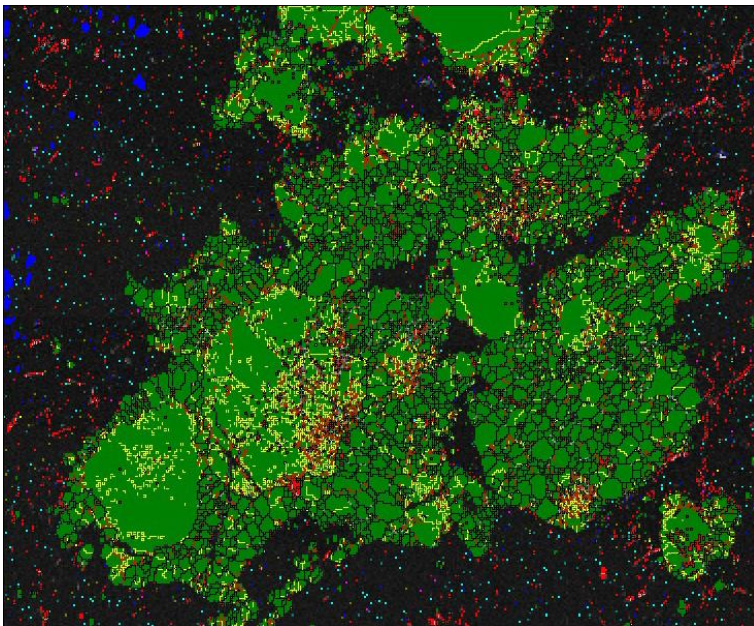


Figura 28. Mapa de discriminación de fases donde se representan los límites de grano y subgrano. Fases: Verde: Magnetita, azul: Olivino, rojo: Serpentina, negro: No indexado. Límites de grano: Línea amarilla: Desorientación entre $2-5^\circ$, línea roja: Desorientación entre $5-10^\circ$, línea negra: Desorientación $> 10^\circ$.

3.3.5.4 Equipos y condiciones de trabajo

Los análisis de orientación cristalográfica en silicatos objeto de este estudio se realizaron utilizando el equipo EBSD modelo JEOL JSM 5600 equipado con una cámara Nordlys HKL-Oxford y filamento de tungsteno, mientras que los análisis de orientación cristalográfica en óxidos (cromitas y magnetitas) se realizaron en el equipo CamScan X500FE CrystalProbe equipado con una cámara CCD Nano digital. Ambos pertenecen a Géosciences Montpellier (CNRS-Université de Montpellier 2, Francia). Las condiciones analíticas durante los análisis EBSD se optimizaron usando la cámara a condiciones de bajo vacío (4 Pa) en una atmosfera de nitrógeno para prevenir carga. Esto permite trabajar en muestras no metalizadas y por tanto se registran de mejor manera los patrones EBSD operando a condiciones de 15 kV y 3.5 nA con una distancia a la muestra de 25 mm. Los parámetros cristalográficos usados para indexar los patrones de Kikuchi, para el caso de la cromita, olivino y diópsido se tomaron desde la base de datos Oxford Instrument HKL, para el caso de magnetita, clorita y antigorita se tomaron de la base de datos CHANNEL Phase Database disponible en el software CHANNEL 5. En el caso de los silicatos se usó un paso entre 10 y 20 μm y para los óxidos se usó un paso entre 3 y 5 μm . La máxima desviación angular (MAD) aceptada fue de 1.3° . Posterior a la obtención de los datos, se hizo un tratamiento (con el software CHANNEL 5) que rellena los pixeles no indexados con base en la orientación de los pixeles vecinos.

3.3.6 Espectroscopia de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS)

Es una técnica de análisis inorgánico elemental e isotópico capaz de determinar y cuantificar la mayoría de los elementos de la tabla periódica en un rango de 8 órdenes de magnitud (ng/l – mg/l).

En este caso se usó para determinar la concentración de elementos del grupo del platino (EGP) en roca total.

Estos análisis se realizaron en el laboratorio Genalysis, Perth, Australia. El procedimiento analítico consistió en primer lugar en ionizar la muestra por efecto de un plasma de argón. Luego, los iones producidos fueron separados con base en su relación masa/carga en un espectrómetro de masas y, posteriormente, cuantificados por un detector multiplicador de electrones. Para utilizar el ICP-MS, se aplicó el método “ensayo con fuego de recogida de sulfuro de níquel” descrito por Chan y Finch (2001). En este método, 25 g de la muestra se fusionan con un fluido que contiene bórax, carbonato de sodio, sílice, óxido de níquel y azufre. La fusión se realizó a 1200°C para asegurar que todos los granos estuvieran completamente fundidos y que todos los EGP sean colectados sulfuro de níquel. El residuo de la solución se disolvió con ácido clorhídrico a, aproximadamente, 100°C. Los EGP no disueltos son separados con una máquina filtradora de nitrato de celulosa y, posteriormente, digeridos con agua regia en tubos de ensayo sellados de borosilicato. La solución resultante se diluyó con ácido nítrico v/v 10% y, posteriormente, fue bien mezclada. La solución final se analizó en el ICP-MS Perkin Elmer/Sciex Elan 6000. Se utilizan seis soluciones estándar calibradas y todos los estándares y las muestras se enriquecieron con dos estándares internos para el control de deriva. Material de referencia internacionalmente certificado (South African Reference SARM-7) y estándares propios se usan en cualquier lote de análisis. Los isótopos de EGP medidos fueron ^{99}Ru , ^{101}Ru , ^{102}Ru , ^{103}Rh , ^{105}Pd , ^{106}Pd , ^{108}Pd , ^{189}Os , ^{193}Ir , ^{195}Pt y ^{196}Pt . El Rh es monoisotópico por lo que se considera aceptable una variación máxima de 2% entre los resultados. Los resultados fueron corregidos por las interferencias producidas por los arguros de Ni y Cu. Los límites de detección son 2 ppb para todos los EGP.

4 CARACTERIZACIÓN PETROESTRUCTURAL

4.1 CUERPO ULTRAMÁFICO DE LAVANDEROS

Es un cuerpo lensoidal de unos 200 metros de largo y 35 metros de ancho que se encuentra elongado en dirección N40°E, similar a la orientación de las lineaciones de crenulación de micas y serpentina en los esquistos y en los cuerpos ultramáficos, respectivamente, y a los ejes de crenulación en esquistos y serpentinitas (Figuras 6 y 7b).

Este cuerpo ultramáfico está en contacto tectónico directo con las rocas metasedimentarias encajantes por una falla de carácter normal con rumbo N87E, buzamiento de 45° en dirección sur y traza sinuosa (Figura 7a). El incremento progresivo de la penetratividad de la foliación en las serpentinitas hacia los bordes del cuerpo indica que el emplazamiento estuvo controlado por dicha falla en un régimen frágil. El fuerte desequilibrio geoquímico existente entre el cuerpo ultramáfico y los esquistos encajantes produjo una banda metasomática de, aproximadamente, un metro de espesor compuesta de esquistos de talco, anfibolitas y clorititas (rocas del contacto, ver apartado 2.4.2; Figura 29).

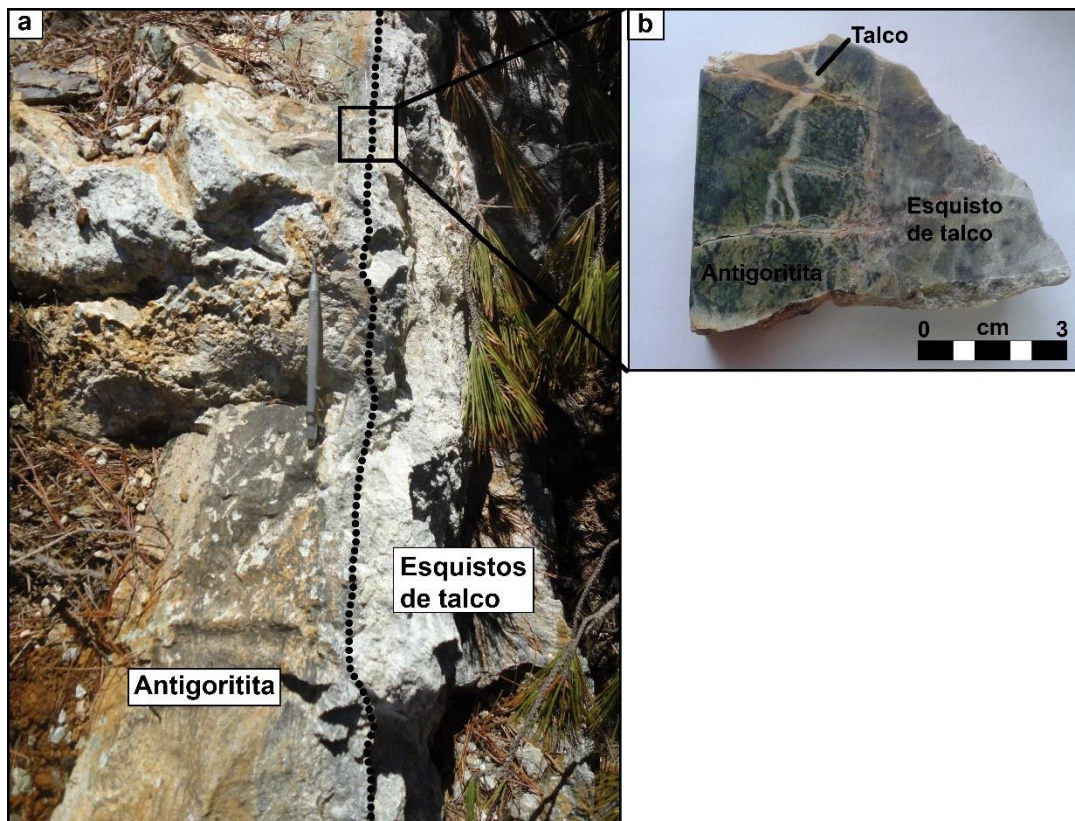


Figura 29. Imagen que muestra la zona de contacto entre el cuerpo ultramáfico de Lavanderos y los micaesquistos encajantes. a) Contacto entre antigoritas y esquistos de talco a escala de afloramiento. b) Contacto mostrado en a) en detalle.

La antofilita que forma la banda de anfibolita contiene porcentajes en peso de entre 61.24 y 62.64% de SiO₂, 27.97 y 28.97% de MgO y 2.4 y 2.46% de FeO_(tot). La tremolita posee porcentajes en peso de 58.18% de SiO₂, 21.88 % de MgO, 12.63 % de CaO y 3.38% de FeO_(tot). Finalmente, la clorita contiene porcentajes en peso de entre 37.27 y 37.97 % de SiO₂, 28.12 y 29.42 % de MgO, 12.55 y 13.09 % de Al₂O₃, 5.46 y 6.21 % de FeO_(tot) y hasta 0.27% de Cr₂O₃.

El cuerpo ultramáfico de Lavanderos está compuesto, básicamente, por antigorita con textura interpenetrativa, y cantidades menores de clinopiroxenos (diópsido), talco, cromita accesoria, clorita incluida en granos de cromita, y arseniuros (Figura 30a y b). Los diópsidos (a menudo reemplazados por antigorita formando bastitas) se forman vetillas y, comúnmente, están intercrecidos con arseniuros de níquel (Figura 30a y b).

Este cuerpo de rocas ultramáficas también alberga filones y lentes de cromitas masivas (>90% de granos de cromita) de unos pocos centímetros de espesor envueltos por zonas de cromita diseminada dentro de una matriz de serpentinita con alto grado de talquitización (Figura 30c).

La cromita accesoria puede estar totalmente alterada mostrando una textura esponjosa con inclusiones de clorita y serpentina (cromita porosa), o presentarse, parcialmente alterada, preservando un núcleo inalterado y rodeado por un borde poroso con inclusiones de los mismos silicatos (cromita zonada). Ambos tipos de cromita se presentan diseminados en la matriz de antigorita. Además de los silicatos, anteriormente mencionados, en los poros de la cromita porosa se observan inclusiones de sulfuros y arseniuros de metales base. Algunos de estos granos están conectados con las vetillas de diópsido y arseniuros (Figura 30a y b).

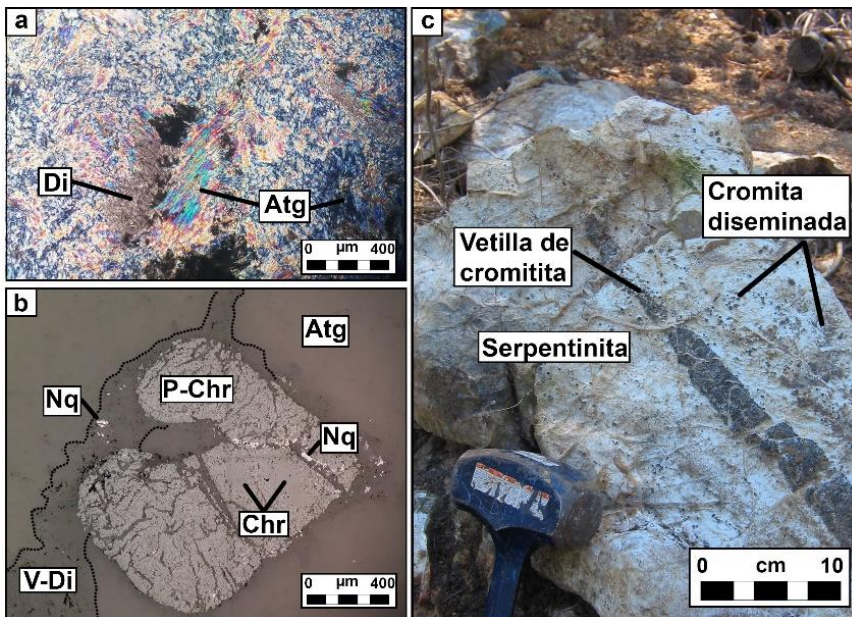


Figura 30. a) Imagen de microscopia de luz transmitida (nícoles cruzados) de serpentinita perteneciente al sector de Lavanderos. b) Imagen de microscopia de luz reflejada de cromita accesoria zonada en serpentinita perteneciente al sector de Lavanderos. c) Mineralización de cromita en el cuerpo ultramáfico de Lavanderos. Abreviatura: Atg: antigorita, Chr: Cromita, P-Chr: Cromita porosa Di: Diopside, Nq: Niquelina, V-Di: Vetilla diópsido-arseniuros. Espesor secciones delgadas: 80 μ m.

La cromita porosa que se encuentra diseminada en la matriz de la serpentinita tiene valores de $\#Cr$ [$Cr/(Cr+Al)$] = 0.6-1, $\#Mg$ [$Mg/(Mg+Fe^{2+})$] < 0.4 y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ < 0.6 (Barra et al., 2014). En cambio, los granos de cromita porosa (que suelen formar la mayor parte de la cromitita masiva del sector de Lavanderos) muestran un $\#Cr$ = 0.7-0.9, $\#Mg$ =0.3-0.5 y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ = 0.12-0.3. En la misma cromitita, los granos de cromita zonada poseen un núcleo inalterado con valores de $\#Cr$ = 0.62-0.63, $\#Mg$ = 0.55-0.73 y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ = 0.15-0.26 y un borde poroso que presenta valores de $\#Cr$ = 0.7-0.9, $\#Mg$ = 0.3-0.4 y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ = 0.1-0.2 (Figura 31a). En la cromita zonada se observa que el borde poroso presenta mayores contenidos en $Fe_{(tot)}$ y Cr_2O_3 y menores contenidos en Al_2O_3 y MgO en comparación al núcleo. Del mismo modo, la cromita porosa presenta contenidos de $Fe_{(tot)}$, Cr_2O_3 , Al_2O_3 y MgO similares al borde poroso de la cromita zonada (Figura 31a y b).

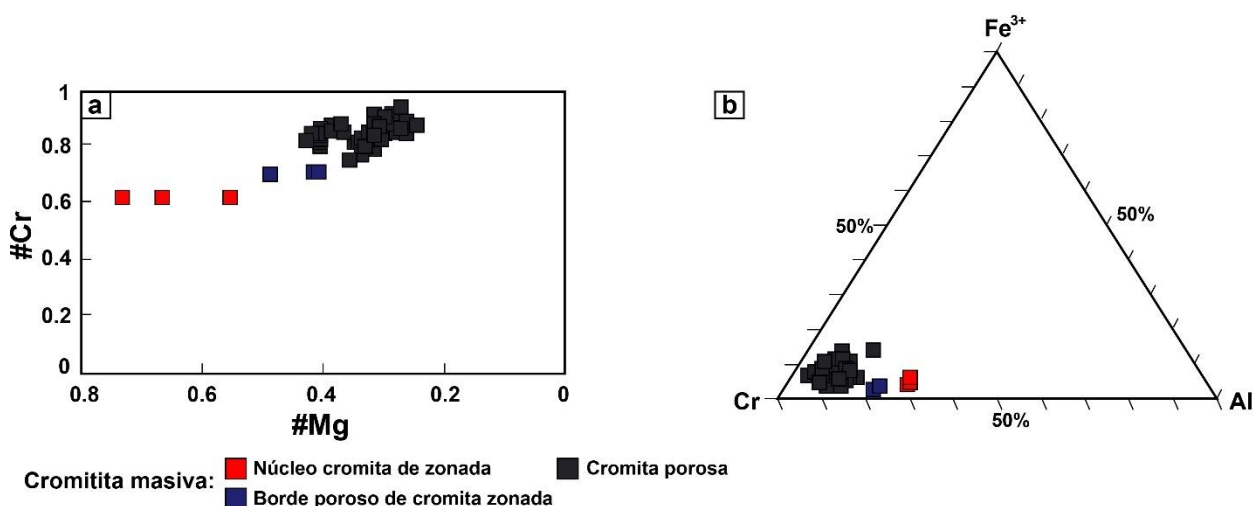


Figura 31. a) Diagramas binario $\#Cr$ (apfu) v/s $\#Mg$ (apfu) y b) ternario $Cr-Fe^{3+}-Al$ mostrando la variación composicional de los granos de cromitas zonadas (núcleo y borde) y cromitas porosas pertenecientes a cromititas masivas del sector de Lavanderos.

4.2 CUERPO ULTRAMÁFICO DE GUZMÁN

Es un cuerpo de unos 350 metros de longitud y 45 metros de ancho, aproximadamente. Está elongado según la orientación Norte-Sur, pero, internamente, las rocas que lo conforman no presentan evidencias de deformación (Figura 32a). En el contacto oriental de este cuerpo ultramáfico existe una banda metasomática compuesta por anfibolitas mucho más desarrolladas que las que se reconocen en otros cuerpos del área de la Cabaña (Figura 32b).

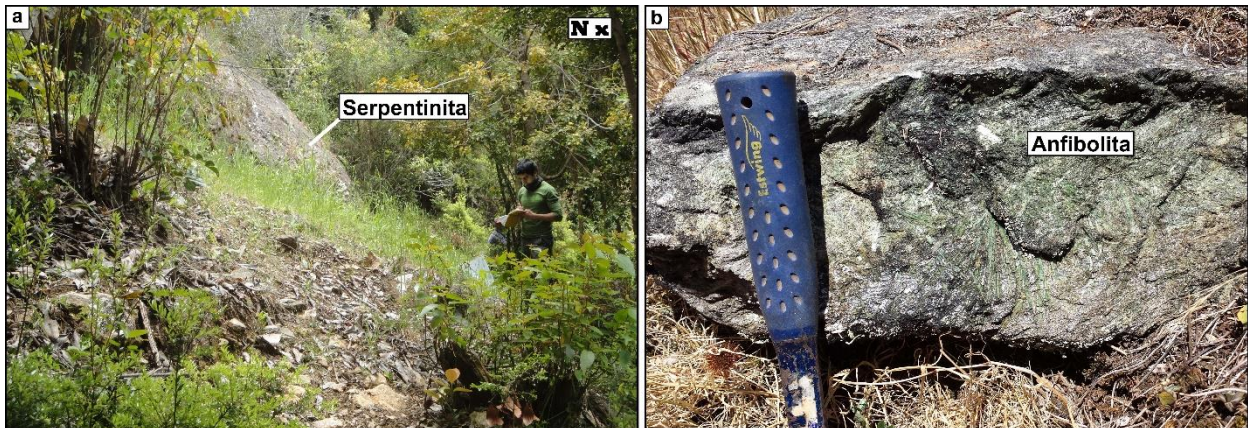


Figura 32. a) Imagen mostrando afloramiento de serpentinitas en el sector de Guzmán en el área de La Cabaña. N x: Norte entrando en el plano de la imagen. b) Imagen mostrando la anfibolita ubicada en el contacto oriental del cuerpo ultramáfico de Guzmán con los micaesquistos encajantes.

El cuerpo ultramáfico es, básicamente, una serpentinita compuesta por antigorita con textura interpenetrativa, magnesita, cromita y magnetita accesorias, así como gran cantidad de sulfuros de metales base (Figuras 33a, b y c).

En términos de elementos mayores, la antigorita del cuerpo ultramáfico de Guzmán contiene porcentajes en peso de entre 43.7 y 45% de SiO_2 , 35.5 y 36% de MgO , 5.89 y 5.95% de $\text{FeO}_{(\text{tot})}$, 0.12 y 0.22 % de NiO y hasta 0.28% de Cr_2O_3 , asimismo, este mineral muestra #Mg entre 0.91-0.92. Por otro lado, la magnesita contiene porcentajes en peso entre 46.57 y 46.63 % de MgO y 0.85 y 0.97 % de $\text{FeO}_{(\text{tot})}$.

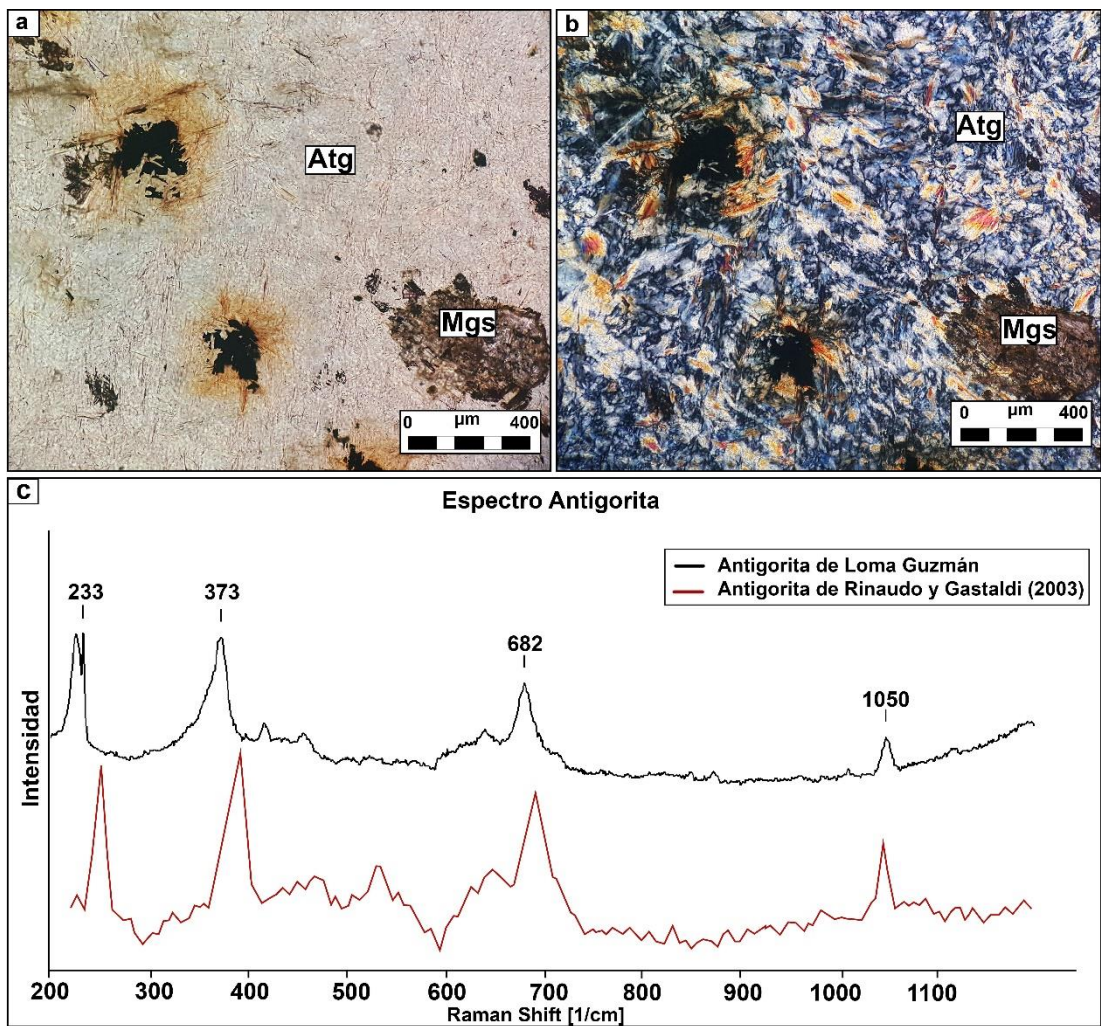


Figura 33. a) y b) Imágenes de microscopía de luz transmitida de serpentinita perteneciente al sector de Guzmán en el área de La Cabaña, nícoles paralelos y nícoles cruzados, respectivamente. c) Espectro Raman de antigorita de Loma Guzmán. Abreviatura: Atg: antigorita y Mgs: magnesita. Condiciones de análisis Raman: LL = 785 nm, P = 100%, T = 10s, Acc = 1s.

El análisis EBSD de los ángulos de Euler de la antigorita y la magnesita muestran que ambos minerales no presentan evidencias de deformación interna ni de recristalización. De la misma manera, se ve que los granos de ambos minerales no presentan una orientación cristalográfica preferente encontrándose aleatoriamente orientados por toda la muestra (Figura 34).

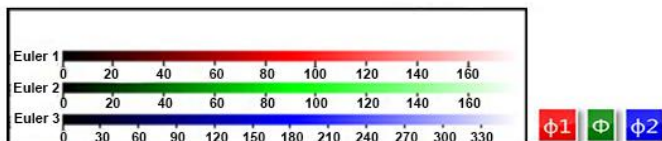
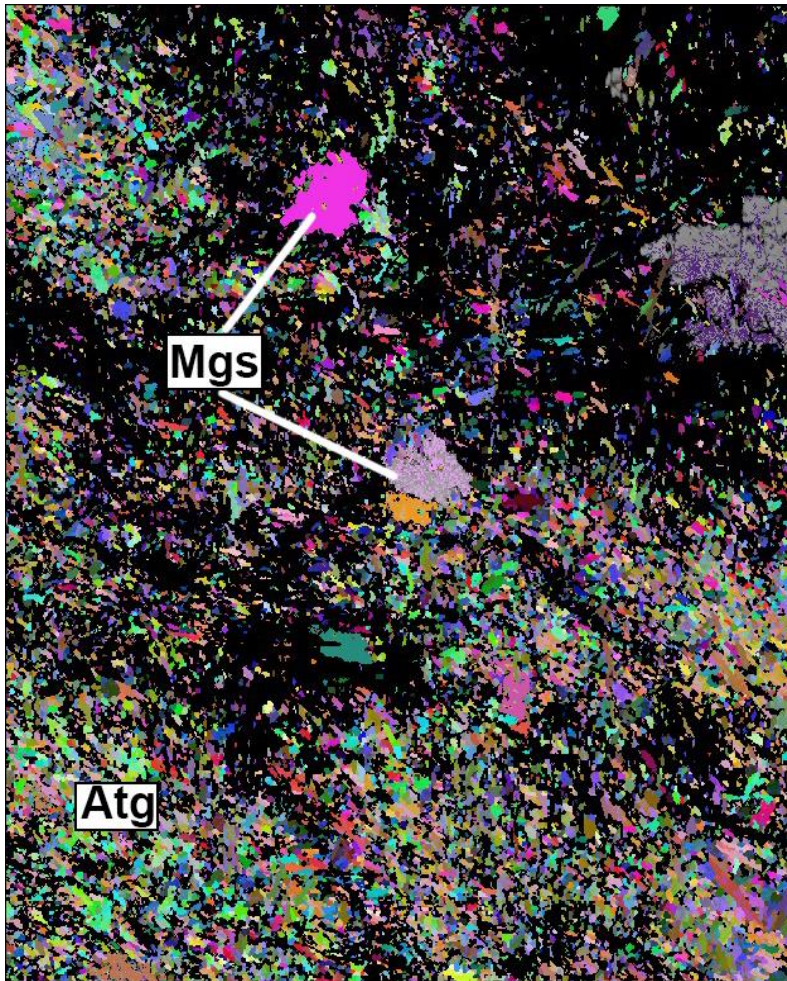


Figura 34. Representación de orientación cristalográfica, en términos de ángulos de Euler, de granos de antigorita y magnesita de antigorita perteneciente al sector de Guzmán.

4.3 CUERPO ULTRAMÁFICO DE CENTINELA BAJO NORTE

4.3.1 Estructura interna del cuerpo

Es el cuerpo ultramáfico de mayor extensión que se ha identificado hasta el momento en el área de La Cabaña, i.e., 3 kilómetros de largo y 1 kilómetro de ancho, aproximadamente (Figura 4). Se localiza al norte del estero El Encanto cerca de la localidad de Trovolhue. La mayor parte de este cuerpo ultramáfico está cubierto por vegetación y un perfil laterítico que alcanza como mínimo 2 metros de espesor, de modo que los afloramientos de rocas ultramáficas se observan dispersos con formas lenticulares que resaltan en la topografía o lomas (Figura 35).

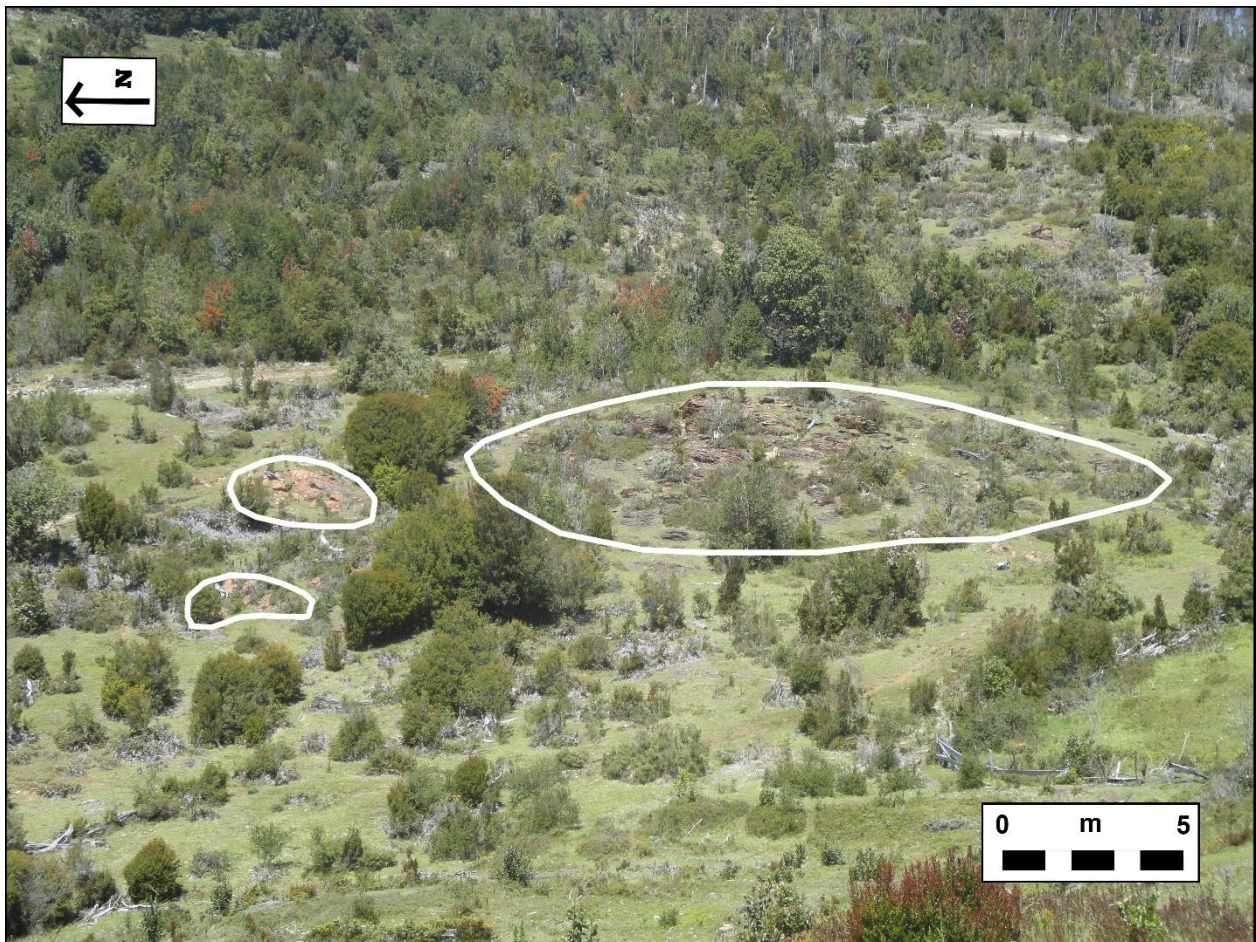


Figura 35. Imagen mostrando afloramientos de cuerpos ultramáficos lenticulares con diferentes grados de alteración y deformación dentro del cuerpo de Centinela Bajo Norte en el área de La Cabaña.

El cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte presenta deformación asociada a diferentes eventos dúctiles y frágiles. Aquí se reconocen tres fases de deformación (Figura 36). La primera fase (D1) se reconoce como un estiramiento en sentido E-O registrado a través de morfologías de pliegues en vaina que presentan lineaciones de estiramiento de serpentina (L1), también, en sentido E-O y hundimiento hacia el Este. Estos pliegues están compuestos de metadunitas envueltas por antigorititas deformadas (con cromita y magnetita) (Figura 37a, b, c y d).

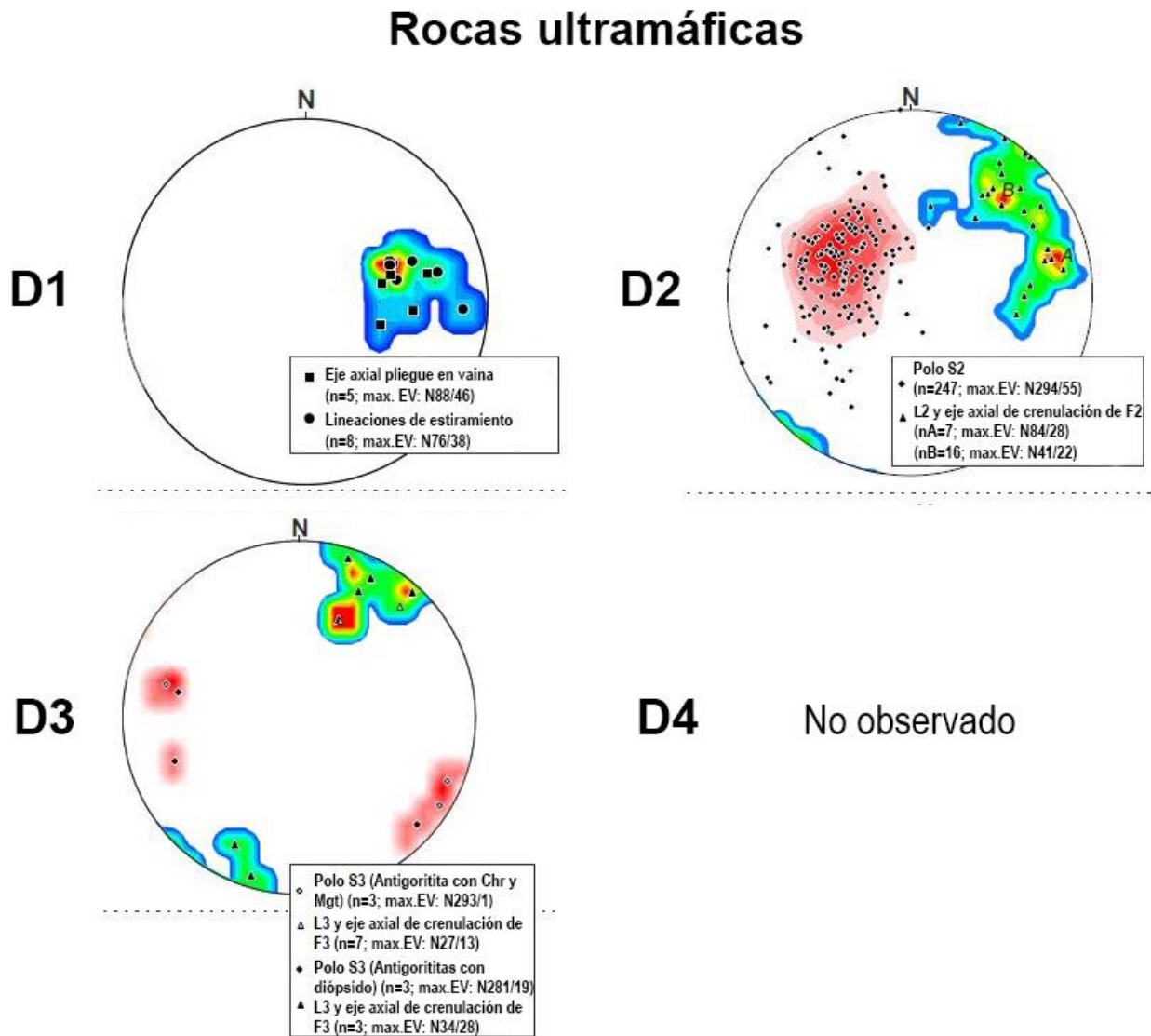


Figura 36. Diagrama de representación estereográfica (polos) a igualdad de áreas de mediciones estructurales asociadas a los tres eventos de deformación identificados en rocas ultramáficas en el área de La Cabaña. Max. Eigenvector y diagramas de contorno se determinaron usando el software Stereonet desarrollado por R. W. Allmendinger (Cardozo y Allmendinger, 2013).

La segunda fase de deformación (D_2) sobreimpone la fase de deformación D_1 . Esto se observa en las metaperidotitas deformadas (metaharzburgitas) y en las antigorititas deformadas (antigorititas esquistosas) como una crenulación de la foliación de estiramiento previa S_1 (S_2) (Figura 38b). Esta crenulación tiene ejes axiales orientados en sentido NE-SO y E-O (Figura 36), y en la medida que los pliegues se van haciendo más isoclinales, se forman lineaciones minerales de serpentina en los mismos sentidos (L_2) (Figura 38c). Particularmente, en torno a los lentes competentes de metadunitas de los pliegues en vaina, se observa que cuando S_1 está orientada a bajo ángulo con respecto al estrés principal de D_2 se genera la crenulación de esquistosidad S_2 , no obstante, cuando S_1 se presenta orientada a alto ángulo con respecto al estrés principal de asociado a D_2 , se acentúa la foliación previa (S_{1-2}) (Figura 38d). La distribución bimodal de las lineaciones de crenulación de serpentina (L_2) muestra que aquellas cercanas a los pliegues en vaina son subparalelas a S_1 (E-O) mientras que aquellas que se encuentran lejanas a estos cuerpos están orientadas NE-SO no siendo afectadas por la orientación previa de S_1 . Otro indicador de la segunda fase de deformación D_2 se observa en las vetillas plegadas de piroxenita, las cuales, muestran limbos isoclinales con dirección de eje de crenulación N-S (Figura 38e).

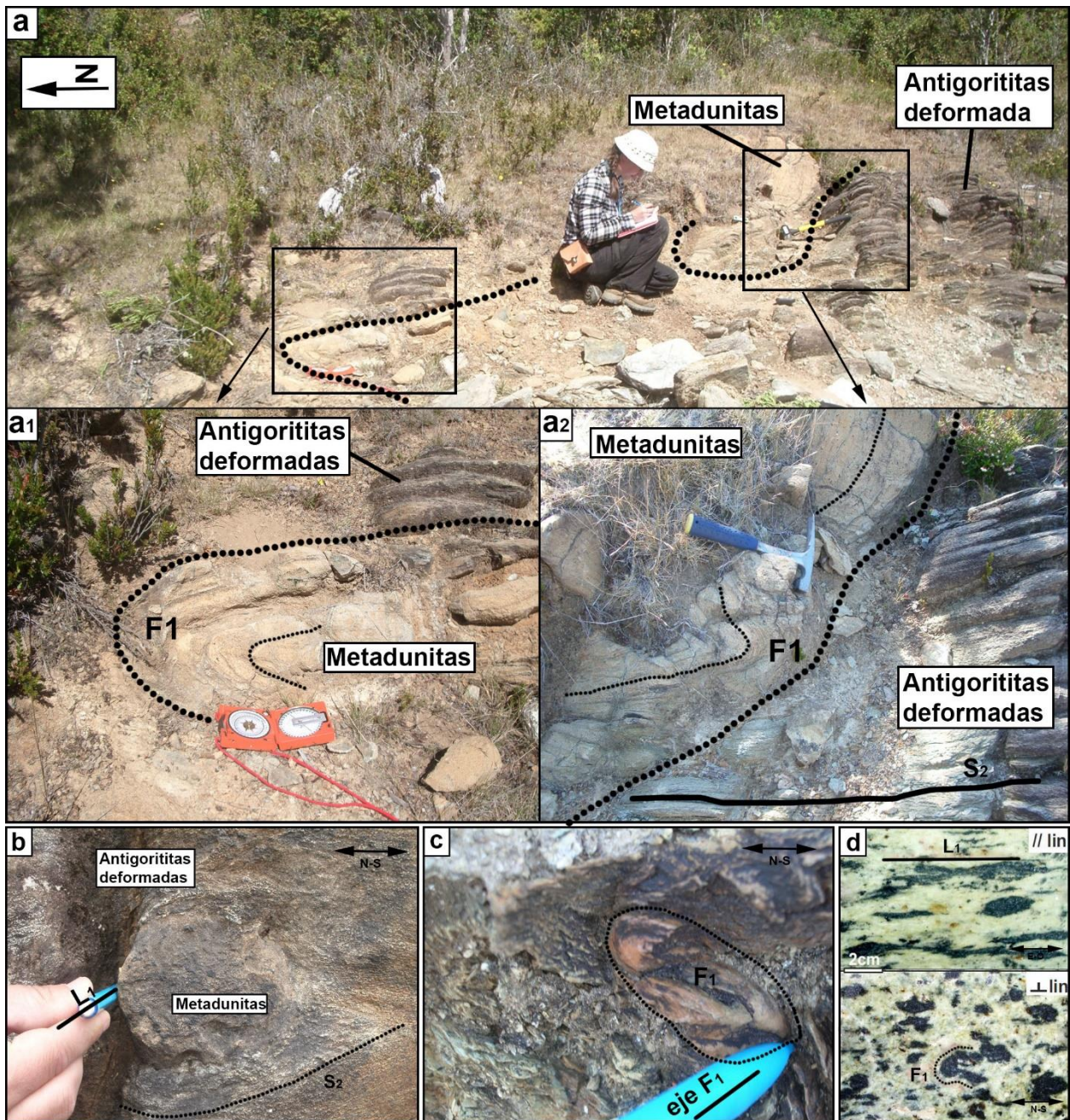


Figura 37. Observaciones de campo a escala de afloramiento del evento D₁. a) Afloramiento que muestra la morfología tubular de un pliegue en vaina, que, en este caso, consiste en metadunitas envueltas por antigoritas deformadas en el sector de La Cabaña. a1) y a2) muestran en detalle los contactos litológicos y la morfología del pliegue. b) Lente de metadunita envuelto por antigorita deformada. c) Pliegue en vaina (por plegamiento tubular F₁) en menor escala. d) Lineación de estiramiento definida por lineamientos de antigorita (se muestra una sección paralela y otra perpendicular donde se observa el plegamiento generado por F₁).

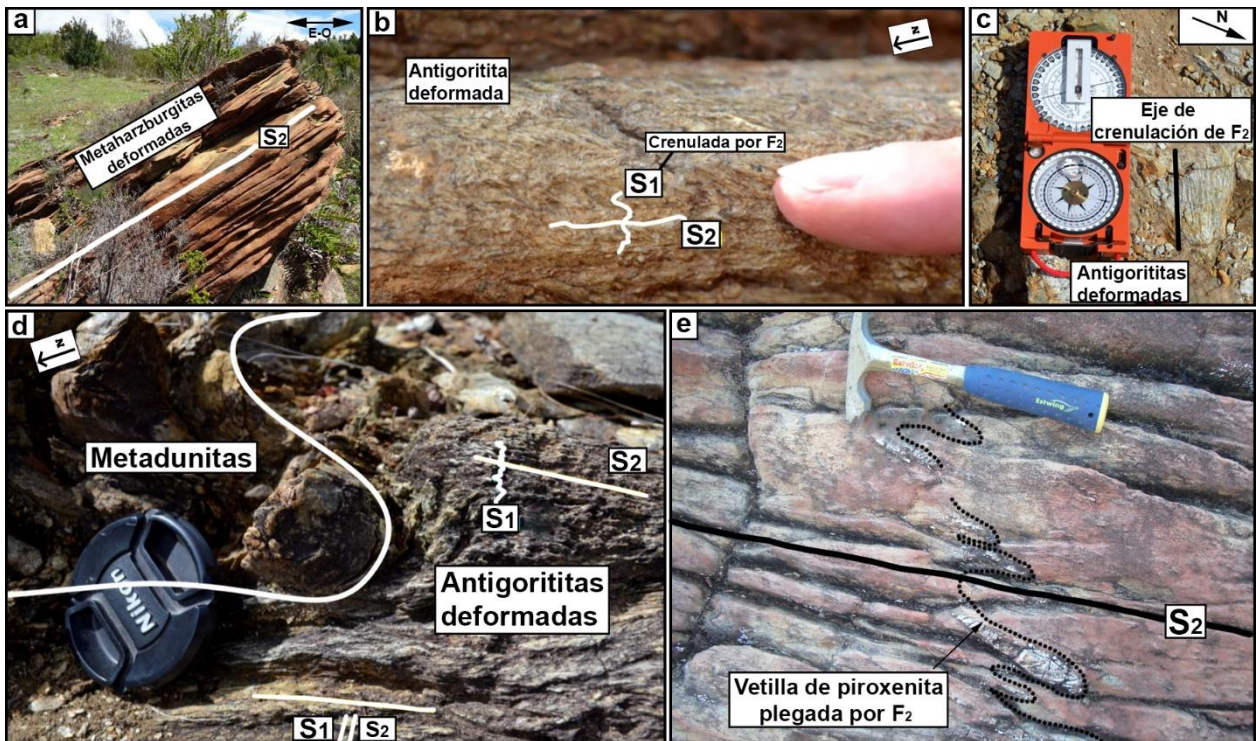


Figura 38. Observaciones de campo a escala de afloramiento del evento D₂. a) Afloramiento que muestra metaharzburgitas deformadas con el plano de esquistosidad S₂ con buzamiento hacia el Este. b) Antigoritita deformada mostrando la crenulación de S₁ por el plegamiento F₂ (asociado a D₂) y generación de S₂. c) Ejes de crenulación de F₂ observado en antigorititas deformadas. d) Influencia del evento D₁ (que genera los pliegues en vaina) en la orientación de S₂ y L₂ en antigorititas deformadas. e) Plegamiento de vetilla de piroxenita con plano axial paralelo a S₂.

La tercera fase de deformación se observa en algunos afloramientos de antigorititas deformadas (antigorititas con diópsido) como plegamientos subverticales sobrepuestos sobre S₂ (F₃), los cuales generan un clivaje de crenulación S₃ y lineaciones de serpentina (L₃) que se superponen a las generadas durante la fase D₂ (Figuras 39a y b). Los ejes axiales de crenulación asociados a S₃ están orientados en sentido NNE-SSO (Figura 9).

Por otro lado, y como se observa en la Figura 7a, la estructura interna del cuerpo está, también, controlada por un sistema de fallas conjugadas de orientaciones, preferentemente, N-S y NE-SO. Estas estructuras presentan, mayoritariamente, carácter transcurrente con rumbo dextral y sinistral. La traza de algunas de estas fallas se extiende fuera de los límites de los cuerpos ultramáficos, afectando también a los micaesquistos encajantes. En el cuerpo de Centinela Bajo Norte el sentido de movimiento de estas estructuras se reconoce mediante indicadores cinemáticos tales como pliegues de arrastre generados por el movimiento relativo de los bloques de falla (Figura 40).

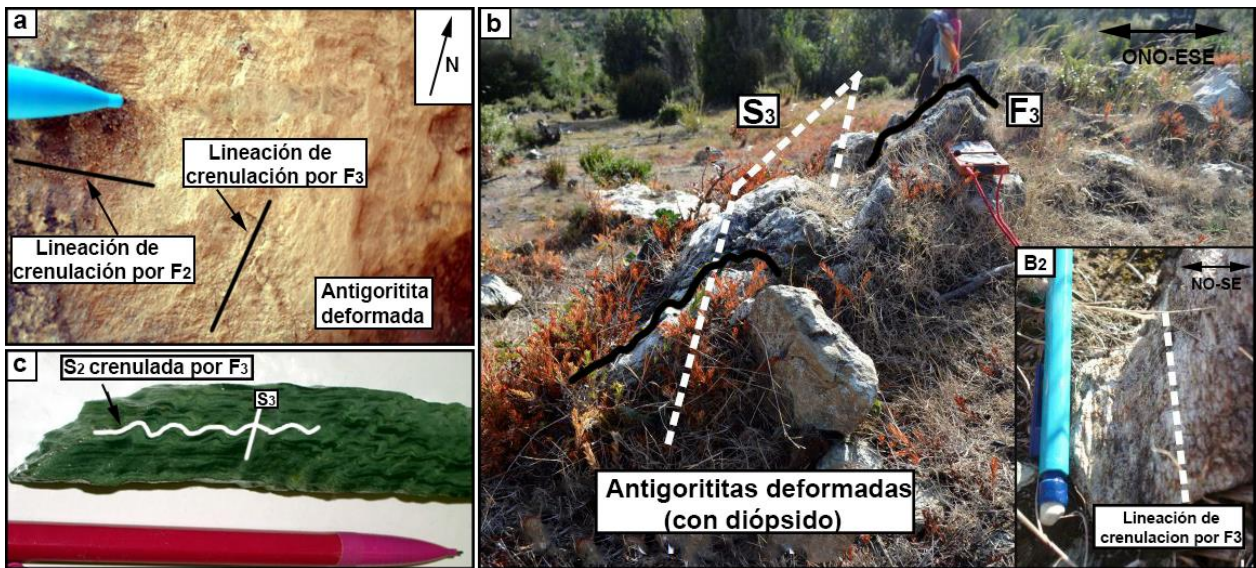


Figura 39. Observaciones de campo de D₃ a escala de afloramiento. a) Sobreimposición de la lineación de crenulación L₃ sobre L₂. b) Plegamiento vertical F₃ en antigorritas deformadas (con diópsido). c) Clivaje de crenulación (esquistosidad) S₃ en antigorritas deformadas.

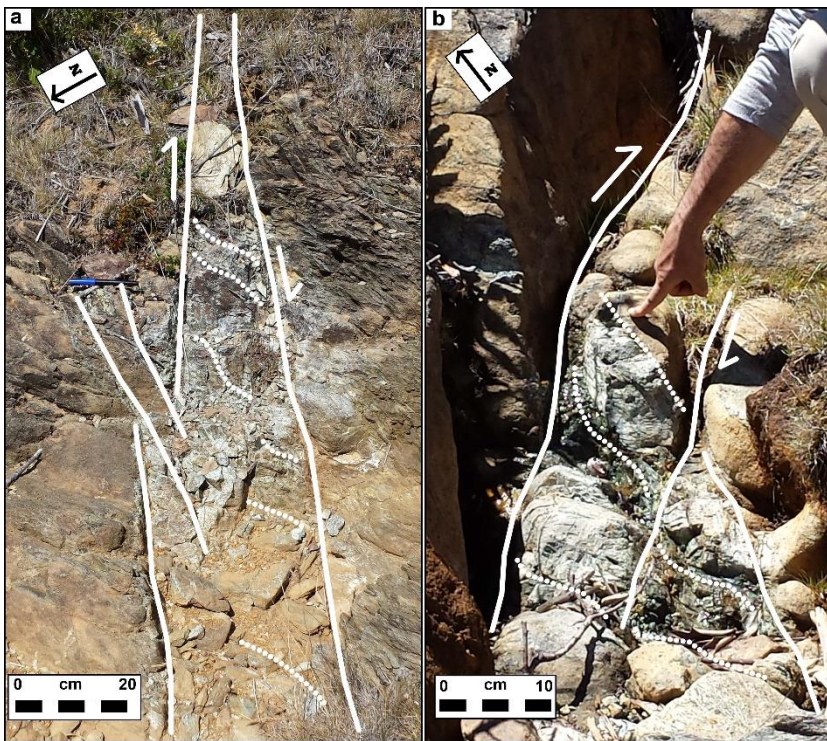


Figura 40. a) y b) Trazas de falla en el cuerpo de Centinela Bajo Norte. Indicadores cinemáticos muestran el movimiento dextral de ambas estructuras. Línea continua: Traza de falla. Línea punteada: Pliegues de arrastre.

La mayor calidad de los afloramientos se encuentra en dos lomas, situadas en la parte occidental y oriental del cuerpo, que se denominaran, de aquí en adelante, Loma Rurik y Loma de las Ovejas, respectivamente (Figuras 41a y b).

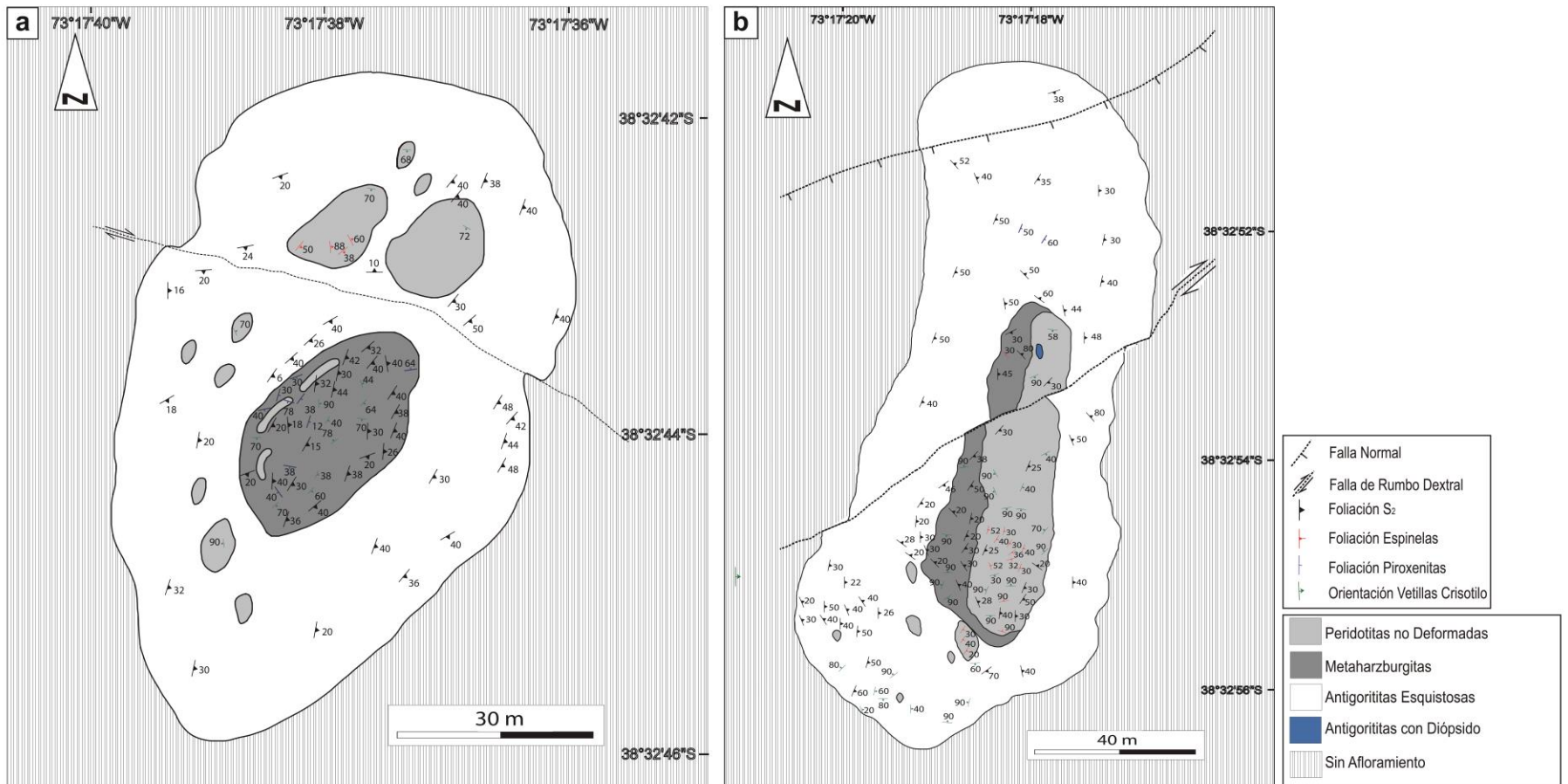


Figura 41. Dominios petroestructurales identificados en a) Loma Rurik y b) Loma de las Ovejas.

4.3.2 Descripción de los diferentes dominios petroestructurales

A partir de su mineralogía, textura y estilos de deformación, las rocas que afloran en el cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte se pueden agrupar en tres grandes grupos petroestructurales: (1) peridotitas no deformadas y (2) metaperidotitas deformadas y (3) serpentinitas sensu stricto.

4.3.2.1 Peridotitas no deformadas

Están conformadas por dunitas y en menor medida harzburgitas. Suelen aflorar como resaltes topográficos y están envueltos, normalmente, por serpentinitas fuertemente deformadas (Figura 42a).

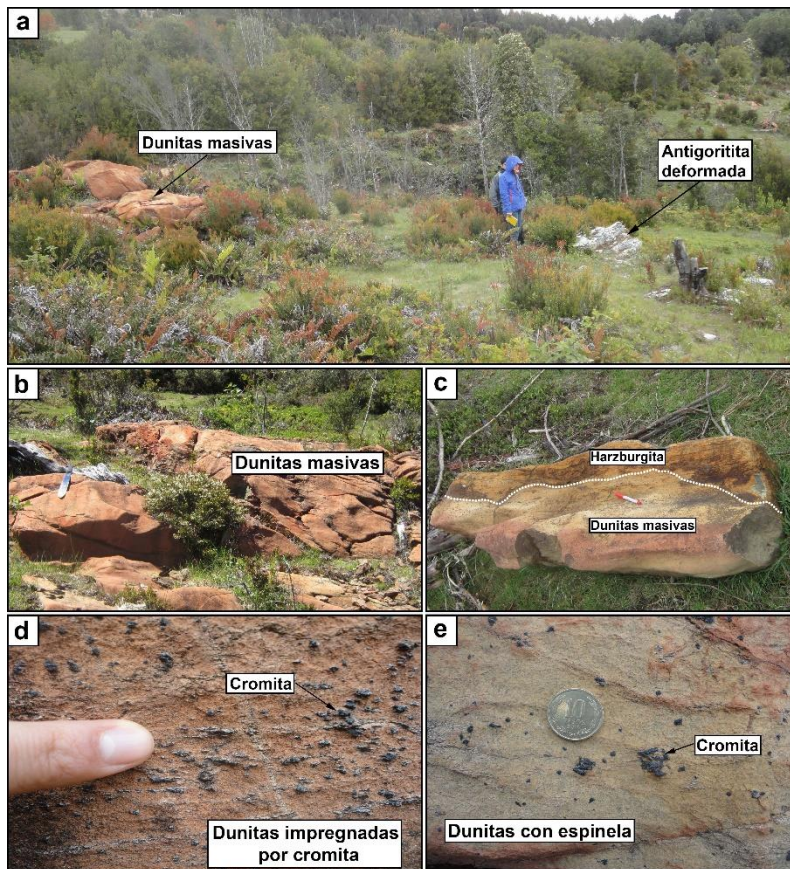


Figura 42. Peridotitas no deformadas a escala de afloramiento en el área de La Cabaña. a) Antigorita deformada envolviendo dunitas masivas. b) Lentas de dunitas masivas. c) Contacto entre dunitas masivas y harzburgitas. d) Dunitas impregnadas por cromita (>10% cromita). e) Dunitas con espinela (<10% cromita).

Se observan en los dos afloramientos representativos en estudio, esto es: Loma Rurik y Loma de las Ovejas. En Loma Rurik se presentan en forma de pequeños cuerpos masivos, mientras que en Loma de las Ovejas se manifiestan, principalmente, como un cuerpo masivo continuo (Figura 41a y b).

Como se mencionó anteriormente, las dunitas son las rocas más abundantes y están compuestas por más de un 90% modal de olivino reemplazado por serpentina (< 10% modal de lizardita y menores cantidades de antigorita y crisotilo) y otros minerales accesorios entre los que se incluyen cromita, magnetita, sulfuros, arseniuros y aleaciones metálicas (Figura 43a, b y c). Dentro de los paquetes de dunita, el porcentaje de cromita puede ser nulo, menor al 10 % o superar el 10% dando lugar a dunitas masivas, dunitas con espinela o dunitas “impregnadas” de cromita”, respectivamente. Las harzburgitas se reconocen texturalmente a escala de afloramiento. Dada la rugosidad de la roca se infiere que está compuesta al menos por un 50% modal de piroxeno además de olivino (Figura 42c).

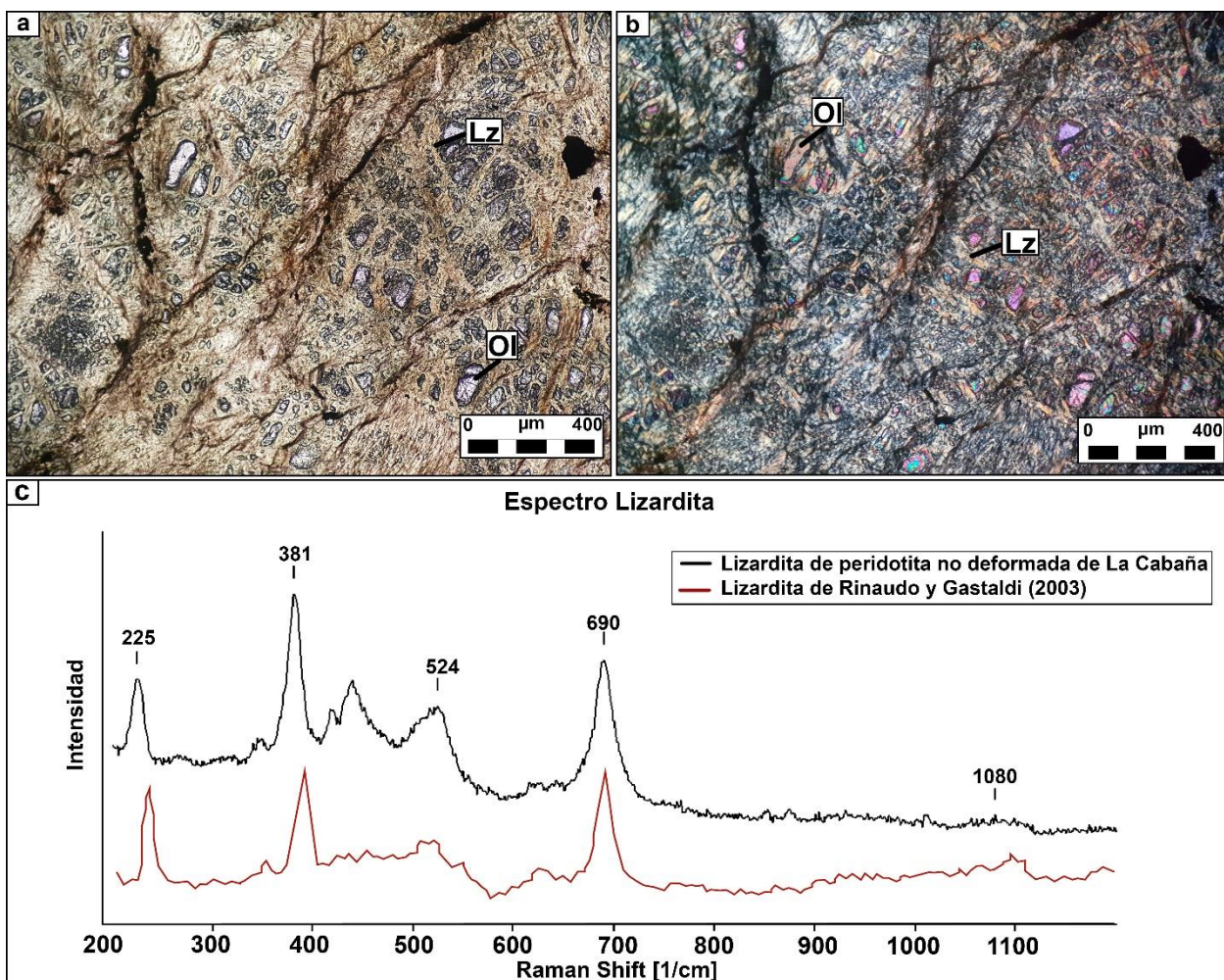


Figura 43. a) y b) Imágenes de microscopía de luz transmitida de dunita con espinela del área de La Cabaña, nicoles cruzados y nicoles paralelos, respectivamente. Lizardita se observa alterando a olivino formando textura en malla. c) Espectro Raman de Lizardita de dunita con espinela del área de La Cabaña. Abreviatura: Lz: Lizardita y Ol: Olivino. Condiciones de análisis Raman: LL = 785 nm, P = 100%, T = 10s, Acc = 1s. Espesor lámina delgada: 80 μ m.

La lizardita rellena fracturas o reemplaza al olivino a partir de sus bordes de grano dando lugar a las típicas texturas en malla (Figura 43a y b). Vetillas de crisotilo cortan, localmente, a todos los minerales anteriormente descritos. También se aprecian vetillas de antigorita que siguen la orientación de la foliación de los cuerpos de antigoritas deformadas cercanos. Se observa una crenulación de esta antigorita (con plano axial S_2) cerca del contacto vertical y una foliación cerca del contacto horizontal (paralela a S_{1-2}) de los lentes de dunitas con las antigoritas deformadas (Figura 44a, b, c y d).

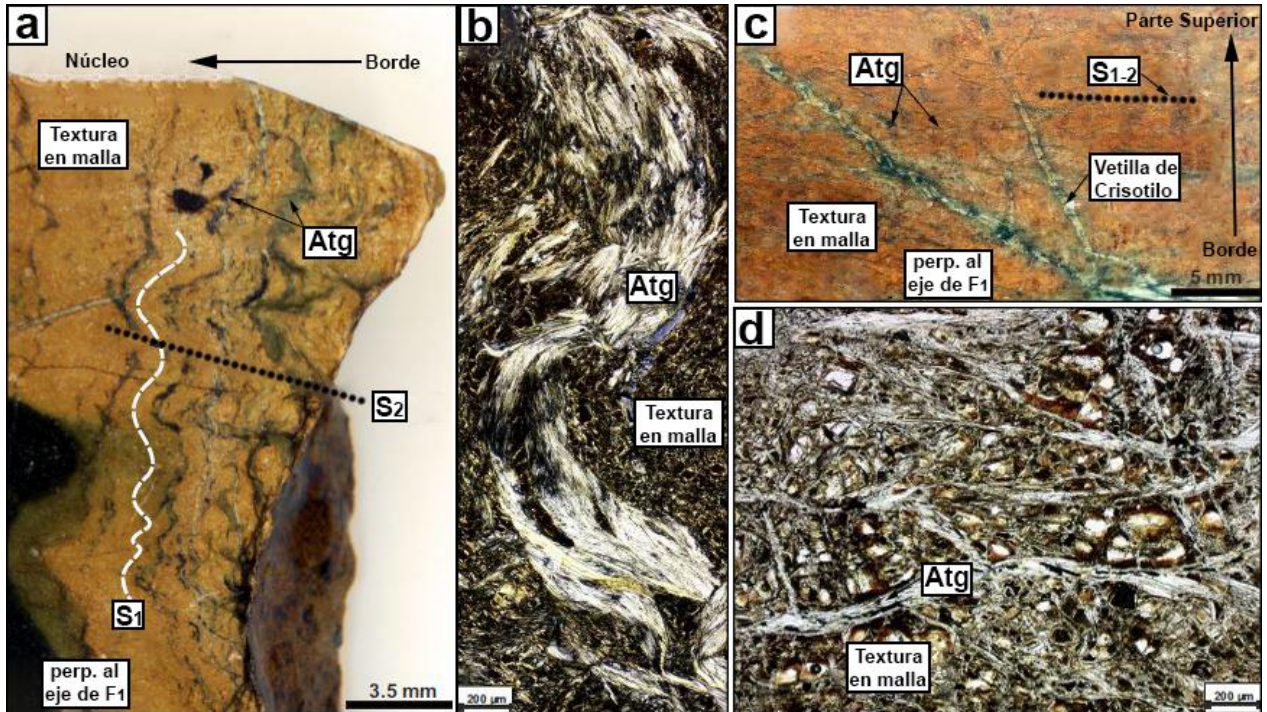
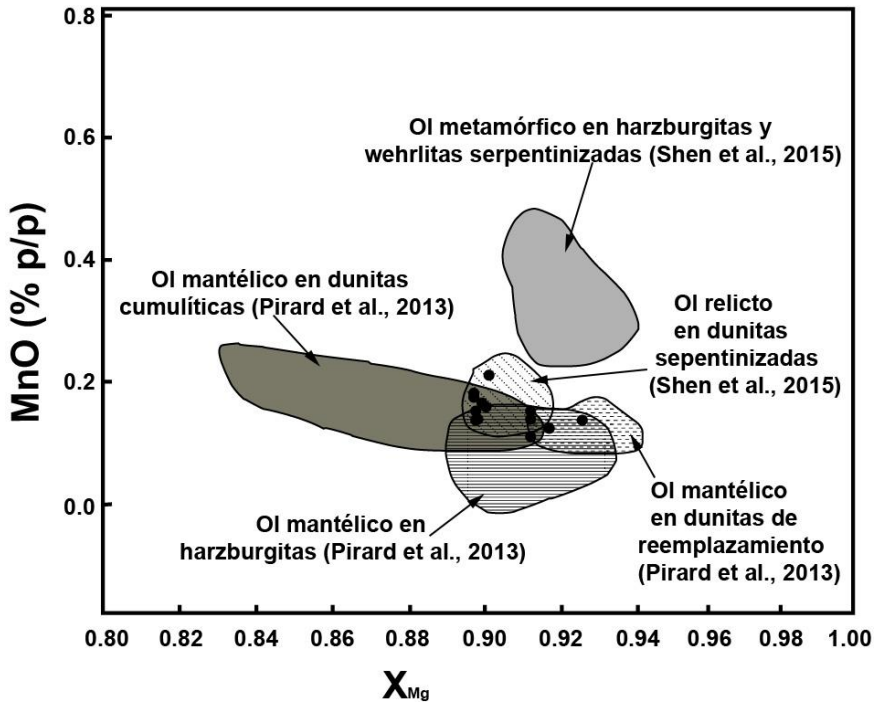


Figura 44. Microestructuras en peridotitas no deformadas (dunitas masivas). a) Muestra de mano con antigorita secundaria que forma planos de esquistosidad S_2 cerca del contacto vertical de los cuerpos con las antigoritas deformadas. b) Imagen de microscopia de luz transmitida de la antigorita crenulada de a). c) Muestra de mano con antigorita secundaria paralela a la esquistosidad S_{1-2} cerca del contacto horizontal con las antigoritas deformadas. d) Imagen de microscopia de luz transmitida de la antigorita de c). Abreviatura: Atg: Antigorita.

En las rocas con menor porcentaje de serpentinización la textura original es la de una roca holocristalina inequigranular formada por cristales de olivino con tamaños de grano entre 0.2 y 2 mm.

El olivino tiene una composición netamente mantélica en términos de número de magnesio ($\#Mg = Mg(apfu) / (Fe_{tot}(apfu) + Mg(apfu))$), la cual varía entre 0.88 y 0.92 y contenidos de MnO (0.11-0.32 % en peso), FeO_{tot} (7.04-10.4 % en peso) y NiO (0.29-0.39 % en peso) (Figura 45).



● Ol en peridotitas no deformadas (dunitas con espinela) de Centinela Bajo Norte

Figura 45. Diagrama MnO vs X_{Mg} para olivinos de peridotitas no deformadas (dunitas con espinela) de Centinela Bajo Norte. Se grafican como referencia los campos asociados a olivinos mantélicos (Pirard et al., 2013 y Shen et al., 2015) y metamórficos (Shen et al., 2015).

La lizardita contiene porcentajes en peso de MgO entre 36.06 y 40.75%, SiO₂ entre 30.06 y 37.57%, FeO_{tot} entre 4.09 y 8.12%, NiO entre 0.16 y 0.42% y MnO entre 0.04 y 0.13%. Del mismo modo, este mineral muestra un #Mg entre 0.90-0.94.

La cromita accesoria esta zonada. A diferencia de las cromitas de Lavanderos, se observa un mayor desarrollo en la alteración de la cromita, observándose diferencias ópticas (en términos de reflectividad) y composicionales entre los diferentes bordes (Figura 46).

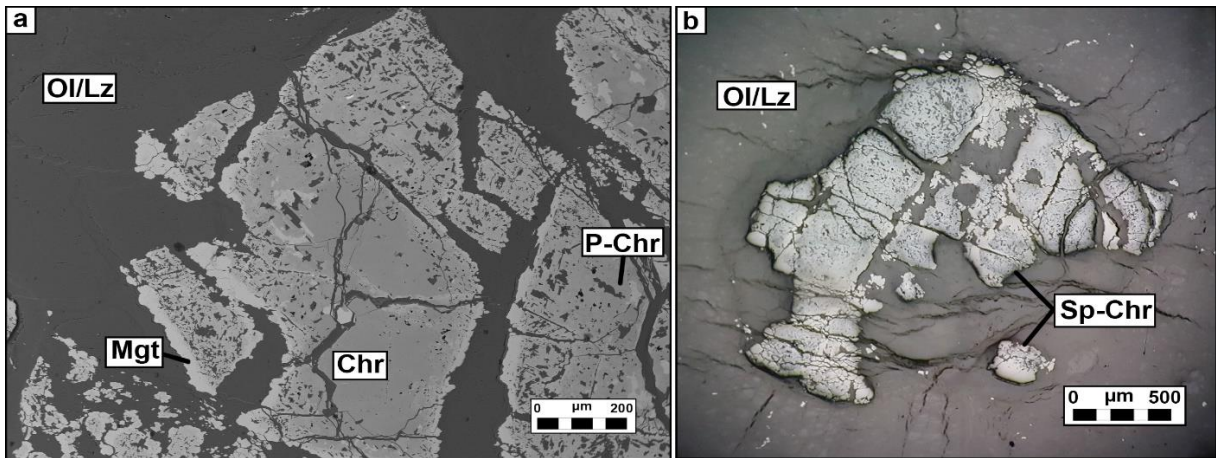


Figura 46. a) Imagen de microscopia de luz reflejada de cromita accesoria de dunita masiva de Centinela Bajo Norte. b) Imagen de microscopia de luz reflejada de cromitas accesorias en matriz de olivino y lizardita en dunita masiva. Abreviatura: Chr: núcleo de cromita, P-Chr: Cromita porosa (rica en Fe²⁺), Mgt: Cr-Magnetita, Ol/Lz: Matriz de olivino y lizardita. Sp-Chr: Grano de cromita y sus bordes de alteración en conjunto.

Los cristales de cromita tienen núcleos con valores de $\#Cr = 0.57$, $\#Mg = 0.47-0.50$ y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.16-0.18$. Estos están rodeados por un primer borde poroso (rico en Fe^{2+}) caracterizado por $\#Cr = 0.98$, $\#Mg = 0.17-0.18$ y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.26-0.36$. Este, a su vez, está envuelto por un halo más distal de Cr-magnetita, más reflectivo, con $\#Cr = 0.99-1$, $\#Mg = 0.04-0.08$ y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.63$ y 0.66 (Figura 47a).

En el diagrama ternario Cr- Fe^{3+} -Al (Figura 47b) se observa un empobrecimiento en Al y enriquecimiento en Cr en la medida que progresa la alteración hacia el desarrollo de cromita porosa (rica en Fe^{2+}) y un enriquecimiento en Fe^{3+} hacia el borde de Cr-magnetita.

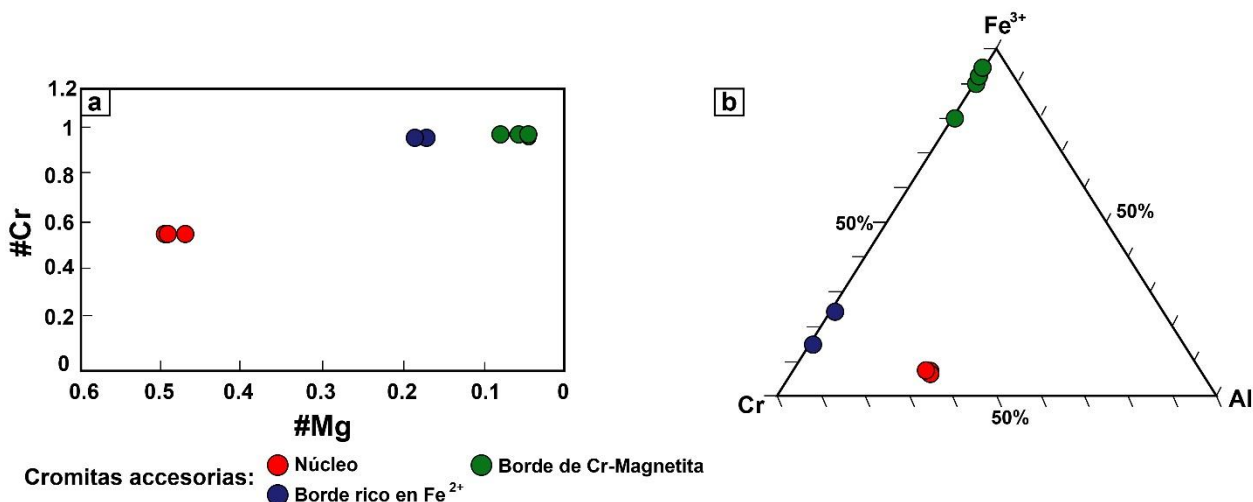


Figura 47. a) Diagramas binario $\#Cr$ (apfu) v/s $\#Mg$ (apfu) y b) ternario Cr- Fe^{3+} -Al mostrando la variación composicional en granos cromitas accesorias zonadas (núcleo y bordes) de peridotitas no deformadas (dunitas masivas).

Las variaciones composicionales observadas, desde los núcleos a los bordes de los cristales de cromita, se correlacionan con los patrones de desorientación de la red intracristalina que se obtienen usando el EBSD (Figura 48). Los núcleos de los cristales de cromita muestran escasa deformación intracristalina (desorientación $<5^\circ$), mientras que los bordes de alteración (cromita porosa y Cr-magnetita) están fuertemente deformados (desorientación $>10^\circ$).

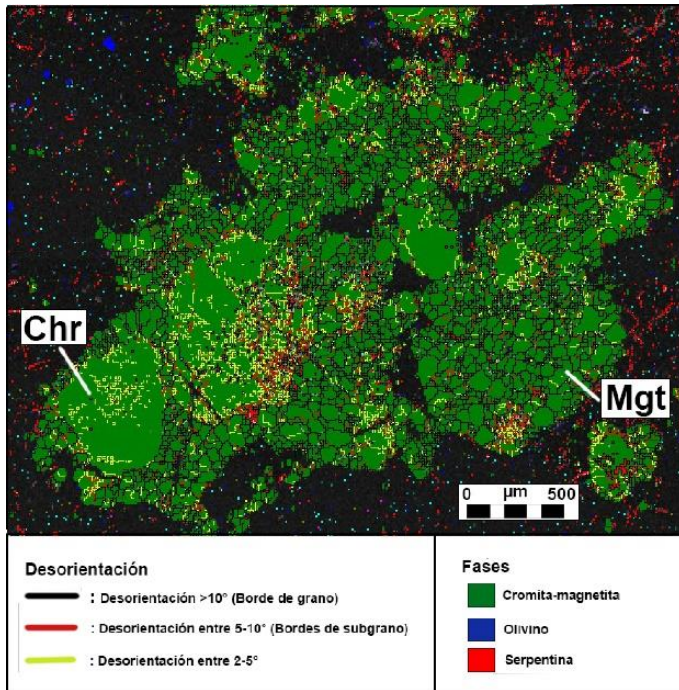


Figura 48. Diagrama de fases con representación de deformación intracristalina (desorientación) en cristales de cromita accesoria zonada de dunitas con espinela de Centinela Bajo Norte. Obtenido a un paso (resolución) de 9 μm . Cromita representada como magnetita (m3m). Identificación composicional realizada a través de microsonda electrónica.

El análisis EBSD muestra además que estos cristales de cromita, alterados a cromita porosa y Cr-magnetita, en las dunitas con espinela no muestran una orientación cristalográfica preferente (Figura 49). Más bien, éstos se distribuyen de forma aleatoria, lo que queda reflejado en la distribución de polos asociados a los ejes [111], [101] y [001] con respecto a los ejes de la muestra (X, Y, Z).

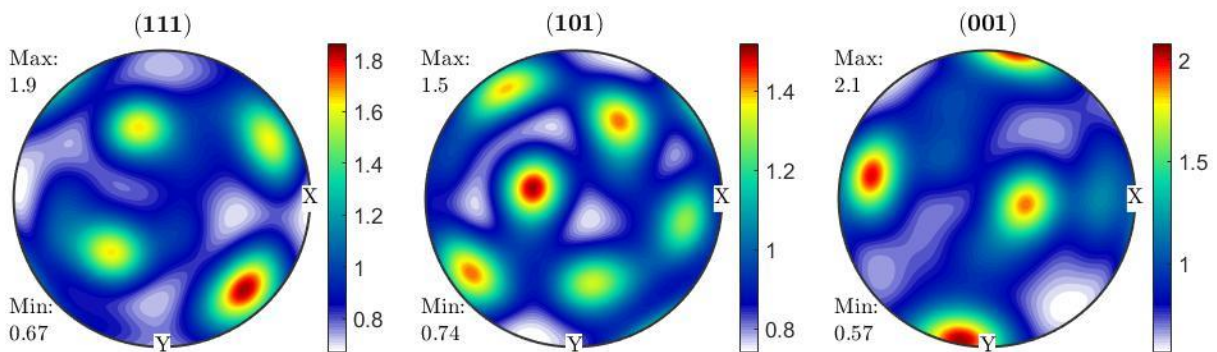


Figura 49. Diagramas de polos de orientación cristalográfica para cromita accesoria zonada (representada como magnetita (m3m)) de dunitas con espinela de Centinela Bajo Norte. Se representan los ejes [111], [101] y [001] en el sistema de referencia de la muestra X, Y, Z. Proyección realizada en el hemisferio sur a igualdad de áreas en el plano de la misma.

4.3.2.2 Metaperidotitas deformadas

En este grupo quedan incluidas metadunitas y metaharzburgitas con un mayor grado de deformación y serpentización (~ 80 % volumen) del que presentan las peridotitas no deformadas descritas en el apartado anterior.

4.3.2.2.1 Metadunitas

Se encuentran, exclusivamente, en los núcleos de los pliegues en vaina que afloran en la parte superior de la Loma Rurik (Figura 50a y b). En ellas olivino relicto está transformado casi por completo a minerales del grupo de la serpentina (lizardita y antigorita) (Figura 51a y b), mientras que la cromita accesoria, que representa menos del 2% en volumen de la roca, muestra bordes de alteración de ferricromita (rico en Fe^{3+}) y Cr-magnetita mucho más desarrollados que las cromitas accesorias en las dunitas no deformadas. Otros minerales accesorios que se reconocen son sulfuros y arseniuros de níquel.

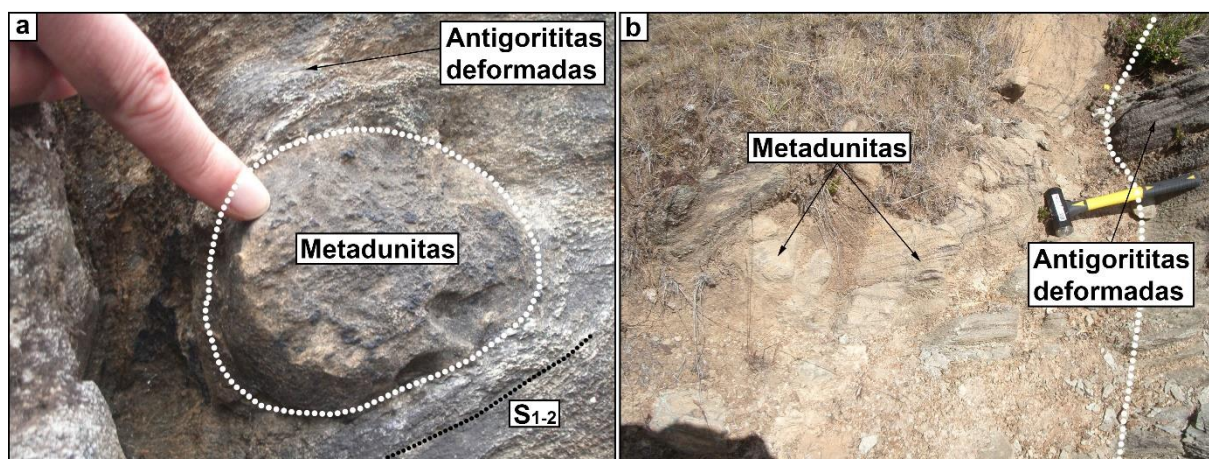


Figura 50. Metadunitas a escala de afloramiento. a) Metadunita como núcleo de pliegue en vaina de morfología tubular. b) Metadunita envuelta por antigoritas deformadas en pliegue en vaina.

En los contactos de los cuerpos de metadunitas con las antigoritas deformadas se aprecian orientaciones de antigorita similares a las vistas en los contactos de cuerpos de peridotitas no deformadas con las mismas antigoritas deformadas vistas en otros sectores del cuerpo (apartado 4.3.2.1), es decir, en los contactos verticales se aprecia la antigorita con desarrollo de esquistosidad S_2 y en los contactos horizontales se aprecia la misma paralela a la superposición de los planos de esquistosidad S_1 y S_2 (S_{1-2}) (Figuras 37b, 38d y 50a).

En detalle, el olivino está directamente reemplazado por lizardita formando textura en malla y esta última por pseudomorfos de antigorita (Figura 51a y b). La mineralogía relictas (compuesta en un 100% por olivino) sugiere que el protolito original de la roca fue una dunita, exclusivamente, formada por olivino, holocristalina e inequigranular, con tamaños de grano medio entre 0.2 y 2 mm.

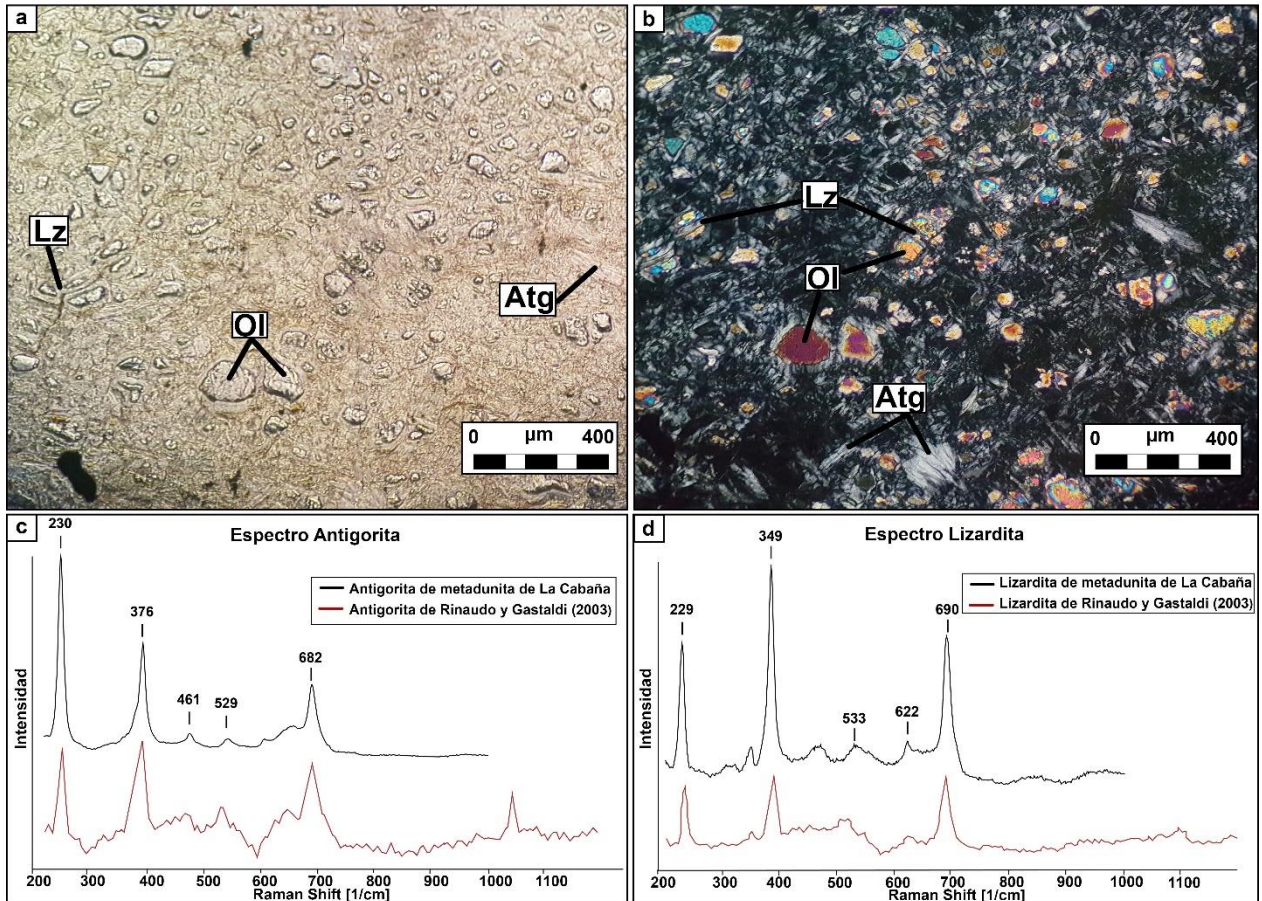


Figura 51. a) y b) Imágenes de microscopía de luz transmitida de metadunita perteneciente del área de La Cabaña. Lizardita en textura en malla y antigorita se observa reemplazando a lizardita como pseudomorfo. Nícoles paralelos y nícoles cruzados, respectivamente. c) y d) Espectros Raman de antigorita y lizardita, respectivamente, de metadunitas del área de La Cabaña. Abreviatura: Atg: Antigorita, Lz: Lizardita, Ol: Olivino. Condiciones de análisis Raman: LL = 532 nm, P = 25%, T = 4s, Acc = 7s. Espesor lámina delgada: 80 μm.

El olivino presenta $\#Mg=0.92-0.94$ y porcentajes en peso de entre 0.08 y 0.15 % de MnO, 4.72 y 7.44 % de FeO_{tot} y 0.22 y 0.43 % de NiO. Aunque este olivino tiene un mayor $\#Mg$ y menores contenidos de MnO que aquellos identificados en las peridotitas no deformadas (dunitas con espinelas), su composición también se proyecta dentro del campo de los olivinos mantélicos en los diagramas $\#Mg$ versus contenido de MnO (Figura 52).

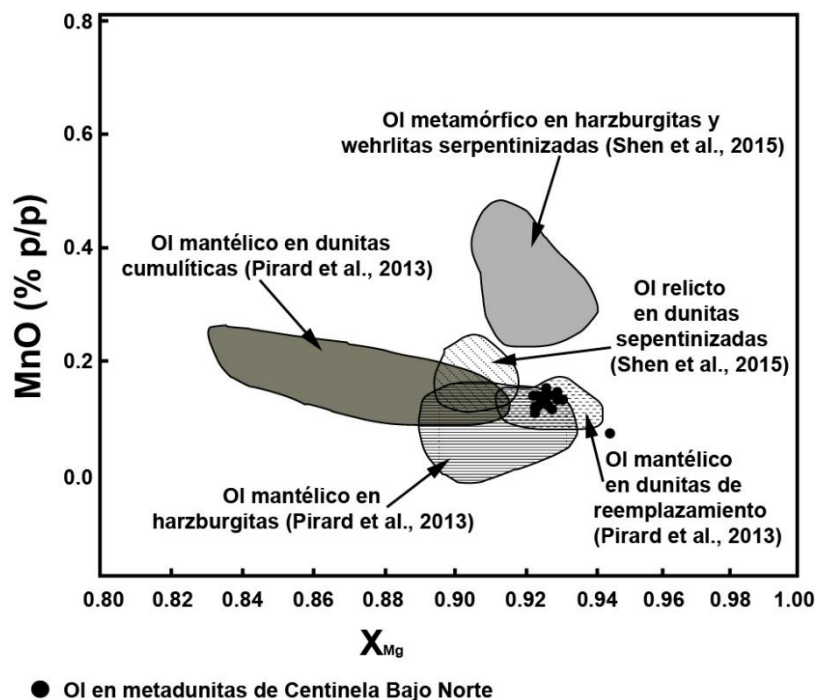


Figura 52. Diagrama MnO vs X_{Mg} para olivinos de metadunitas de Centinela Bajo Norte. Se grafican como referencia los campos asociados a olivinos mantélicos (Pirard et al., 2013 y Shen et al., 2015) y metamórficos (Shen et al., 2015).

La antigorita contiene porcentajes en peso de entre 36.26 y 40.81 % de MgO, 34.09 y 44.51 % de SiO_2 , 2.15 y 10.09% de FeO_{tot} , 0.11 y 0.77% de NiO y 0.0 y 0.41 % de MnO. Asimismo, se observa un $\#Mg$ entre 0.94-0.97.

La cromita accesoria muestra núcleos con valores de $\#Cr = 0.61$, $\#Mg = 0.50-0.63$ y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.08-0.12$ y un borde poroso (rico en Fe^{2+}) que presenta valores de $\#Cr = 0.90-0.97$, $\#Mg = 0.22-0.25$ y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.29-0.39$. Estos se encuentran rodeados por un borde de ferricromita (más rica en Fe^{3+}) con contenidos de $\#Cr = 0.90-0.95$, $\#Mg = 0.24-0.34$ y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.45-0.57$. Finalmente, y como un halo más distal, se identifica un borde de Cr-magnetita caracterizado, composicionalmente, por un $\#Cr = 0.98-0.99$, $\#Mg = 0.09-0.25$ y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.66-0.70$ (Figuras 53a, b y 54a).

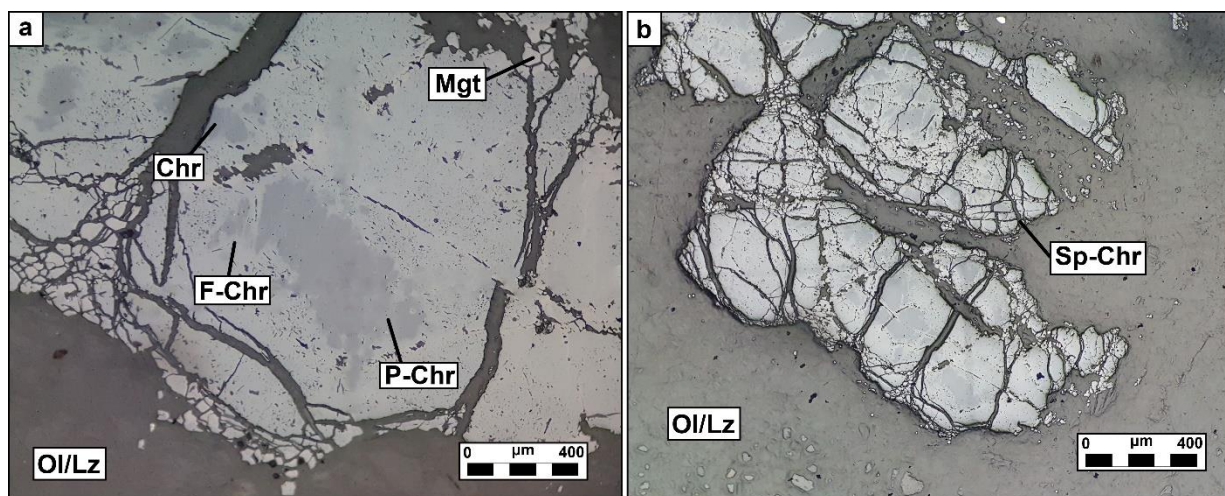


Figura 53. a) Imagen de microscopia de luz reflejada de cromita accesoria de metadunita de Centinela Bajo Norte. b) Imagen de microscopia de luz reflejada de cromitas accesorias y sus bordes alteración en matriz de olivino-lizardita. Abreviatura: Chr: Núcleo de cromita, P-Chr: Cromita rica en Fe^{2+} , F-Chr: Ferricromita (rica en Fe^{3+}), Mgt: Cr-Magnetita, Ol/Lz: Olivino y Lizardita en textura en malla.

En el diagrama ternario Cr- Fe^{3+} -Al (Figura 54b), se observa, de centro a borde, un empobrecimiento en los contenidos relativos de Al y Cr. Por su parte, el contenido relativo de Fe^{3+} aumenta hacia el borde de Cr-Magnetita.

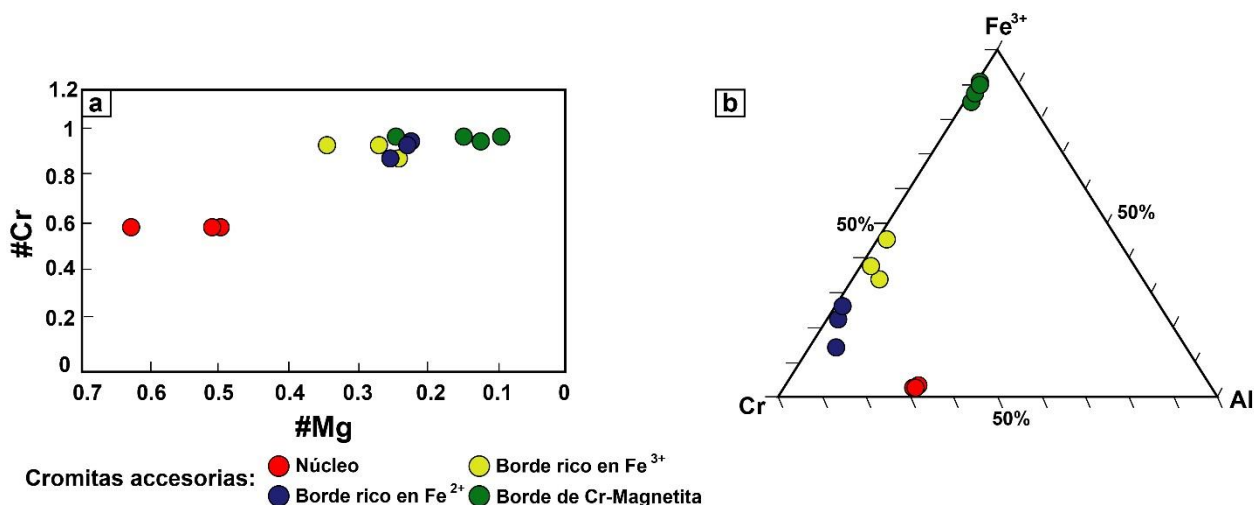


Figura 54. a) Diagramas binario $\#Cr$ (apfu) v/s $\#Mg$ (apfu) y b) ternario Cr- Fe^{3+} -Al mostrando la variación composicional en granos cromitas accesorias zonadas (núcleo y bordes) de metadunitas.

4.3.2.2 Metaharzburgitas

Están presentes tanto en Loma de Rurik como en Loma de las Ovejas. En ambos casos se presentan como cuerpos continuos con alto grado de deformación dominados por planos de esquistosidad S_2 con buzamiento hacia el Este. (Figuras 41a, b y 55a, b).

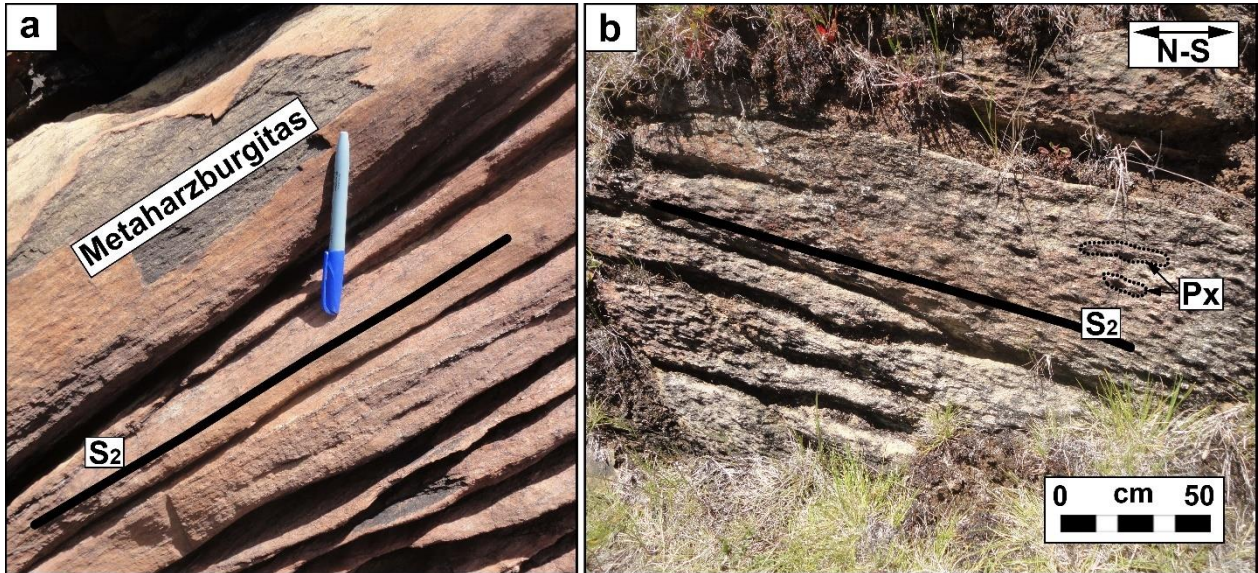


Figura 55. Metaharzburgitas a escala de afloramiento. a) Metaharzburgitas deformadas. b) Metaharzburgitas deformadas de textura rugosa por la presencia de piroxenos relictos.

Estas rocas están compuestas por relictos de olivino y piroxeno, los cuales se encuentran reemplazados por lizardita en textura en malla. Estos microdominios están inmersos en un matriz de antigorita y crisotilo alienados según L_1 (Figura 56a, b, c, d, e y 57a, b). Los minerales accesorios incluyen cromita y magnetita accesorias, sulfuros y arseniuros de níquel.

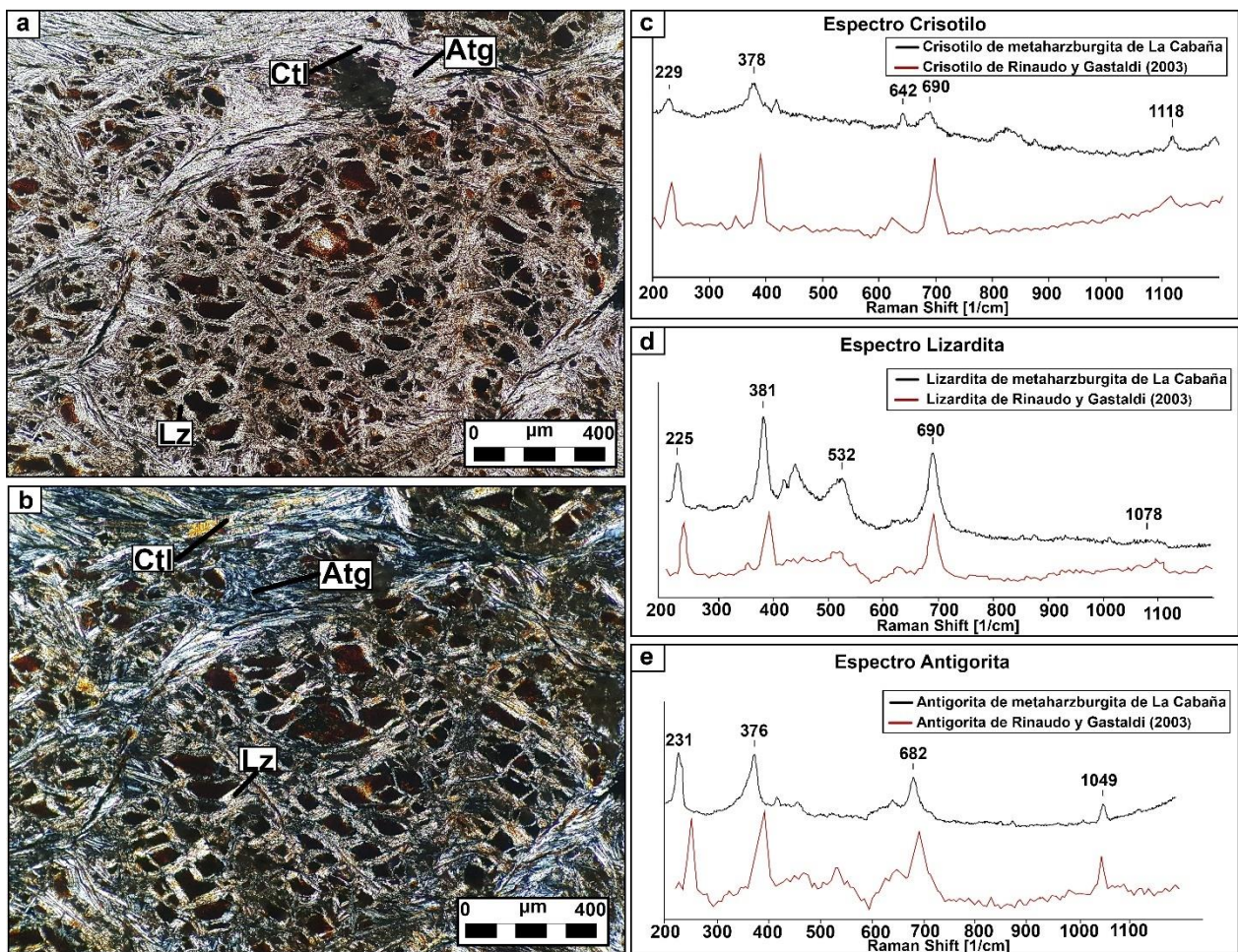


Figura 56. a) y b) Imágenes de microscopía de luz transmitida de metaharzburgita del área de La Cabaña, nicoles paralelos y nicoles cruzados, respectivamente. La lizardita se observa alterando a olivino formando textura en malla dentro de una matriz foliada de antigorita y crisotilo. c), d) y e) Espectros Raman de crisotilo, lizardita y antigorita, respectivamente, de Metaharzburgitas del área de La Cabaña. Abreviatura: Atg: Antigorita, Ctl: Crisotilo, Lz: Lizardita y Ol: Olivino. Condiciones de análisis Raman: LL = 785 nm, P = 100%, T = 10s, Acc = 1s. Espesor lámina delgada: 80 μm .

La foliación de estiramiento S_1 de la antigorita de la matriz se presenta simétrica o asimétricamente crenulada formando un plano de esquistosidad S_2 como el observado a escala de aforamiento (Figura 38a, e y 55a, b). Los olivinos se concentran en los limbos de los pliegues de las antigoritas plegadas (Figura 57a y b).

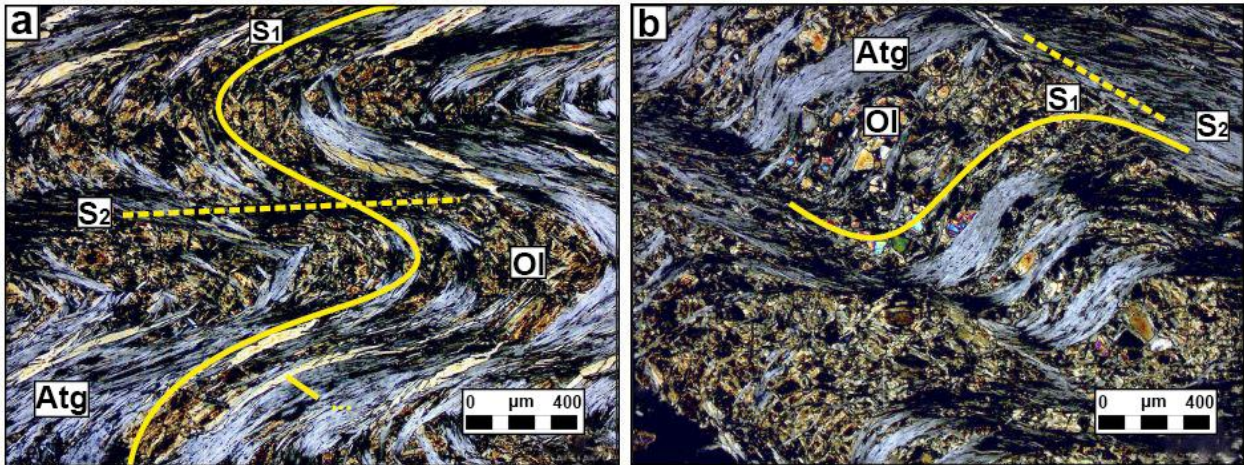


Figura 57. Imágenes de microscopía de luz transmitida de metaharzburgita. a) y b) Plegamiento simétrico y asimétrico, respectivamente, de S_1 por el evento D_2 para generar un plano de esquistosidad S_2 .

De la misma manera que en las metadunitas, la cromita accesoria se presenta zonada, observándose, núcleos con $\#Cr = 0.63-0.68$, $\#Mg = 0.36-0.40$ y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.05-0.08$. Bordeando este núcleo se observa un halo de cromita porosa (rico en Fe^{2+}), con $\#Cr = 0.91-0.92$, $\#Mg = 0.19-0.21$ y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.24-0.41$. Rodeando este borde se presenta un halo de ferricromita (rico en Fe^{3+}), con $\#Cr = 0.94-0.99$, $\#Mg = 0.15-0.17$ y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.44-0.50$. Finalmente, y como un halo más distal, se identifica un borde de magnetita caracterizado, composicionalmente, por un $\#Cr = 0.94-1$, $\#Mg = 0.04-0.05$ y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.67-0.68$ (Figura 58a, b y 59a).

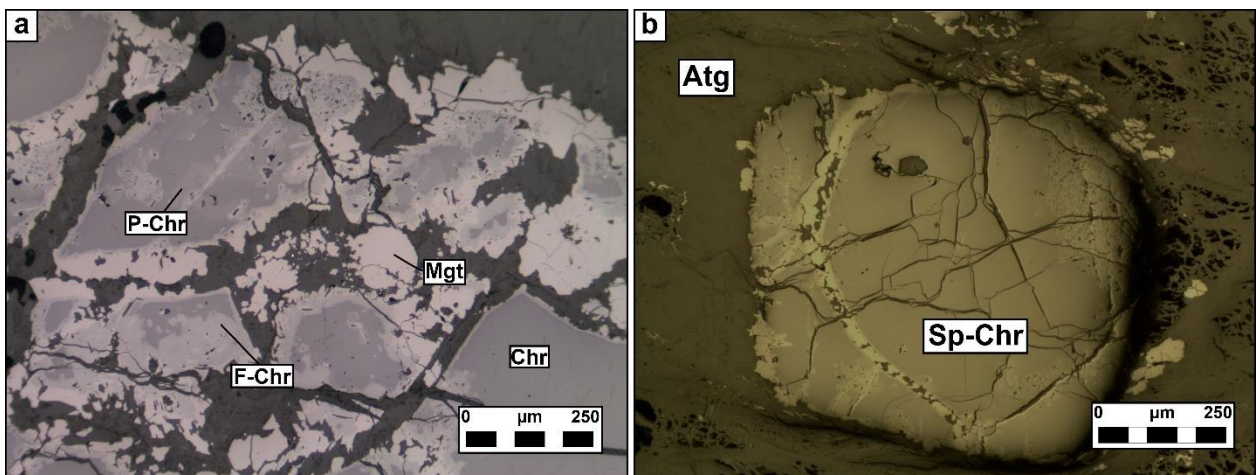


Figura 58. a) Imagen de microscopía de luz reflejada de cromita accesoria de metaharzburgita perteneciente a Centinela Bajo Norte. b) Grano de cromita y sus bordes de alteración en matriz de antigorita. Abreviatura: Atg: Antigorita, Chr: núcleo de cromita, P-Chr: Cromita rica en Fe^{2+} , F-Chr: Ferricromita (rica en Fe^{3+}), Mgt: Cr-Magnetita. Sp: Grano de cromita y sus bordes de alteración.

En el diagrama ternario Cr-Fe³⁺-Al (Figura 59b), se observa un empobrecimiento en Al de centro a borde, un aumento en Cr de núcleo al borde poroso (rico en Fe²⁺) y una disminución en el mismo hacia los bordes de ferricromita (rico en Fe³⁺) y magnetita. El borde más reflectivo está casi, completamente, constituido por FeO_[tot] (entre 66-67.02 % en peso de Fe³⁺ y 28.35-29.15 % en peso de Fe²⁺) presentando pequeñas concentraciones de Cr (entre 0.64-2.68 % en peso) y casi nulas concentraciones de Al (entre 0 y 0.02 % en peso), por esta razón se considera una magnetita, propiamente tal.

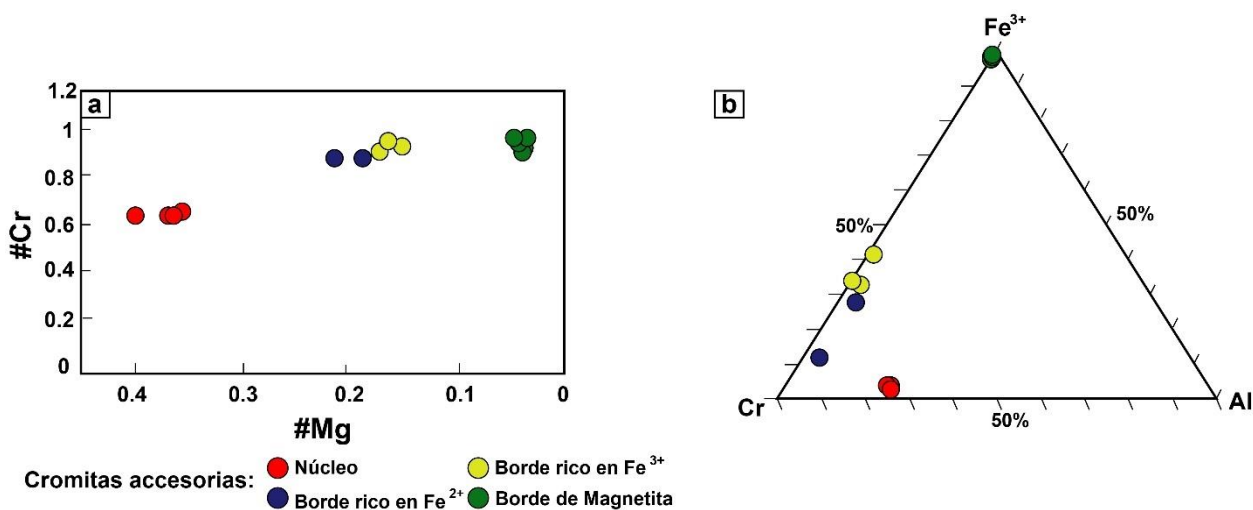


Figura 59. a) Diagramas binario #Cr (apfu) v/s #Mg (apfu) y b) ternario Cr-Fe³⁺-Al mostrando la variación composicional en granos cromitas accesorias zonadas (núcleo y bordes) de metaharzburgitas.

Por otro lado, el análisis de los diagramas de polos de orientaciones cristalográficas para silicatos, obtenidos mediante el EBSD, muestra que la dirección [001] de la antigorita es paralela a la dirección X de la muestra (dirección de eje axial de esquistosidad S_2) y que los planos (100) y (010) son subparalelos al plano de foliación XY. En cambio, la dirección [100] del olivino es subparalela a la dirección X y el plano (010) es subparalelo al plano de foliación XY (Figura 60a y b).

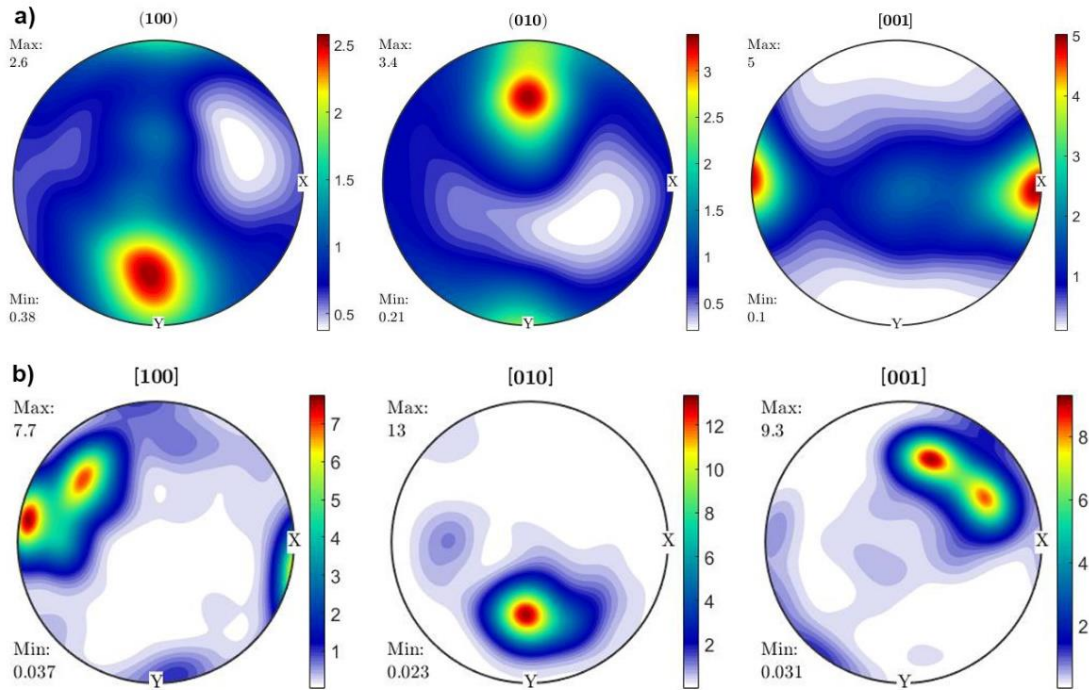


Figura 60. Diagramas de polos de orientación cristalográfica de a) antigorita (12/m1) y b) olivino (mmm) de metaharzburgitas de Centinela Bajo Norte. En el caso de la antigorita se representan los planos (100), (010) y el eje [001] y en el caso del olivino los ejes [100], [010] y [001] en el sistema de referencia de la muestra X, Y, Z. Proyección realizada en el hemisferio sur a igualdad de áreas en el plano de la misma. Referencia de la muestra: Plano de foliación: XY, X es paralelo a la dirección de lineación (dirección de eje axial de esquistosidad S_2). Eje Z saliendo del plano y perpendicular al plano XY. MUD: Múltiplo de densidad uniforme que expresa la distribución de los polos de los planos y ejes representados en escala de colores.

En el caso de las cromitas accesorias, los núcleos de cromita y los bordes porosos y de ferricromita presentan escasa deformación intracristalina, mientras que el borde de magnetita evidencia alta deformación interna, la que se expresa como granos recristalizados con diferente orientación cristalográfica (los ejes [111], [101] y [001] en magnetita se orientan de manera aleatoria con respecto a los ejes de la muestra (X, Y, Z)) (Figura 61a, b, c y d).

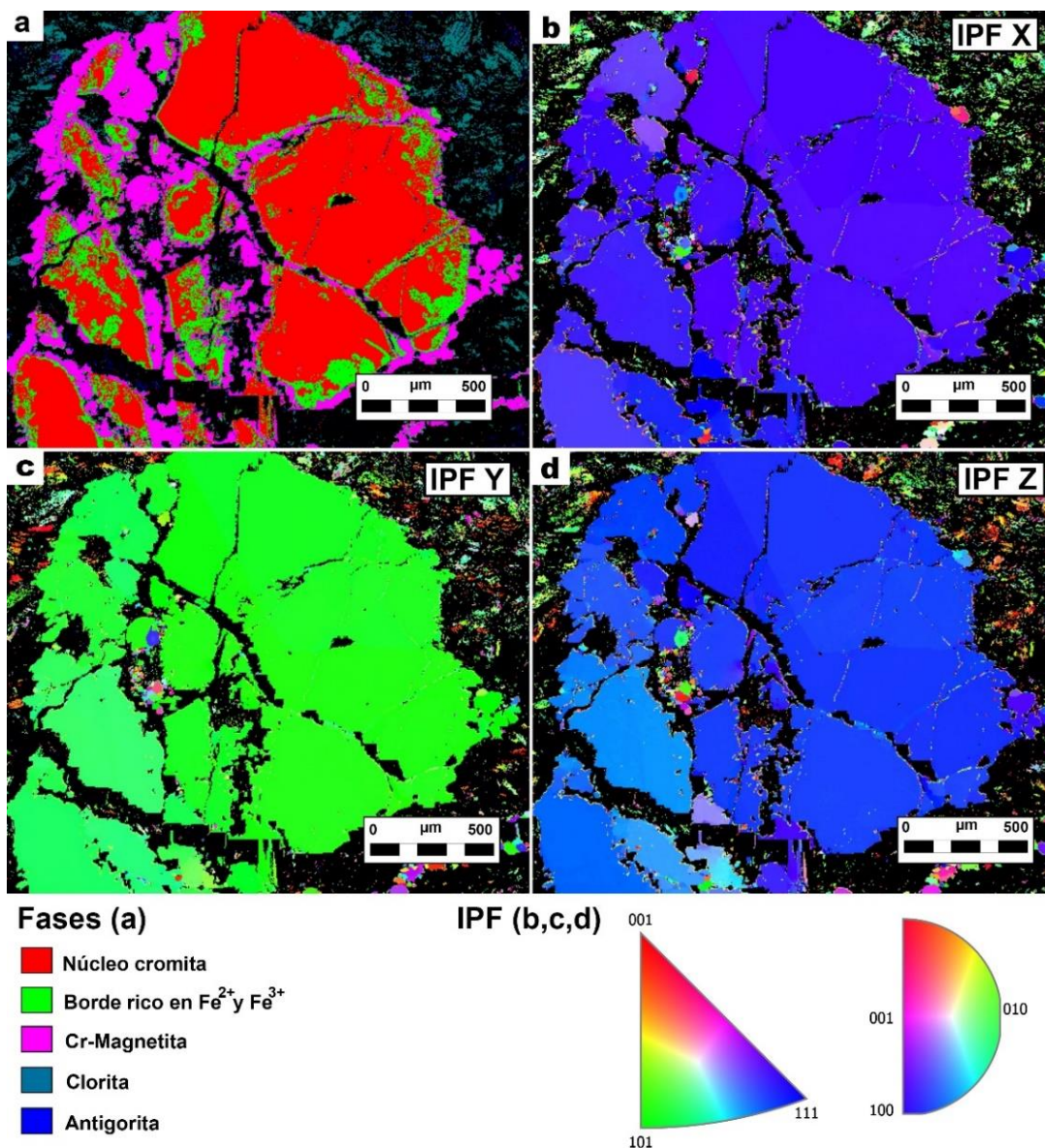


Figura 61. a) Diagrama de fases para cromita accesorio de metaharzburgitas. b), c) y d) Diagramas de orientación cristalográfica IPF donde se representan las direcciones de referencia de la muestra (X, Y, Z) con respecto al triángulo y círculo de representación estereográfica asociados a los ejes [111], [101], [001] y [100], [010], [001], respectivamente.

Los diagramas de polos de orientación cristalográfica de las cromitas accesorias (Figura 62a, b y c) muestran que, a pesar de no tener una orientación cristalográfica preferente con respecto a las orientaciones de referencia de la muestra, tanto el núcleo como los bordes de alteración tienen una orientación similar.

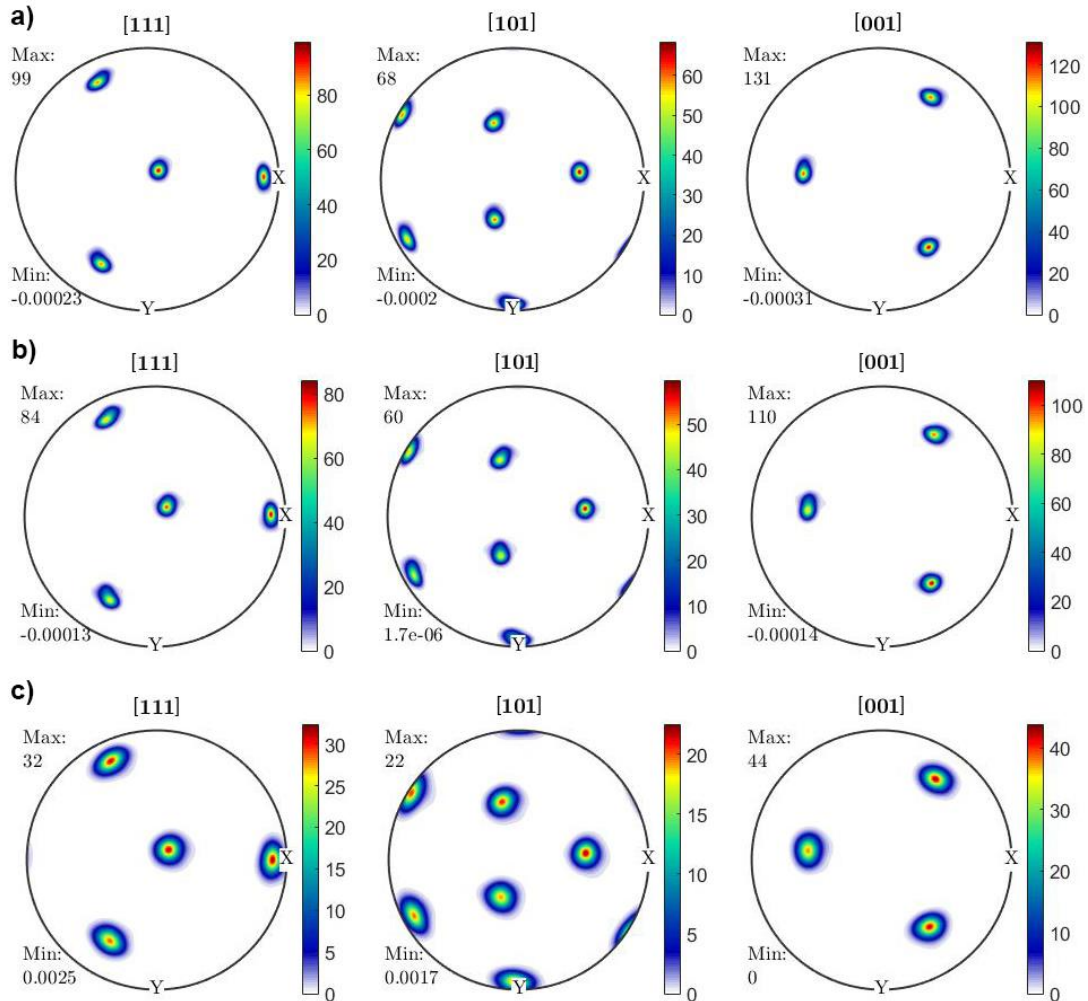


Figura 62. Diagramas de polos de orientación cristalográfica para cromita accesoría y sus bordes de alteración metaharzburgita de Centinela Bajo Norte. a) Núcleo de cromita, b) bordes ricos en Fe²⁺ y Fe³⁺ y c) Cr-magnetita. Se representan los ejes [111], [101] y [001] en el sistema de referencia de la muestra X, Y, Z. Proyección realizada en el hemisferio sur a igualdad de áreas en el plano de la misma. Referencia de la muestra: Plano de foliación: XY, X es paralelo a la dirección de lineación (dirección de eje axial de esquistosidad S₂). Eje Z saliendo del plano y perpendicular al plano XY. MUD: Múltiplo de densidad uniforme que expresa la distribución de los polos de los planos y ejes representados en escala de colores.

4.3.2.3 Serpentinitas sensu stricto

Se identifican en Loma Rurik y Loma de las Ovejas como encajantes de las demás rocas ultramáficas (Figuras 41a y b), en zonas de discontinuidad y como envolvente más externa de los pliegues en vaina (Figura 37a, b y 38b). Prácticamente, no preservan mineralogía relictiva original y están compuestas casi, exclusivamente, por antigorita. Según la mineralogía accesoria se pueden dividir en: (1) antigorititas con cromita y magnetita, (2) antigorititas con olivino metamórfico y carbonatos, y (3) antigorititas con dipósido.

4.3.2.3.1 Antigorititas esquistosas (\pm cromita \pm magnetita)

Se identifican en Loma Rurik, Loma de las Ovejas (Figuras 41a, b) y envolviendo metadunitas en pliegues en vaina (Figuras 37a, b, 38b, 63a, b). Están compuestas casi en su totalidad por antigorita y menores contenidos de olivino relictivo, crisotilo, lizardita, talco y cromita y magnetita accesorias. La antigorita está deformada por el evento D_2 que forma la crenulación de plano axial S_2 sobre una lineación de estiramiento mineral asociada al evento de deformación D_1 previo. (Figura 64a). Esta antigorita está cortada por generaciones tardías de crisotilo (Figura 64b).

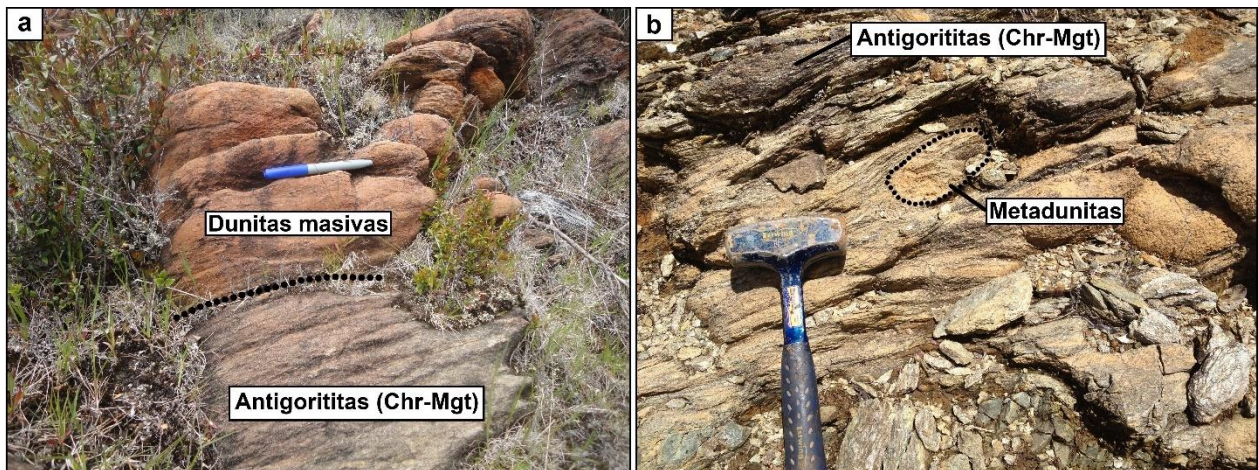


Figura 63. a) Antigorititas esquistosas (\pm cromita \pm magnetita) en contacto con dunitas masivas. b) Antigorititas esquistosas (\pm cromita \pm magnetita) envolviendo metadunita formando pliegue en vaina.

Cerca de los contactos con metadunitas deformadas este tipo de antigoritas preservan relictos de cristales de olivino parcialmente reemplazados por lizardita pseudomorfizadas por antigorita (Figura 66c). De la misma forma, en algunos sectores se observa como esta antigorita es reemplazada por talco y lizardita (Figura 66d).

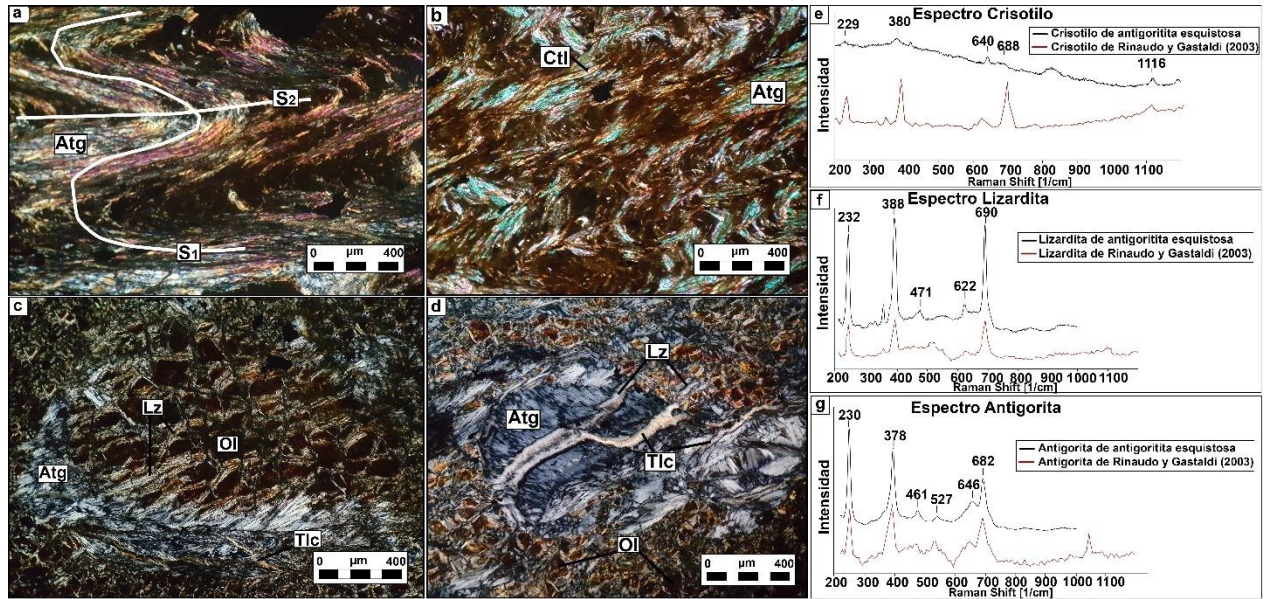


Figura 64. Imágenes de microscopía de luz transmitida de antigoritita esquistosa perteneciente del área de La Cabaña y espectros Raman de minerales del grupo de la serpentina. a) Antigorita se observa formando crenulación de plano de esquistosidad S₂ sobre una foliación S₁ previa. b) Crisotilo cortando la antigorita plegada por el evento D₂. c) Dominio de lizardita alterando olivino en textura en malla pseudomorfizado por antigorita. d) Pseudomorfo de antigorita sobre olivino cortado por lizardita y talco. e) Espectro Raman de crisotilo de b). f) Espectro Raman de lizardita de c). g) Espectro Raman de antigorita de a). Condiciones de análisis Raman: LL = 532 nm, P = 25%, T = 4s, Acc = 7s. Espesor de sección delgada: 80 μm.

La antigorita contiene porcentajes en peso de entre 37.38 y 38.84 % de MgO, 42.51 y 44.46 % de SiO₂, 2.12 y 3.07 % de FeO_{tot}, 0.0 y 0.23% de NiO y 0.002 y 0.23 % de MnO.

Las cromitas accesorias de estas antigoritas muestran una fuerte deformación que llega a formar colas δ de sentido de movimiento dextral siguiendo la lineación de estiramiento de serpentina en sentido E-O (Figura 65a). El núcleo de estas cromitas deformadas muestra composiciones de #Cr = 0.65-0.66, #Mg = 0.42-0.43, y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.05-0.06$. Rodeando este núcleo se observa un borde de ferricromita rico en Fe³⁺, que tiene una composición de #Cr = 0.90-0.92, #Mg = 0.21-0.25 y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.43-0.49$. Por último, y como un halo más distal, se identifica un borde de magnetita con #Cr = 0.97-0.99, #Mg = 0.05-0.06 y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.68$ (Figura 66a).

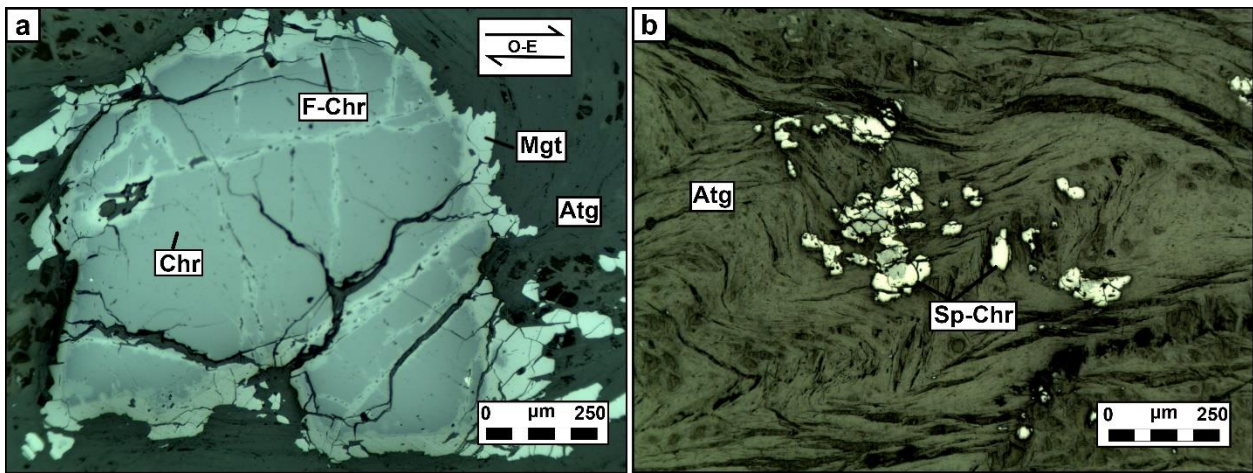


Figura 65. a) Imagen de microscopía de luz reflejada de cromita accesoria con morfología de cola δ de antigorita esquistosa de Centinela Bajo Norte. b) Imagen de microscopía de luz reflejada de cromitas deformadas en matriz de antigorita. Abreviatura: Atg: Antigorita, Chr: núcleo de cromita, F-Chr: Ferricromita (rica en Fe^{3+}), Mgt: Cr-Magnetita, Sp-Chr: Grano de cromita y sus bordes de alteración en conjunto.

En los diagramas Cr- Fe^{3+} -Al y #Mg vs #Cr de la Figura 66, se observa que existe un empobrecimiento en Al y Mg y un aumento en el contenido de Fe^{3+} de centro a borde.

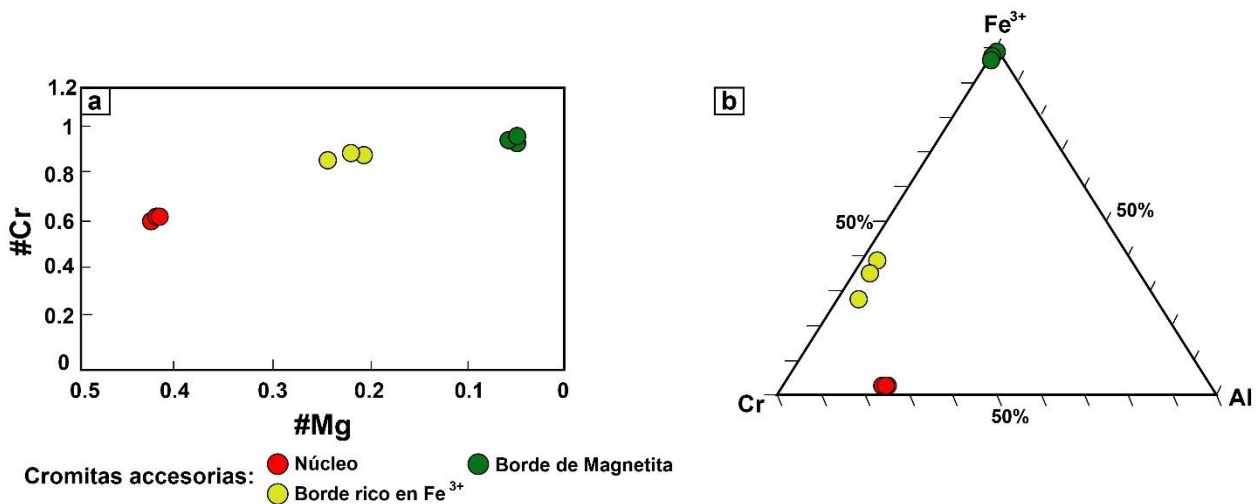


Figura 66. a) Diagramas binario #Cr (apfu) v/s #Mg (apfu) y b) ternario Cr- Fe^{3+} -Al mostrando la variación composicional en granos cromitas accesorias zonadas (núcleo y bordes) de antigoritas esquistosas.

Los diagramas de polos de orientación cristalográfica obtenidos mediante EBSD en silicatos (Figura 67) muestran que la dirección [001] en la antigorita es paralela a la dirección X en la muestra (dirección de eje axial de esquistosidad S_2), el plano (010) es subparalelo al plano de foliación (plano XY) y que el plano (100) es subparalelo al plano XZ. En el caso del olivino, la dirección [001] es subparalela la dirección Y, y las direcciones [100] y [010] son oblicuas a X y, por consiguiente, los planos (100) y (010) son oblicuos al plano XZ.

En la Figura 68 se observa que el núcleo de la cromita accesoria muestra casi nula deformación intracristalina. No obstante, el borde de alteración de ferricromita (rico en Fe^{3+}) muestra desorientaciones de bajo ángulo ($2-5^\circ$) y de manera localizada granos con desorientación $>10^\circ$ recrystalizados bajo el proceso de migración de borde de grano, lo que sugiere fuerte deformación. Como se muestra en la Figura 68, se tienen dos cristales deformados en contacto; las dislocaciones del más deformado migran hacia el grano menos deformados haciendo que este último crezca a expensas del primero, lo que es ventajoso energéticamente (Passchier y Trouw, 1998). El grano menos deformado se reconoce por la similitud en orientación de sus ejes con respecto al núcleo de cromita no deformado (Figura 68 y 69b, c, d). El borde de magnetita presenta elevada deformación intracristalina formándose bordes de grano con desorientación $>10^\circ$, y al igual que en el caso del borde de ferricromita, la presencia de bordes de grano muy irregulares (contactos suturados) sugiere su formación a través de un proceso de recrystalización por migración de borde de grano. El proceso descrito anteriormente se conoce como recrystalización dinámica, ya que solo opera si la deformación es activa, en consecuencia, la alteración de la cromita se produce en la medida en que se desarrolla la deformación.

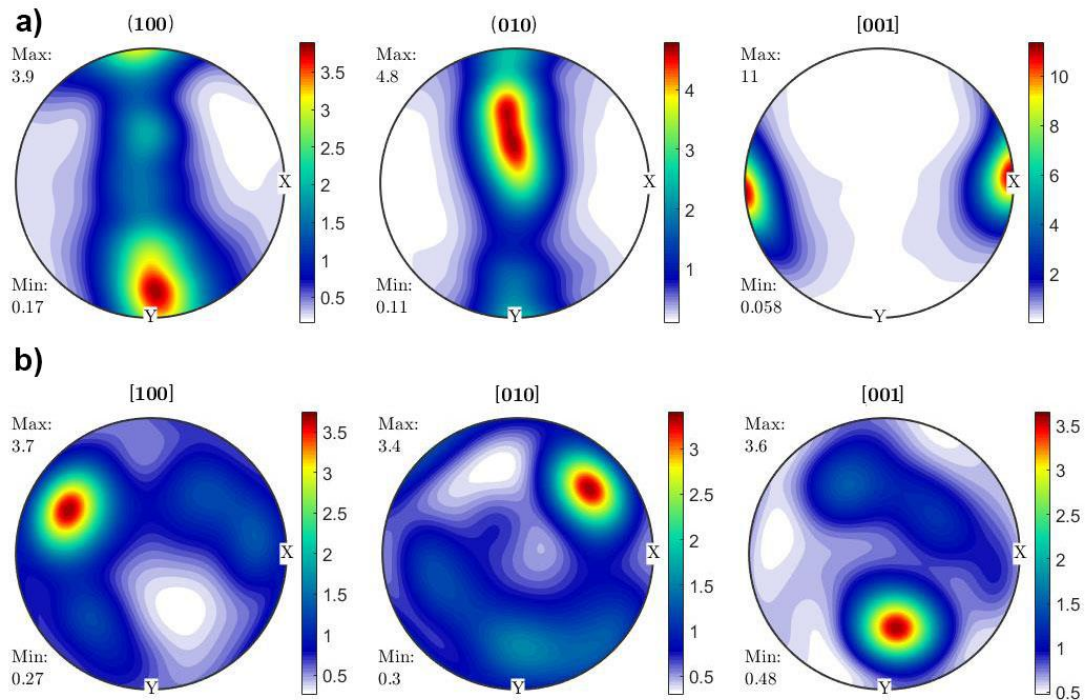
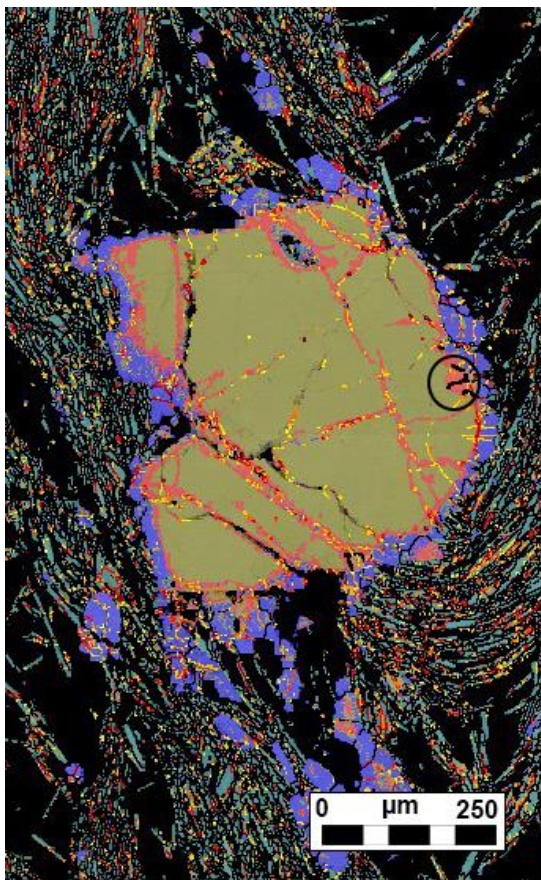


Figura 67. Diagramas de polos de orientación cristalográfica para a) antigorita ($12/m1$) y b) olivino (mmm) de antigorititas esquistosas de Centinela Bajo Norte. En el caso de la antigorita se representan los planos (100), (010) y el eje [001] y en el caso del olivino los ejes [100], [010] y [001] en el sistema de referencia de la muestra X, Y, Z. Proyección realizada en el hemisferio sur a igualdad de áreas en el plano de la misma. Referencia de la muestra: Plano de foliación: XY, X es paralelo a la dirección de lineación (dirección de eje axial de esquistosidad S_2). Eje Z saliendo del plano y perpendicular al plano XY. MUD: Múltiplo de densidad uniforme que expresa la distribución de los polos de los planos y ejes representados en escala de colores.



Migración de borde de grano en borde de cromita rico en Fe^{3+}

Fases

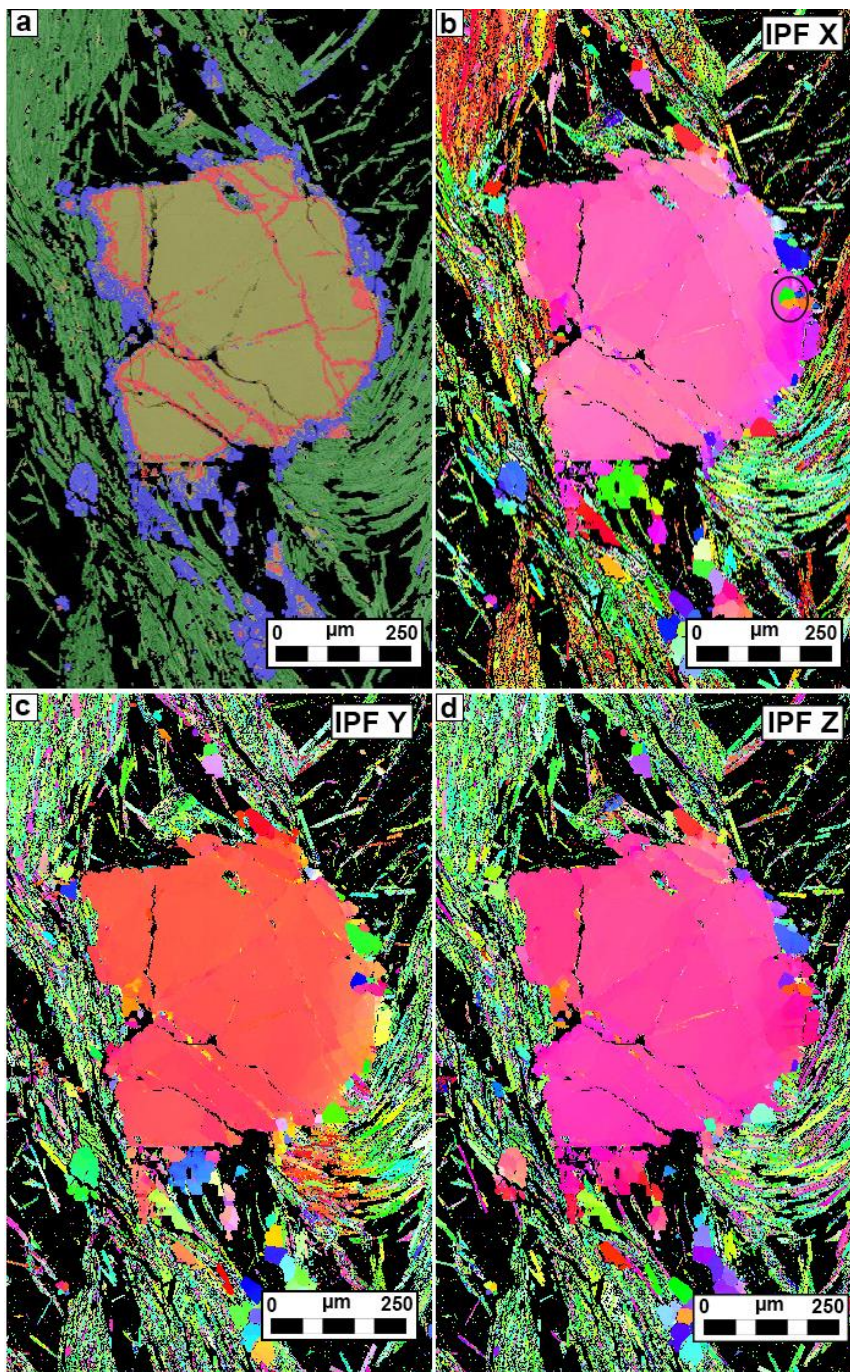
- Núcleo de cromita
- Borde rico en Fe^{3+}
- Borde de magnetita

Desorientación

- Borde de grano ($>10^\circ$)
- Borde de subgrano (5-10°)
- Deformación menor (2-5°)

Figura 68. Diagrama de fases con representación de deformación intracristalina (desorientación) en cristales de cromita accesoria zonada de antigorititas esquistosas de Centinela Bajo Norte. Obtenido a un paso (resolución) de 3 μm .

En los diagramas de orientación cristalográfica IPF de la Figura 69 (b, c y d), se observa que los granos recristalizados en el borde de magnetita están aleatoriamente orientados. De la misma manera, los granos del borde de ferricromita (rico en Fe^{3+}) y del núcleo no muestran orientación cristalográfica preferente ni tampoco sus ejes cristalográficos de referencia (triángulo y círculo de representación estereográfica) alineados con las direcciones de referencia de la muestra (X, Y, Z). Lo mismo se observa en los diagramas de polos asociados a la cromita accesoria y sus bordes de alteración (Figura 70), no obstante, de centro a borde, los ejes [111], [101] y [001] se muestran más aleatoriamente distribuidos.



Fases (a)

- Núcleo cromita
- Borde rico en Fe³⁺
- Borde de magnetita
- Serpentina (Antigorita)

IPF (b,c,d)

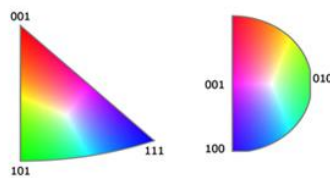


Figura 69. a) Diagrama de fases para cromita accesoria de antigoritas esquistosas. b), c) y d) Diagramas de orientación cristalográfica IPF donde se representan las direcciones de referencia de la muestra (X, Y, Z) con respecto al triángulo y círculo de representación estereográfica asociados a los ejes [111], [101], [001] y [100], [010], [001], respectivamente.

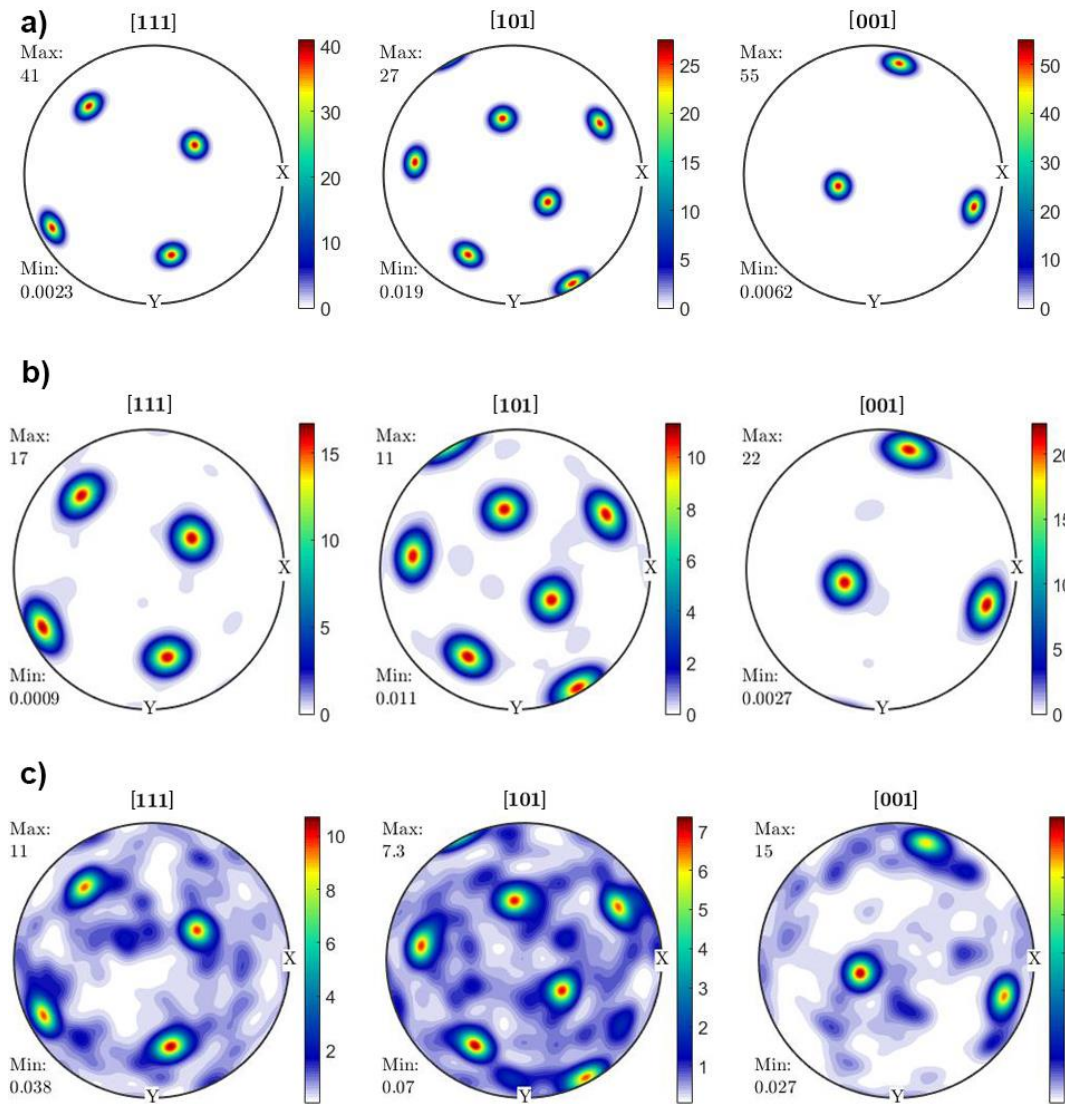


Figura 70. Diagramas de polos de orientación cristalográfica para cromita accesoria y sus bordes de alteración de antigoritas esquistosas de Centinela Bajo Norte. a) Núcleo de cromita, b) Ferricromita y c) Magnetita. Se representan los ejes [111], [101] y [001] en el sistema de referencia de la muestra X, Y, Z. Proyección realizada en el hemisferio sur a igualdad de áreas en el plano de la misma. Referencia de la muestra: Plano de foliación: XY, X es paralelo a la dirección de lineación (dirección de eje axial de esquistosidad S_2). Eje Z saliendo del plano y perpendicular al plano XY. MUD: Múltiplo de densidad uniforme que expresa la distribución de los polos de los planos y ejes representados en escala de colores.

4.3.2.3.2 Antigorititas con olivino metamórfico y carbonatos

Están formadas, principalmente, por antigorita y menores proporciones de olivino, dolomita y lizardita además de cromita y magnetita accesorias (Figura 71a, b).

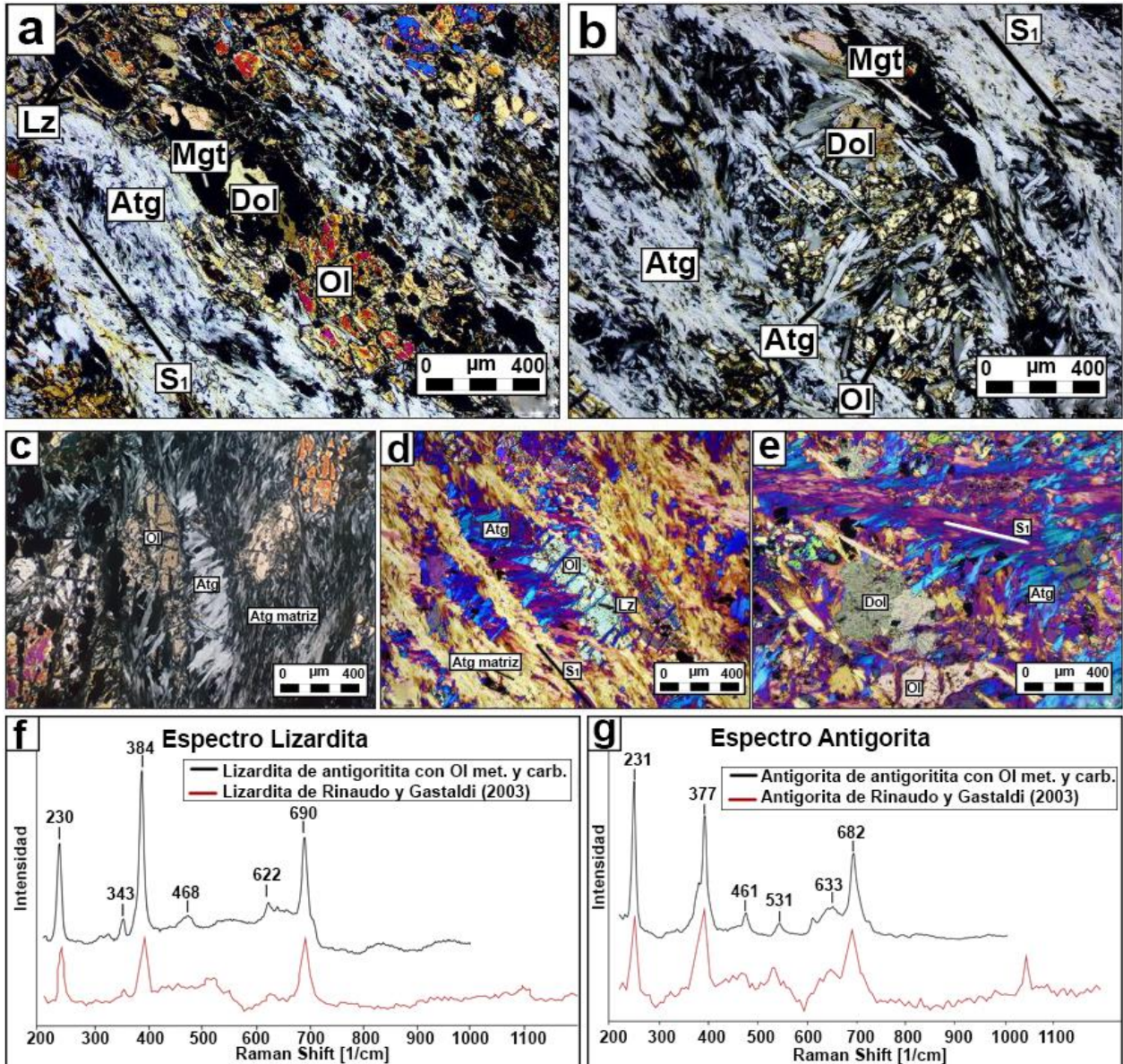


Figura 71. Imágenes de microscopía de luz transmitida de antigorititas con olivino metamórfico y carbonatos. a) Microdominios de olivino-magnetita-dolomita envueltos en una matriz de antigorita que sigue una foliación S_1 . b) Microdominio de intercrecimiento de antigorita-olivino con dolomita. c) Dos generaciones de antigorita. La primera: antigorita de matriz elongada según L_1 . La segunda: en paragénesis con olivino y perpendicular a la antigorita de la matriz. d) Imagen que muestra las orientaciones de las diferentes generaciones de antigorita además de lizardita en fractura ortogonal a la foliación. Elongación (al insertar placa de yeso) según largo lento (azul segundo orden) y largo rápido (amarillo primer orden). e) Imagen de orientaciones de antigorita con inclusión de dolomita. e) y f) Espectros Raman de lizardita ortogonal a la foliación de la matriz (imagen d) y antigorita de la matriz, respectivamente. Abreviatura: Atg: Antigorita, Dol: Dolomita, Lz: Lizardita, Mgt: Magnetita, Ol: Olivino. Condiciones de análisis Raman: LL = 532 nm, P = 25%, T = 4s, Acc = 7s.

En algunos dominios específicos de la roca, la antigorita y el olivino muestran relaciones de mutua interpenetración y orientación preferente, del mismo modo, se observan intercrecimientos de olivino, magnetita y dolomita (Figuras 71a, b, c). Texturalmente, se observa que estos olivinos provienen de la transformación de agregados de antigorita como se evidencia en la Figura 71d. El olivino se presenta como granos elongados de hasta 1 mm con una red de fracturas ortogonales (a veces rellenas de lizardita) a la foliación definida por la antigorita de la matriz (S_1). Esta foliación de antigorita se presenta estirada en sentido E-O y envuelve los microdominios de intercrecimientos de antigorita-olivino y olivino-dolomita-magnetita (Figura 71a, b, c, d). En ocasiones, los microdominios de antigorita-olivino, también, contienen agregados de dolomita (Figura 71b, e). Esta última, se presenta como granos anhedrales elongados paralelos a la foliación de la antigorita de la matriz (S_1) (Figura 71a, b, e).

El olivino presenta $\#Mg = 0.96$, y porcentajes en peso de entre 0.16 y 0.55 % de MnO, 3.42 y 4.65 % de FeO_{tot} y 0.35 y 0.51 % de NiO (Figura 72). Las elevadas razones de $\#Mg$, inclusive más altas que los valores estándares para olivinos metamórficos, se pueden explicar por metasomatismo de magnesio hacia los olivinos. Un registro de esto puede ser la presencia de dolomita en la roca. Los altos contenidos de Mn se explican por el bajo contenido de este que presentan las fases hidratadas como antigorita, esto produce que los olivinos (metamórficos) en equilibrio con esta fase presenten valores más elevados de Mn en comparación a olivinos de peridotitas mantélicas, donde este elemento esta equitativamente distribuido entre fases como clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino propiamente tal (Shen et al. 2015).

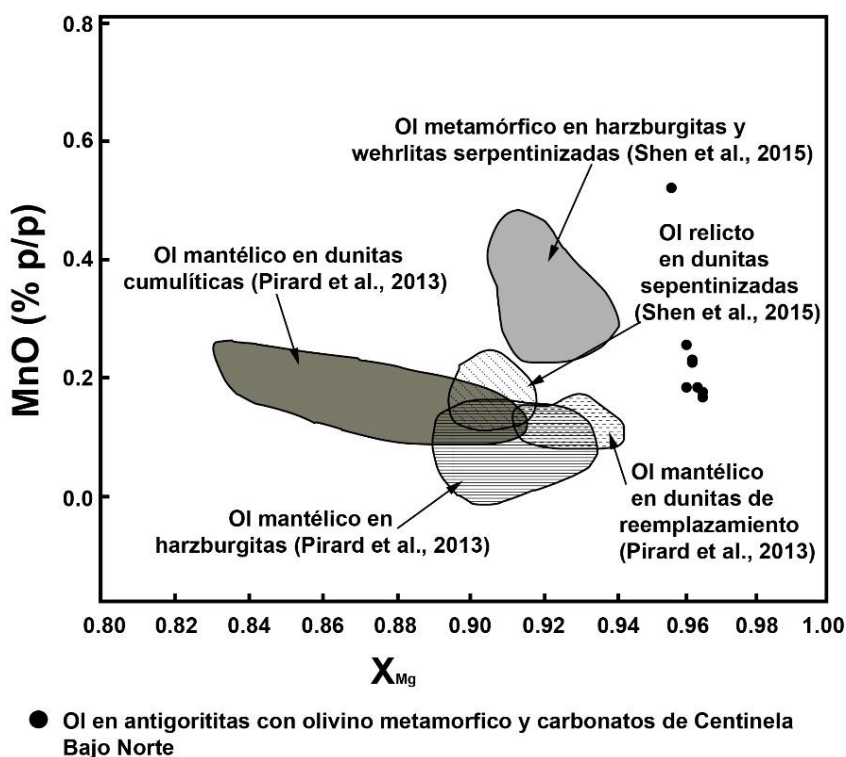


Figura 72. Diagrama MnO vs X_{Mg} para olivinos de antigoritas con olivino metamórfico y carbonatos de Centinela Bajo Norte. Se grafican como referencia los campos asociados a olivinos mantélicos (Pirard et al., 2013 y Shen et al., 2015) y metamórficos (Shen et al., 2015).

La antigorita contiene porcentajes en peso de entre 39.25 y 40.22 % de MgO, 41.71 y 44.99 % de SiO₂, 0.99 y 1.37% de FeO_{tot}, 0.06 y 0.13% de NiO y 0.01 y 0.11 % de MnO.

Los carbonatos (dolomita) presentan contenidos de MgO, en porcentaje en peso, de entre 22.59 y 23.19 % de MgO y 30.87 y 31.28 % de CaO.

Por otro lado, la cromita accesoria presenta zonaciones que se caracterizan por tener un núcleo con composiciones de #Cr = 0.66-0.67, #Mg = 0.47-0.55 y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.04-0.07$. Bordeando este núcleo se presenta un halo de ferricromita (rico en Fe³⁺), con #Cr = 0.81-0.95, #Mg = 0.32-0.44 y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.44-0.48$. Por último, y como un halo más distal, se observa un borde de Cr-magnetita que se caracteriza por tener un #Cr = 0.98-1, #Mg = 0.08-0.20 y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.67-0.69$ (Figuras 73a, b y 74).

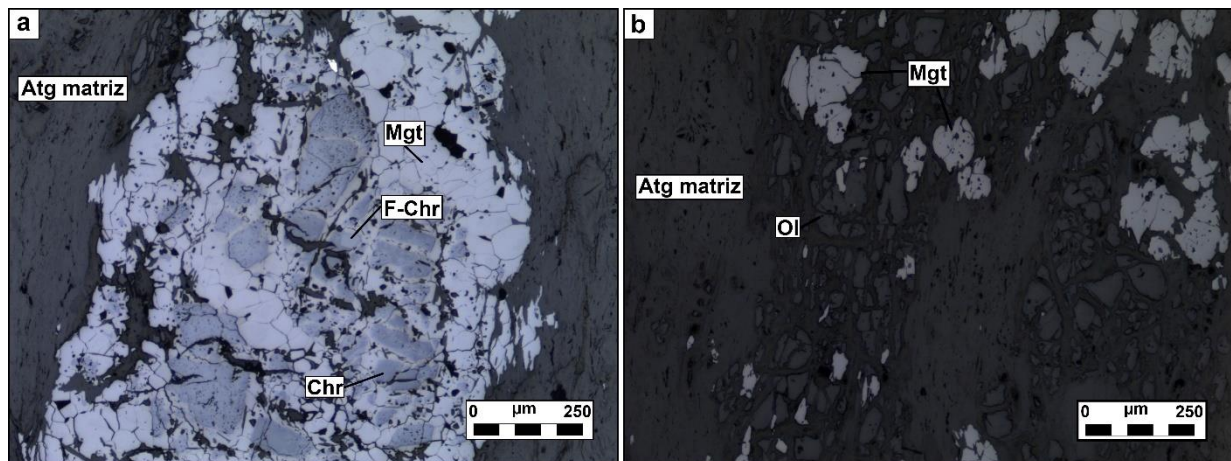


Figura 73. a) Imagen de microscopia de luz reflejada de cromita accesoria de antigorita con olivino metamórfico y carbonatos de Centinela Bajo Norte. b) Imagen de microscopia de luz reflejada de cromitas accesorias completamente alteradas a magnetita. Abreviatura: Atg: Antigorita, Chr: núcleo de cromita, F-Chr: Ferricromita (rica en Fe³⁺), Mgt: Cr-Magnetita, Ol: olivino.

En los diagramas ternario (Cr-Fe³⁺-Al) y binario (#Cr vs #Mg) de la Figura 74, se observa que desde el núcleo al borde de ferricromita (rico en Fe³⁺) existe un empobrecimiento en Al, un aumento en los contenidos de Fe³⁺ y los contenidos de Cr se mantienen, relativamente, constantes. Desde el borde de ferricromita hacia el halo distal de Cr-magnetita se observa un aumento marcado en el contenido de Fe³⁺ y una disminución en los contenidos de Al y Cr.

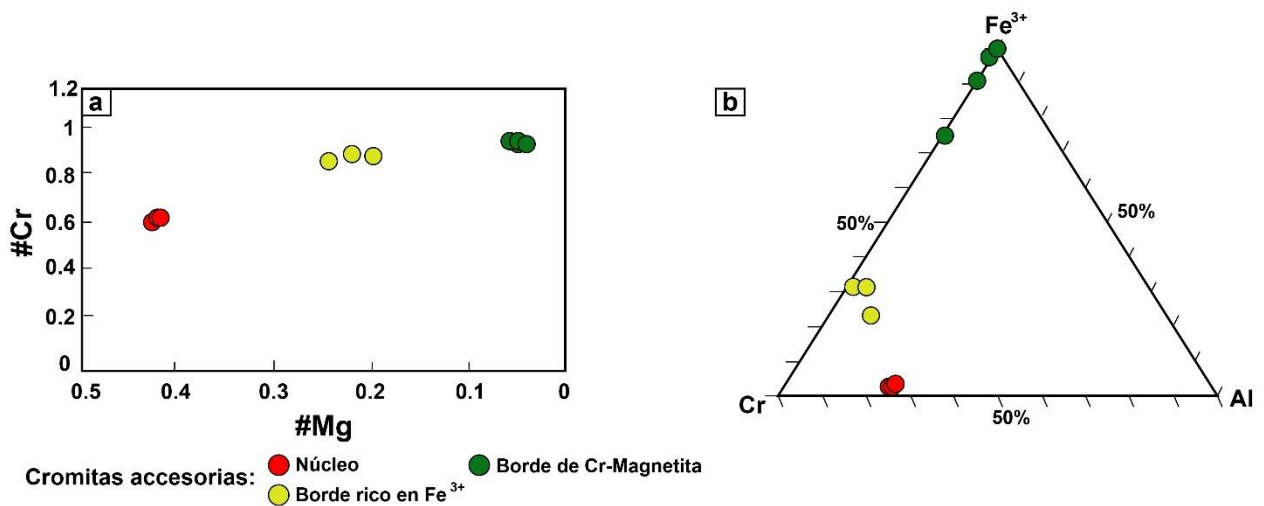


Figura 74. a) Diagramas binario #Cr (apfu) v/s #Mg (apfu) y b) ternario Cr-Fe³⁺-Al mostrando la variación composicional en granos cromitas accesorias zonadas (núcleo y bordes) de antigorititas con olivino metamórfico y carbonatos.

Los mapas de EBSD (Figura 75) muestran que, efectivamente, la antigorita y olivino están intercrecidos en ciertos microdominios de la roca, mientras que en otros microdominios el olivino corta a diferentes generaciones de antigorita. Esto sugiere, conjuntamente con la composición de los olivinos mostrada anteriormente, un posible origen metamórfico de los mismos como producto de la deshidratación de la antigorita a temperaturas por sobre los 650 °C (Ulmer y Trommsdorff, 1995).

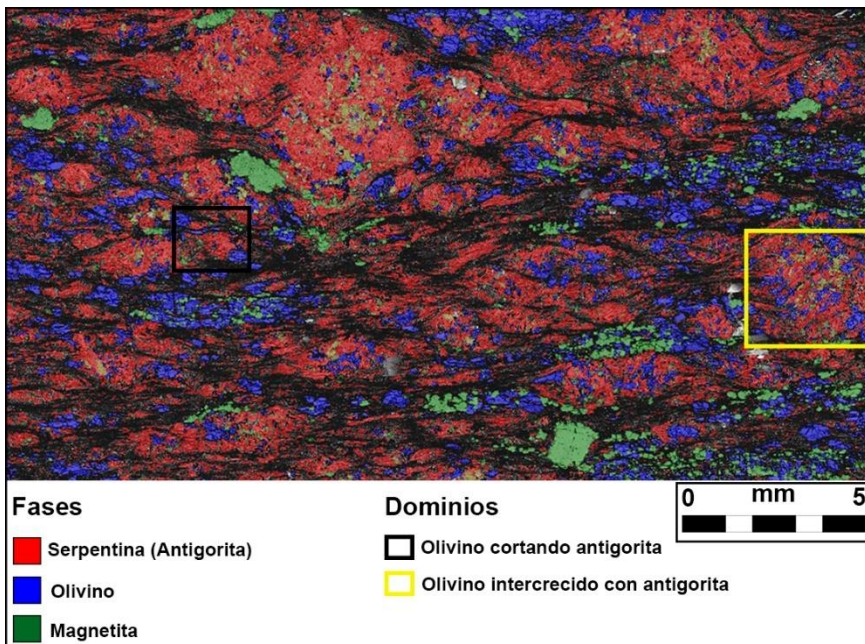


Figura 75. Diagrama de fases para antigorititas con olivino metamórfico y carbonatos obtenido mediante la técnica EBSD (JEOL 5600). Resolución: Paso de 20 μm.

Los diagramas de polos de orientación cristalográfica EBSD (Figura 76) muestran que el eje [010] de la antigorita es paralelo a la dirección X (dirección de lineación L_1 de antigorita de la matriz) y el plano (001) es subparalelo al plano XY. Asimismo, el eje [001] del olivino es subparalelo a la dirección Y, y su eje [010] subparalelo a la dirección X en la muestra.

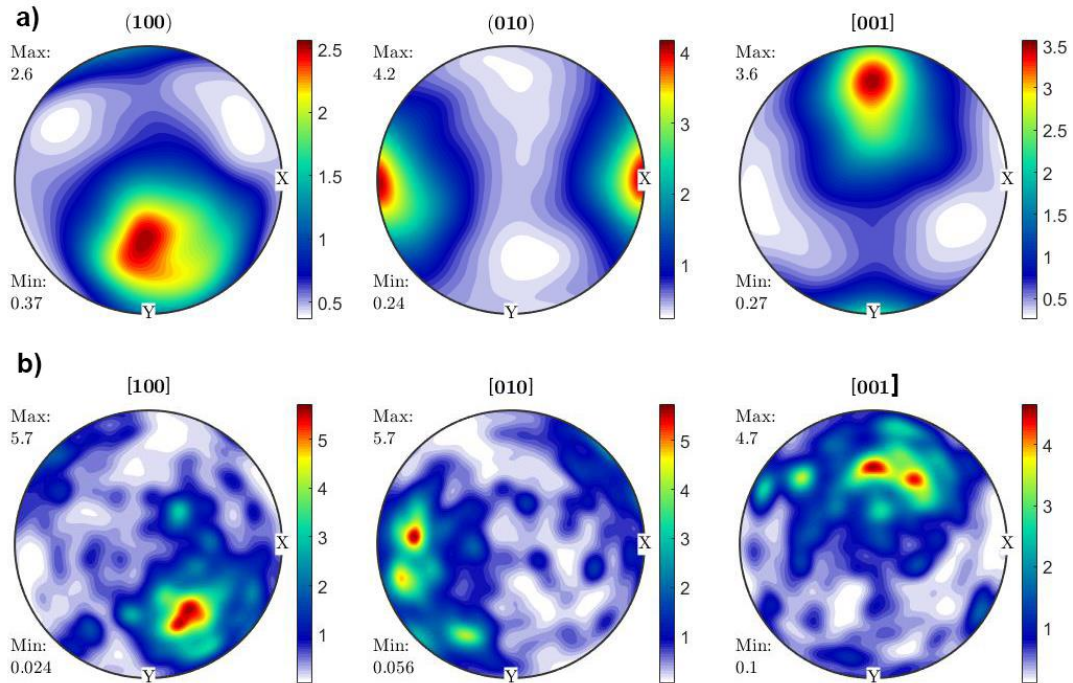


Figura 76. Diagramas de polos de orientación cristalográfica para a) antigorita ($12/m1$) y b) olivino ($m3m$) de antigoritas con olivino metamórfico y carbonatos de Centinela Bajo Norte. En el caso de la antigorita se representan los planos (100), (010) y el eje [001] y en el caso del olivino los ejes [100], [010] y [001] en el sistema de referencia de la muestra X, Y, Z. Proyección realizada en el hemisferio sur a igualdad de áreas en el plano de la misma. Referencia de la muestra: Plano de foliación: XY, X es paralelo a la dirección de lineación (dirección de lineación L_1 de antigorita de la matriz). Eje Z saliendo del plano y perpendicular al plano XY. MUD: Múltiplo de densidad uniforme que expresa la distribución de los polos de los planos y ejes representados en escala de colores.

4.3.2.3.3 Antigoritas con diópsido

Este tipo de serpentinitas se reconocieron, exclusivamente, en dos afloramientos, uno que se localizan 200 m al sur del sector de Loma Rurik y otro en la Loma de las Ovejas.

El afloramiento localizado al sur de la Loma Rurik es el de mejor calidad, y en el se diferencian al menos tres subdominios, que en esta Tesis se denominaran de aquí en adelante como zonas 1, 2 y 3, respectivamente (Figura 77).

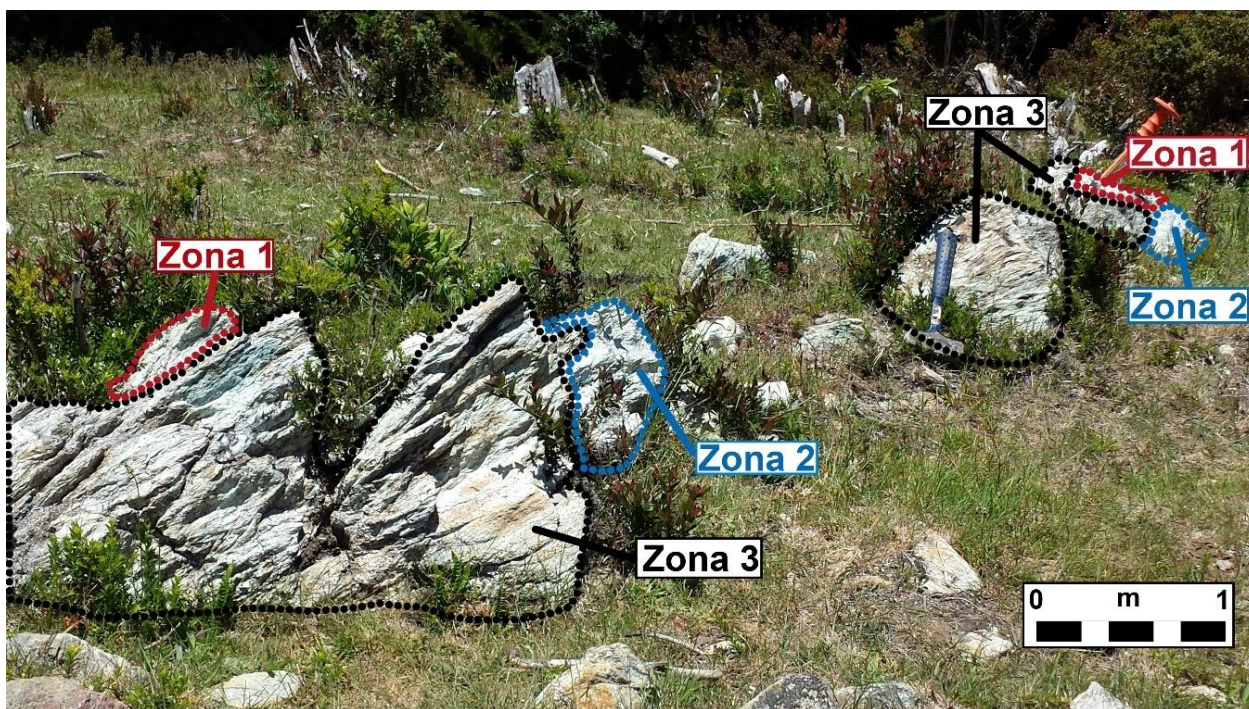


Figura 77. Imagen mostrando los tres subdominios identificados en el afloramiento de serpentinitas con diópsido al sur de la Loma Rurik.

Zona 1 o interna de la estructura

Está compuesta por antigorita (> 90% modal), diópsido, cromita y magnetita accesorias y gran cantidad de arseniuros de níquel. La antigorita se presenta en textura interpenetrativa y formando plegamiento leve en el sentido de la crenulación de plano axial S_3 . A su vez, vetillas de diópsido intercrecidos con magnetita y arseniuros de níquel suelen penetrar la matriz de antigorita (Figura 78).

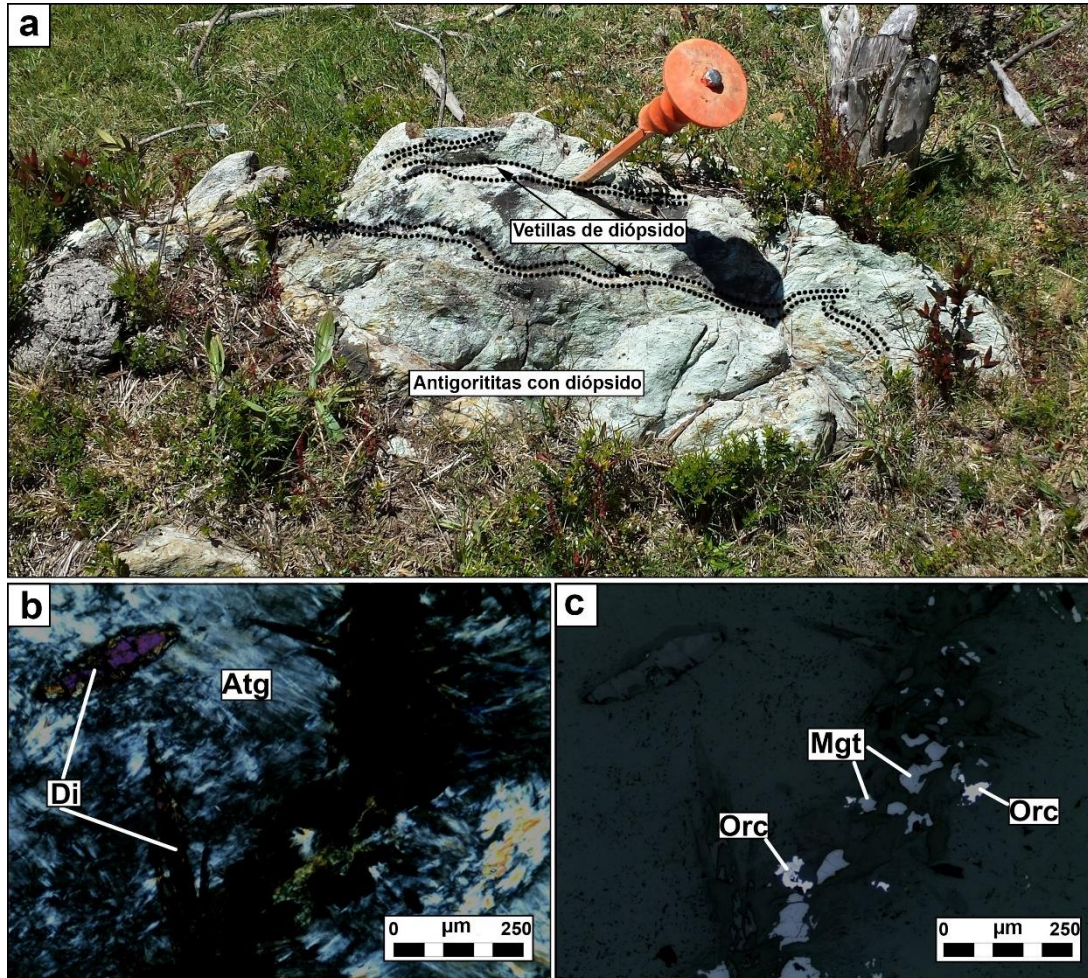


Figura 78. a) Imagen a escala de afloramiento donde se observan vetillas de diópsido cortando antigorita. b) Imagen de microscopía de luz transmitida de Zona 1 de antigoritas con diópsido. c) Imagen de microscopía de luz reflejada de Zona 1 de antigoritas con diópsido. Espesor de la sección delgada: 80 µm.

Los diópsidos presentan porcentajes en peso de entre 54.34 y 54.84 % de SiO_2 , 25.8 y 26.00 % de CaO , 17.13 y 17.52 % de MgO , 1.05 y 1.40 % de FeO_{tot} , 0.032 y 0.045 % de Cr_2O_3 , 0.01 y 0.025% de TiO_2 y 0.01 y 0.11 % de Al_2O_3 . Esto se traduce en un $\#Mg = 0.95\text{-}0.96$.

El análisis de orientación cristalográfica EBSD (diagramas de polos) en silicatos (Figura 79) muestra que el eje [001] en antigorita es paralelo a la dirección Y de la muestra, el plano (010) es paralelo al plano de foliación XY y el eje [100] es subparalelo a la dirección X (dirección de eje axial de crenulación S_3). El diópsido no tiene una orientación cristalográfica preferente, a pesar de que los planos (100) y (010) de este mineral son perpendiculares entre si y a su vez perpendiculares al plano de foliación XY.

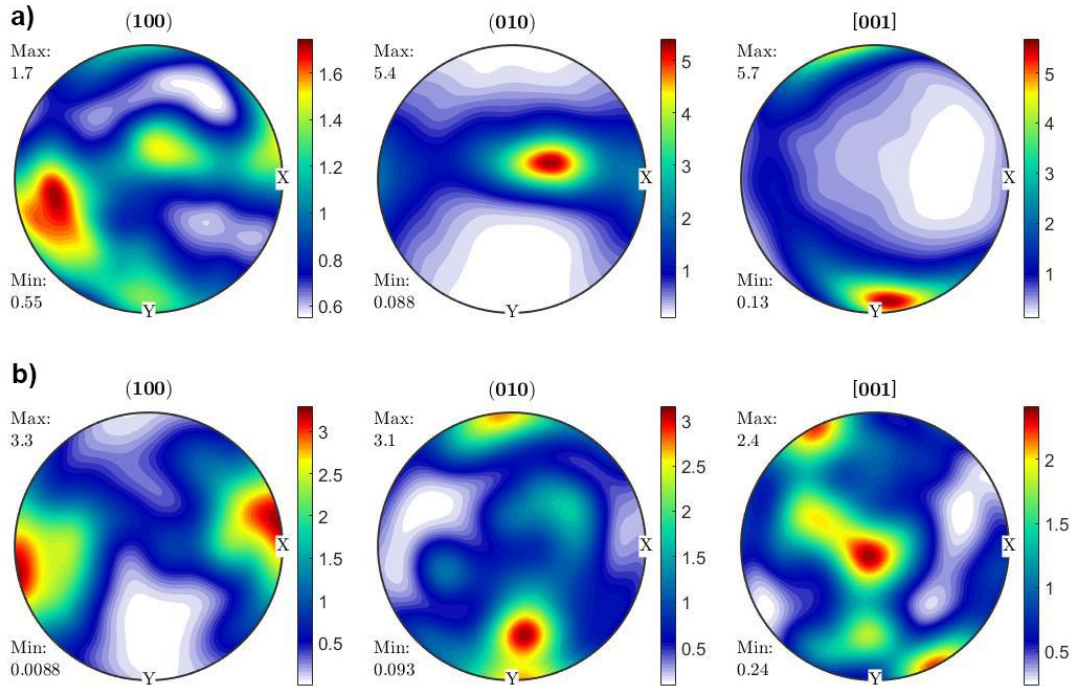


Figura 79. Diagramas de polos de a) antigorita (12/m1) y b) diópsido (12/m1) de serpentinitas de discontinuidad (Zona 1) de Centinela Bajo Norte. Se representan los planos (100), (010) y el eje [001] para ambos minerales en el sistema de referencia de la muestra X, Y, Z. Proyección realizada en el hemisferio sur a igualdad de áreas en el plano de la misma. Referencia de la muestra: Plano de foliación: XY, X es paralelo a la dirección de lineación (dirección de eje axial de crenulación S_3). Eje Z saliendo del plano y perpendicular al plano XY. MUD: Múltiplo de densidad uniforme que expresa la distribución de los polos de los planos y ejes representados en escala de colores.

Las cromitas de la zona 1 muestran núcleos no deformados (desorientaciones $<5^\circ$) rodeados por bordes deformados de magnetita cuya desorientación es $\sim 10^\circ$ que incluso llegan a formar subgranos. Los contactos suturados y engolfados, entre los granos, evidencia que estos recrystalizaron bajo un proceso de migración de borde de grano (Figura 80).

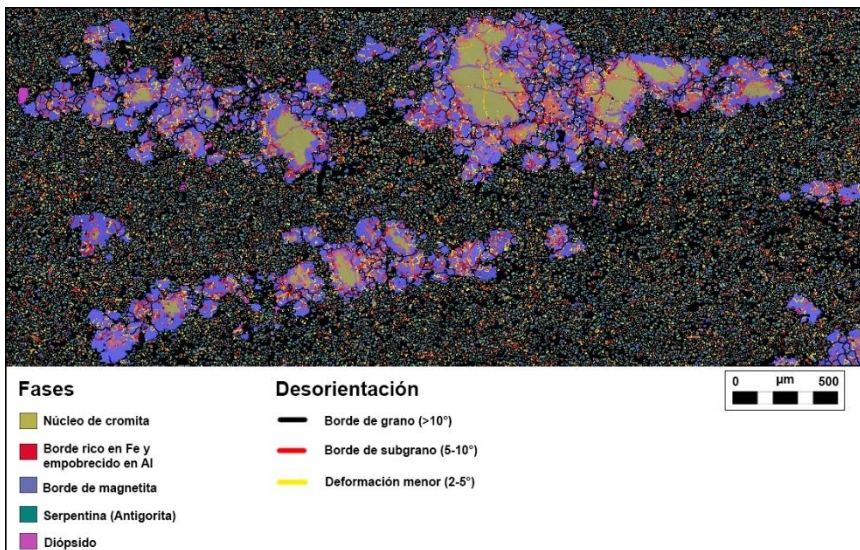


Figura 80. Diagrama de fases con representación de deformación intracristalina (desorientación) en cristales de cromita accesoria zonada de antigorititas con diópsido (Zona 1) de Centinela Bajo Norte. Obtenido a un paso (resolución) de 5 μm .

Por otro lado, la distribución de polos de ejes cristalográficos en los núcleos de cromita y los bordes de magnetita no muestran concentraciones de estos en torno a una dirección específica de la muestra, no obstante, en el halo distal de magnetita la distribución de polos es más aleatoria a pesar de mantener la misma orientación que el núcleo (Figura 81).

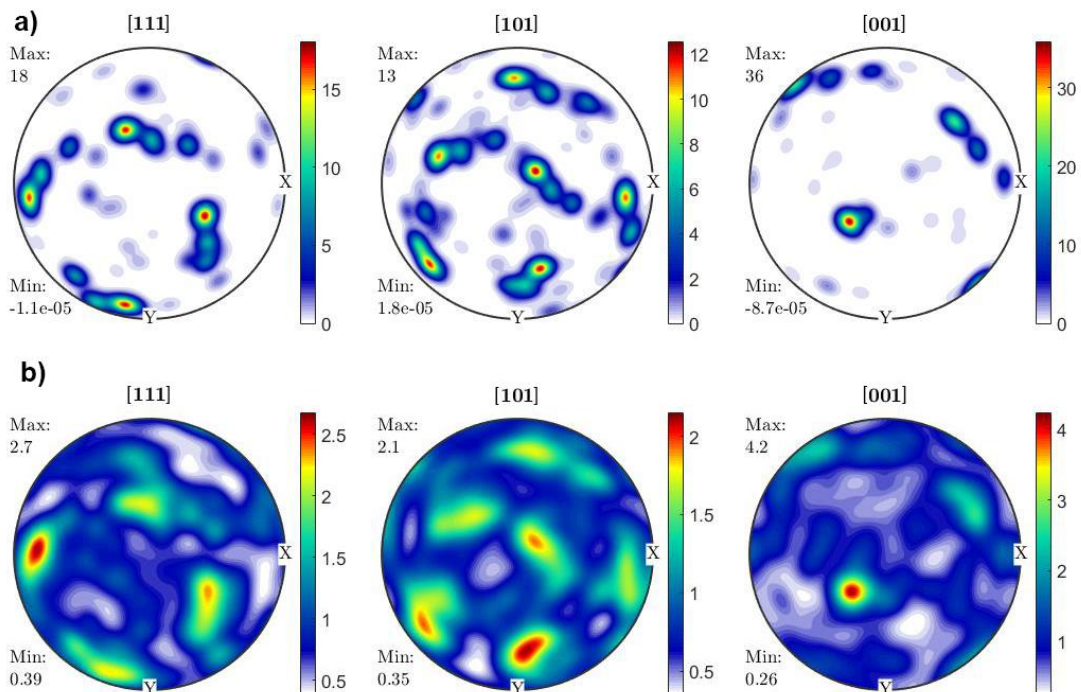


Figura 81. Diagramas de polos para a) núcleo de cromita accesoria y b) borde de magnetita de antigorititas con diópsido (Zona 1) de Centinela Bajo Norte. Se representan los ejes [111], [101] y [001] en el sistema de referencia de la muestra X, Y, Z. Proyección realizada en el hemisferio sur a igualdad de áreas en el plano de la misma. Referencia de la muestra: Plano de foliación: XY, X es paralelo a la dirección de lineación (dirección de eje axial de crenulación S_3). Eje Z saliendo del plano y perpendicular al plano XY. MUD: Múltiplo de densidad uniforme que expresa la distribución de los polos de los planos y ejes representados en escala de colores.

Del mismo modo, los diagramas de orientación cristalográfica IPF (Figura 82a, b y c) muestran que tanto los granos del núcleo de cromita como del borde de magnetita se encuentran aleatoriamente orientados.

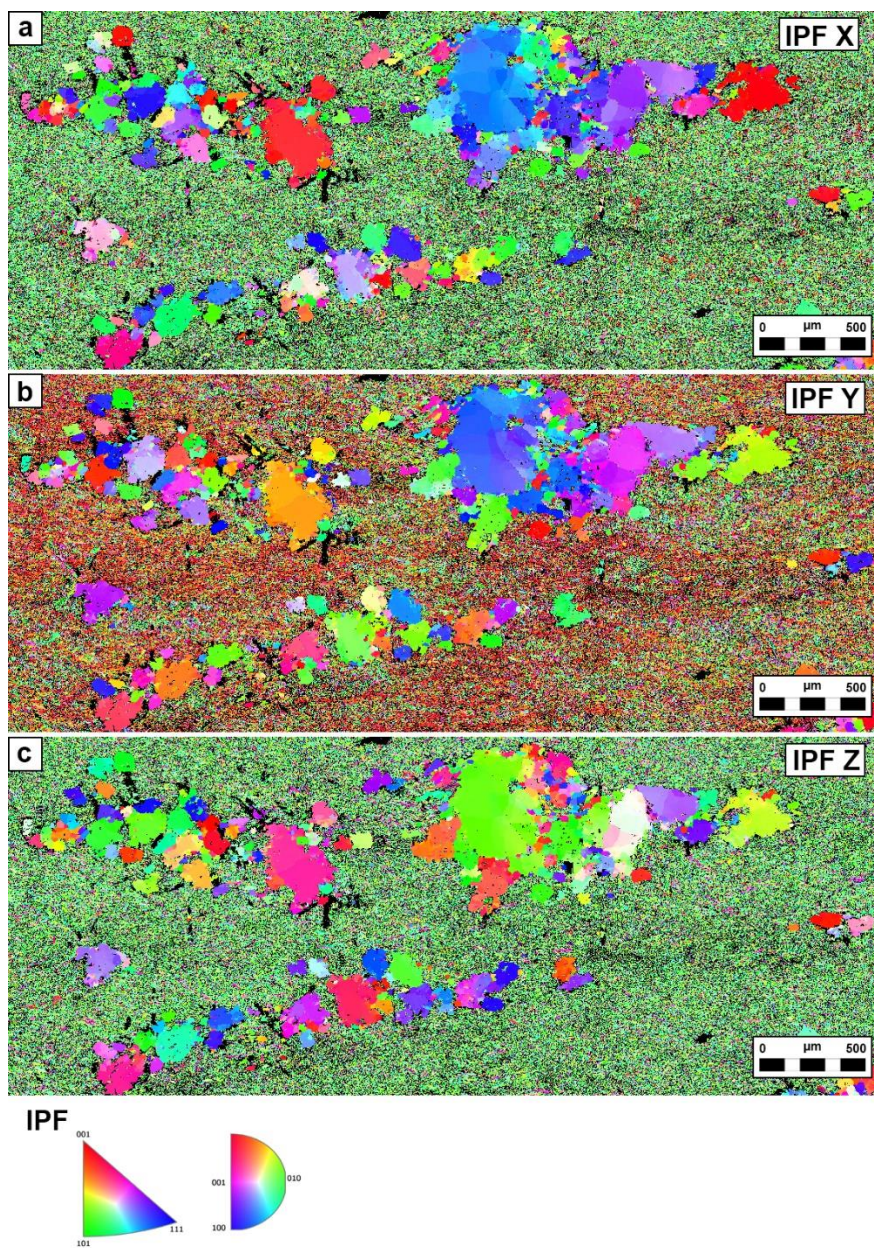


Figura 82. a), b) y c) Diagramas de orientación cristalográfica IPF para cromitas accesorias y sus bordes de alteración de antigoritas con diópsido (Zona 1) donde se representan las direcciones de referencia de la muestra (X, Y, Z) con respecto al triángulo y círculo de representación estereográfica asociados a los ejes [111], [101], [001] y [100], [010], [001], respectivamente.

Zona 2 o intermedia de la estructura

Está compuesta, fundamentalmente, por antigorita cortada por vetillas diópsido, y granos de cromita, magnetita y arseniuros de níquel accesorios. La antigorita forma textura interpenetrativa, sin embargo, el grado de deformación de esta zona intermedia es mayor que en la zona interna del pliegue. Así, algunas vetillas de diópsido están ligeramente plegadas junto con la matriz de antigorita siguiendo la crenulación con plano axial S_3 (Figura 83).

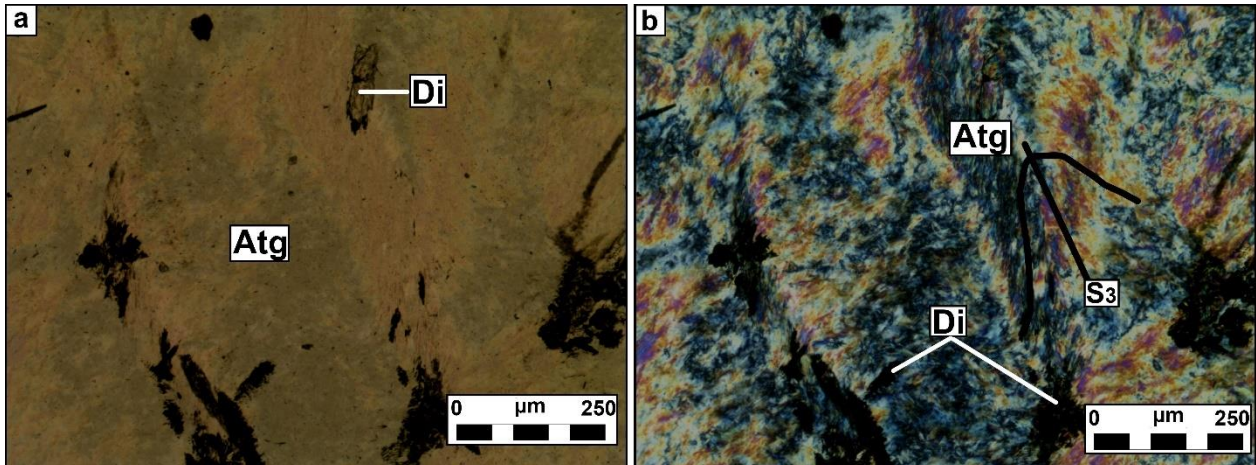


Figura 83. Imágenes de microscopía de luz transmitida de antigorita con diópsido (Zona 2) perteneciente del área de La Cabaña. Antigorita en textura interpenetrativa y plegada. Las vetillas de diópsido se observan levemente deformadas. a) nícoles paralelos b) nícoles cruzados. Abreviatuta: Atg: antigorita, Di: diópsido. Espesor de la sección delgada: 80 µm.

Al igual que en las demás litologías, la cromita accesoria se encuentra zonada (Figura 84a, b) constituyéndose de un núcleo con composiciones de $\#Cr = 0.55-0.58$, $\#Mg = 0.23-0.27$, y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.13-0.15$. Bordeando este núcleo se halla un halo de ferricromita (rico en Fe^{3+}), que tiene una composición de $\#Cr = 0.86-0.96$, $\#Mg = 0.07-0.08$ y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.45$ y 0.54 . Por último, y como un halo más distal, se observa un borde de magnetita que se caracteriza por tener un $\#Cr = 0.94-0.99$, $\#Mg = 0.01-0.02$ y $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.66$ (Figura 85a).

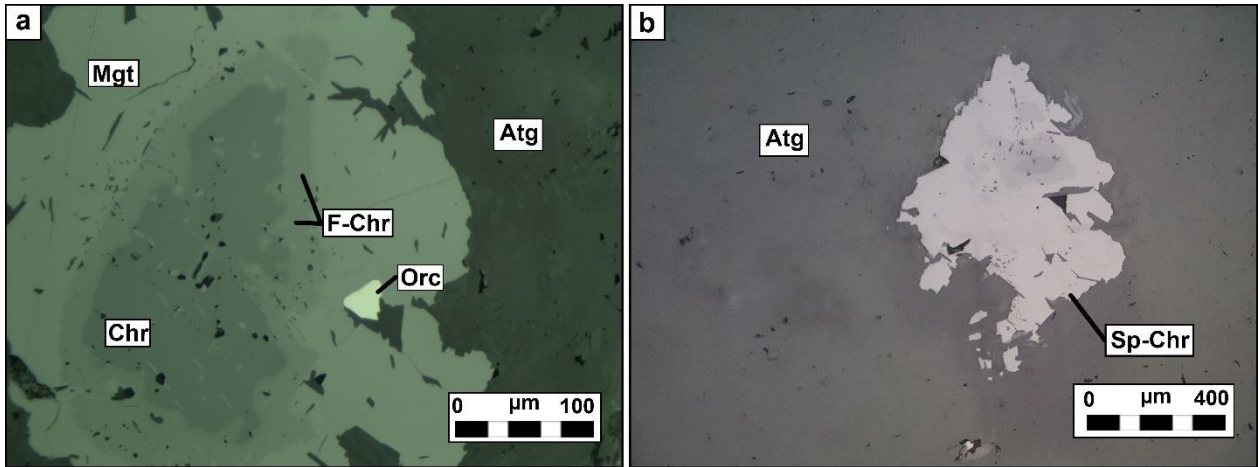


Figura 84. A) Imagen de microscopia de luz reflejada de cromita accesoria de antigoritas con diópsido (Zona 2) de Centinela Bajo Norte. B) Grano de cromita accesoria y sus bordes de alteración en antigorita con diópsido. Abreviatura: Chr: núcleo de cromita, F-Chr: Cromita rica en Fe^{3+} , Mgt: Magnetita, Orc: Orelita, Sp-Chr: Grano de cromita y sus bordes de alteración.

Los diagramas ternario Cr- Fe^{3+} -Al y binario #Cr vs #Mg de la Figura 85 muestran un empobrecimiento en Al y Mg y un enriquecimiento en Fe^{3+} de centro a borde. Se observa, también, que la cromita accesoria (núcleo y bordes) presenta contenidos más altos de Fe^{3+} en comparación a cromitas accesorias de otras litologías descritas anteriormente.

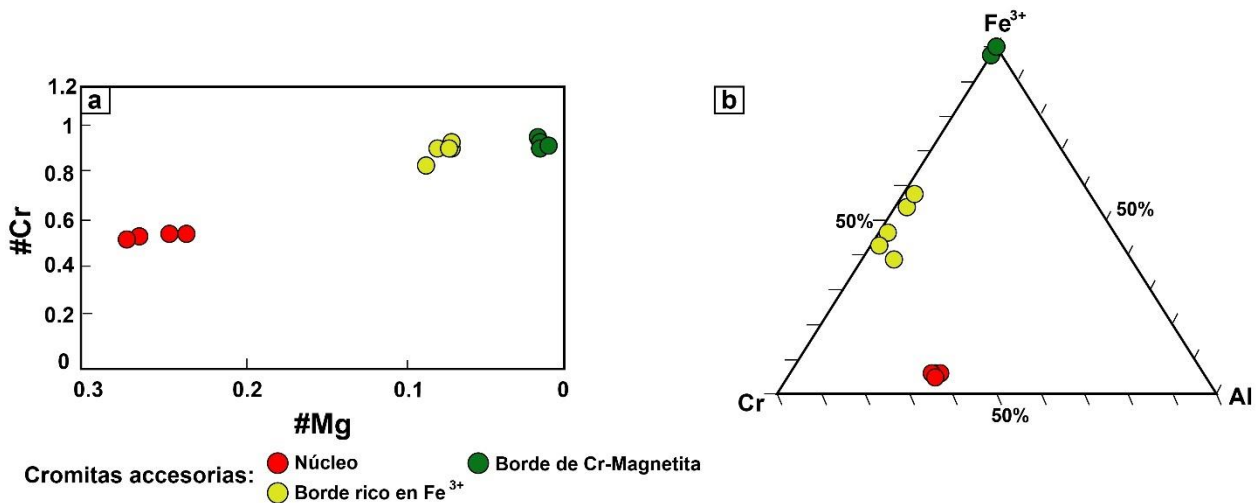


Figura 85. a) Diagramas binario #Cr (apfu) v/s #Mg (apfu) y b) ternario Cr- Fe^{3+} -Al mostrando la variación composicional en granos cromitas accesorias zonadas (núcleo y bordes) de antigoritas diopside (Zona 2).

Zona 3 o externa de la estructura

Este es el sector con mayor grado de deformación en la estructura y al igual que las dos zonas anteriores consiste, fundamentalmente, de antigorita, aunque también se preservan pequeñas cantidades de olivino junto con cromita, magnetita sulfuros y arseniuros accesorios. La antigorita se presenta formando pliegues verticales coincidentes con la crenulación de plano de esquistosidad S_3 (Figura 86a y b).

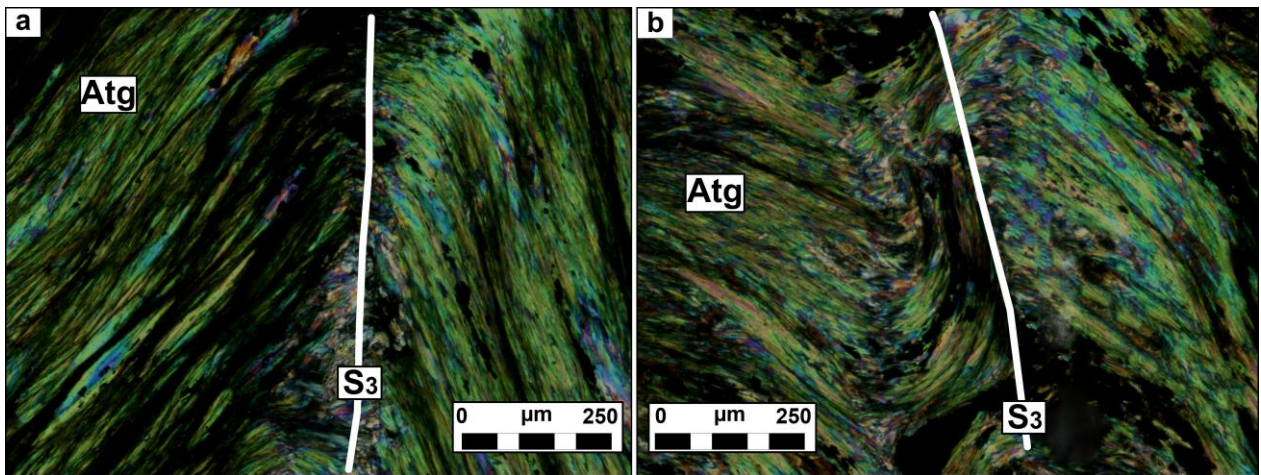


Figura 86. Imágenes de microscopía de luz transmitida de antigoritas con diópsido (Zona 3) del área de La Cabaña. a) y b) Antigorita se observa afectada por una crenulación vertical de plano axial S_3 . Abreviatura: Atg: antigorita. Espesor de la sección delgada: 80 μm .

Al igual que en las otras zonas, la cromita accesoria está zonada (Figura 87a, b). Su estructura está conformada por un núcleo de cromita con $\#Cr = 0.65-0.66$, $\#Mg = 0.39-0.40$ y razón $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.12-0.15$. Bordeando este núcleo se observa un halo de cromita porosa (rico en Fe^{2+}) con un $\#Cr = 0.85-0.90$, $\#Mg = 0.29-0.31$ y razón $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.28-0.41$. Rodeando el borde anterior, se observa un borde de magnetita que se caracteriza por tener un $\#Cr = 0.84-0.99$, $\#Mg = 0.07-0.08$ y razón $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+}) = 0.68-0.69$ (Figura 88a). Algunas cromitas se presentan con morfología de cola δ . Estas últimas se originan, posiblemente, a partir de los pliegues asociados al evento de deformación D_3 , debido a la superposición de este evento sobre un evento de deformación previo (D_2) (Figura 87a).

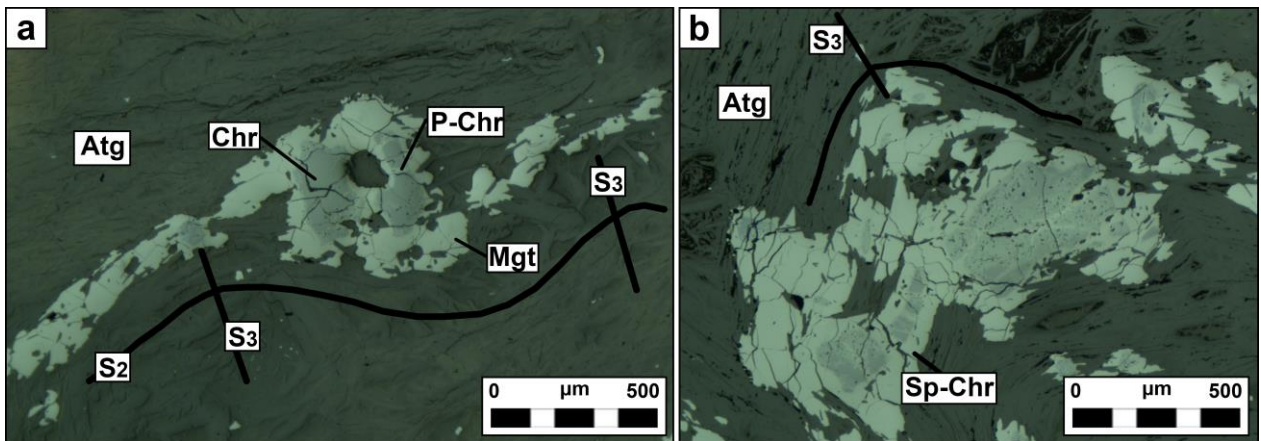


Figura 87. a) Imagen de microscopia de luz reflejada de cromita accesoria con morfología de cola δ de antigoritita con diópsido (Zona 3) de Centinela Bajo Norte. b) Grano de cromita accesoria plegado por el evento D_3 . Abreviatura: Atg: Antigorita, Chr: Núcleo de cromita, P-Chr: Cromita rica en Fe^{2+} , Mgt: Magnetita, Sp-Chr: Grano de cromita y sus bordes de alteración.

En los digramas de la Figura 88 se observa que, desde las partes centrales a los bordes de los granos, estos muestran una tendencia de empobrecimiento en Al y enriquecimiento en $FeO_{(tot)}$. Así, en una primera etapa, se enriquece, de manera más marcada, en Fe^{2+} , y a medida que progresa la alteración, en Fe^{3+} , hasta formarse magnetita. Del mismo modo, se observa que de centro a borde existe una disminución en el contenido de Mg. A pesar de que el contenido de Cr y Al disminuye significativamente de centro a borde el #Cr se mantiene, relativamente, constante debido a que la disminución de ambos elementos es proporcional.

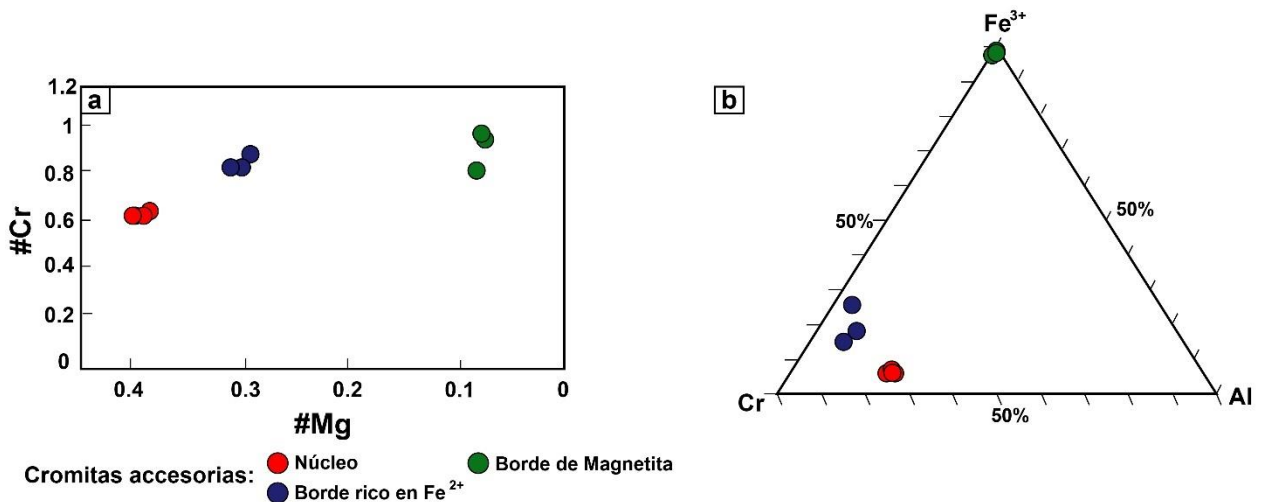


Figura 88. a) Diagramas binario #Cr (apfu) v/s #Mg (apfu) y b) ternario Cr- Fe^{3+} -Al mostrando la variación composicional en granos cromitas accesorias zonadas (núcleo y bordes) de antigorititas diopside (Zona 3).

Los mapas de distribución de fases generados mediante EBSD (Figura 89) muestran que existen numerosos espacios no indexados que podrían corresponder a un mineral que en algún instante estuvo en equilibrio con antigorita. En algunos microdominios se pudo identificar que parte de estos espacios corresponden a cristales de olivino.

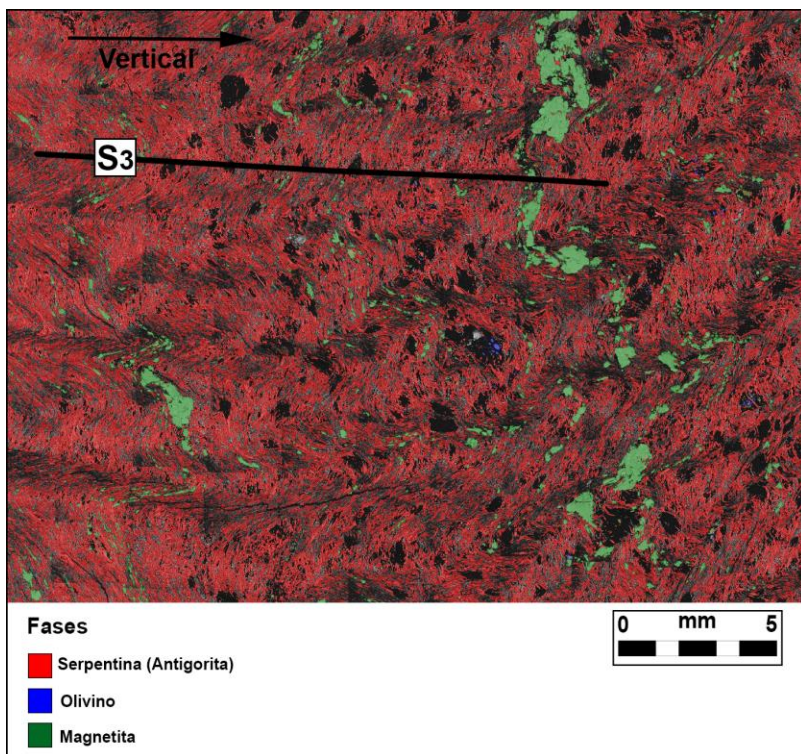


Figura 89. Diagrama de fases para antigoritas con diópsido (Zona 3) obtenido mediante la técnica EBSD (JEOL 5600). Resolución: Paso de 13 μm .

Los diagramas de polos de orientación cristalográfica (EBSD) para la antigorita (Figura 90) muestran que el plano (100) es paralelo al plano de foliación XY y el eje [001] es subparalelo al sentido de lineación X (dirección de eje axial de crenulación S_3).

Por otro lado, los núcleos de cromita muestran casi nula deformación intracristalina, de la misma manera, el borde de ferricromita (rico en Fe^{3+}) evidencia escasa deformación interna (en parte porque se encuentra poco desarrollado), sin embargo, el halo más distal de magnetita muestra desorientación $> 10^\circ$ evidenciando elevados grados de deformación intracristalina en forma de granos recristalizados a través de migración de borde de grano (Figura 91).

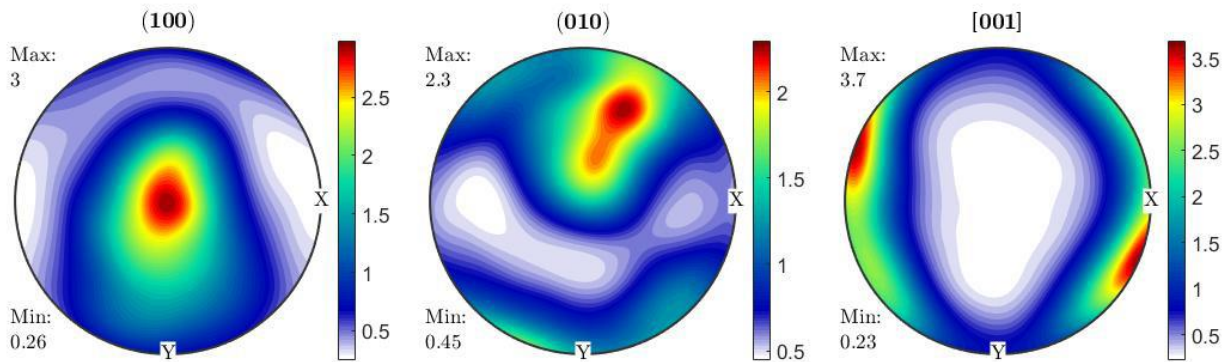


Figura 90. Diagramas de polos de orientación cristalográfica para antigorita ($12/m1$) de antigorititas con diópsido (Zona 3) de Centinela Bajo Norte. Se representan los planos (100), (010) y el eje [001] para ambos minerales en el sistema de referencia de la muestra X, Y, Z. Proyección realizada en el hemisferio sur a igualdad de áreas en el plano de la misma. Referencia de la muestra: Plano de foliación: XY, X es paralelo a la dirección de lineación (dirección de eje axial de crenulación S_3). Eje Z saliendo del plano y perpendicular al plano XY. MUD: Múltiplo de densidad uniforme que expresa la distribución de los polos de los planos y ejes representados en escala de colores.

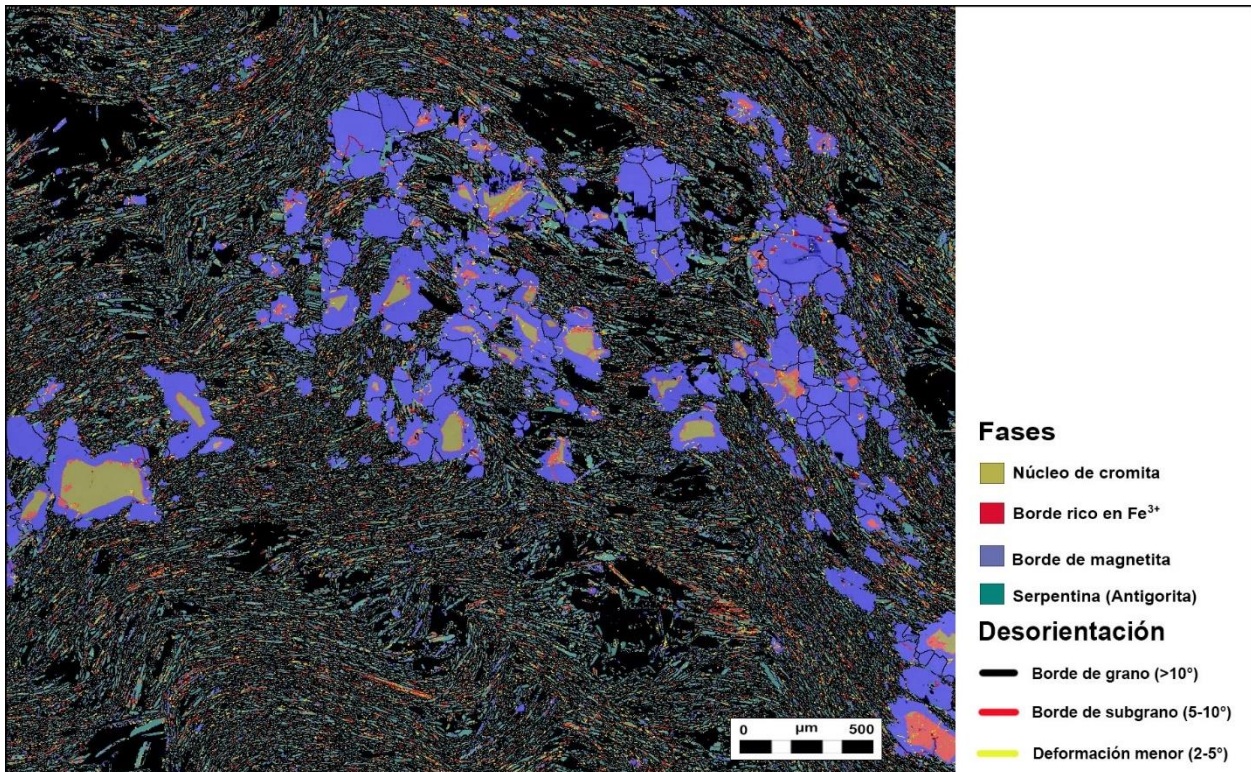


Figura 91. Diagrama de fases con representación de deformación intracristalina (desorientación) en cristales de cromita accesoria zonada de antigorititas con diópsido (Zona 3) de Centinela Bajo Norte. Obtenido a un paso (resolución) de $2.5 \mu m$.

Los diagramas de orientación cristalográfica IPF (Figura 92) muestran que los ejes de referencia de los cristales de cromita y sus bordes de alteración ([111], [101] y [001]) no muestran tendencia a orientarse en torno a los ejes de referencia de la muestra (X, Y, Z). De la misma manera, los diagramas de polos para cromita y el borde de alteración de magnetita (Figura 93) muestran que ambas no poseen orientación cristalográfica preferente. Además, se observa que los lugares de concentración de polos difieren entre

núcleo y borde de magnetita, perdiéndose, en parte, la relación de topotaxia entre ambos mostrada por las cromitas accesorias de las demás litologías.

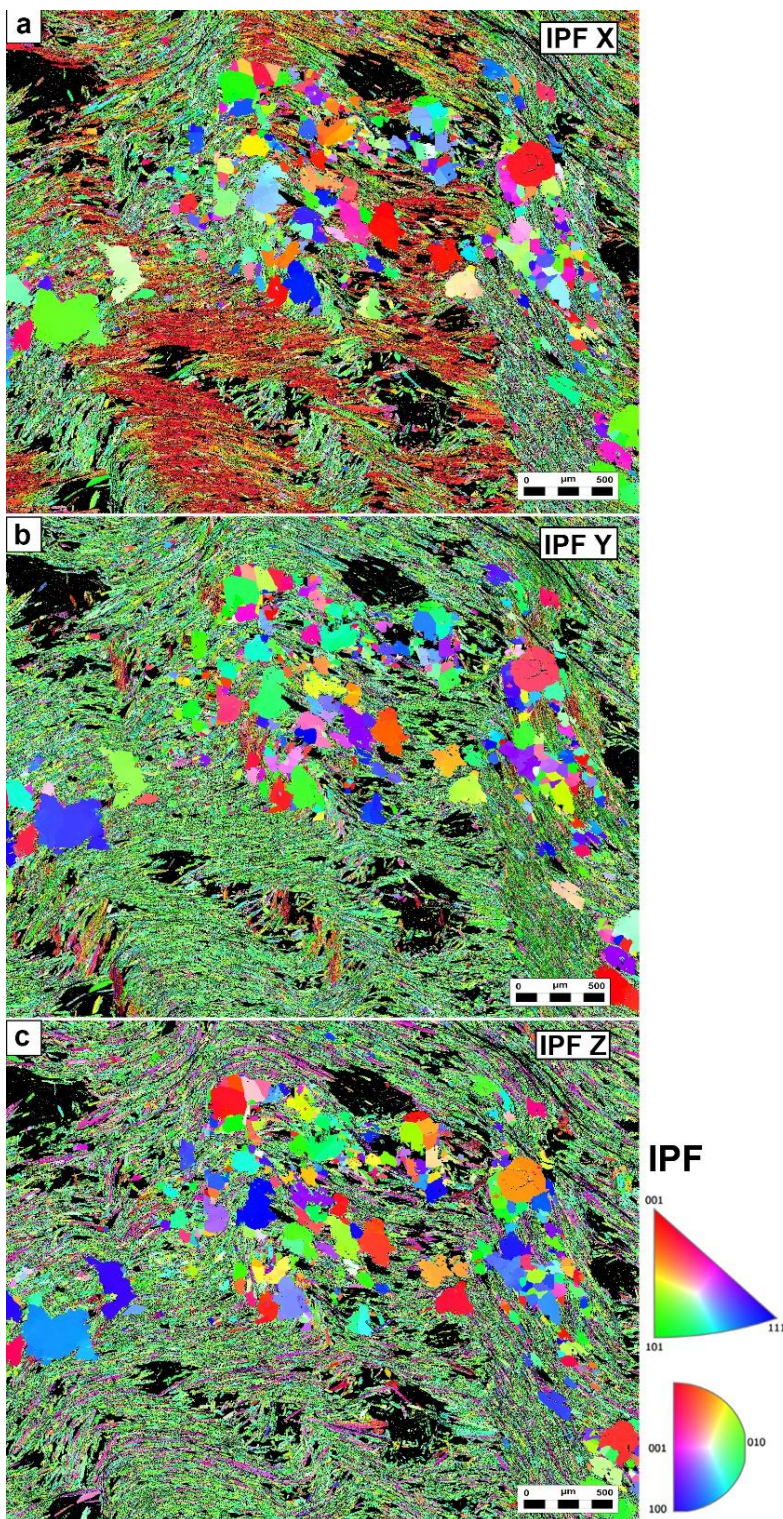


Figura 92. a), b) y c) Diagramas de orientación cristalográfica IPF para cromitas accesorias y sus bordes de alteración de antigoritas con diópsido (Zona 3) donde se representan las direcciones de referencia de la muestra (X, Y, Z) con respecto al triángulo y círculo de representación estereográfica asociados a los ejes [111], [101], [001] y [100], [010], [001], respectivamente.

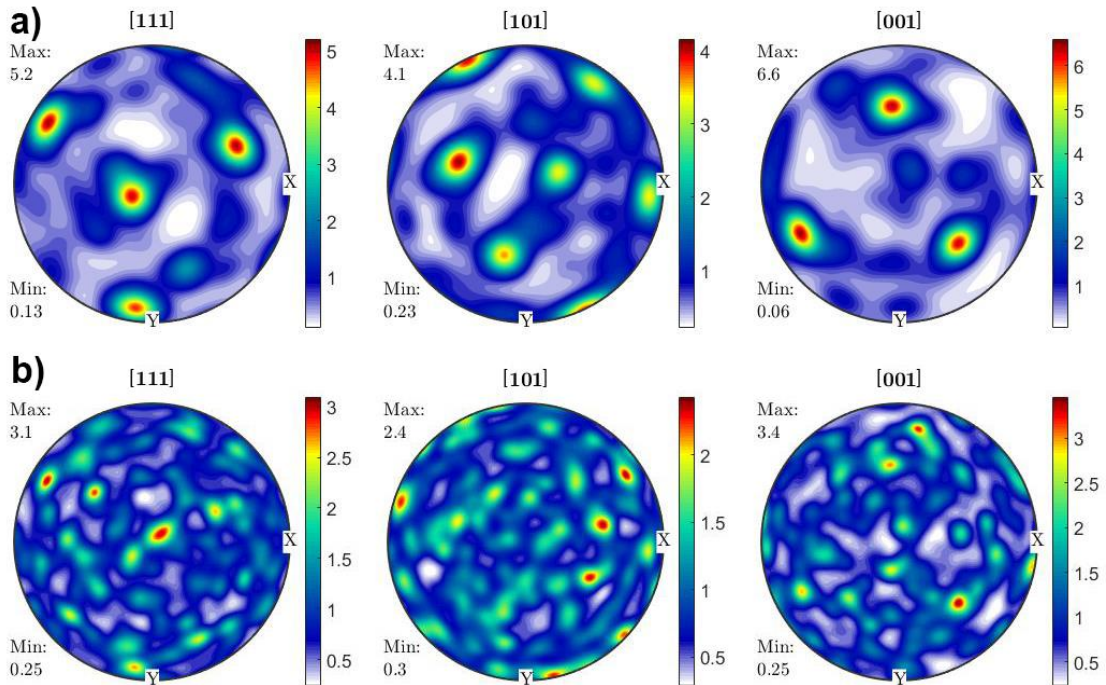


Figura 93. Diagramas de polos de orientación cristalográfica para a) Núcleo de cromita accesoria y b) Borde de magnetita de antigoritas con diópsido (Zona 3) de Centinela Bajo Norte. Se representan los ejes [111], [101] y [001] en el sistema de referencia de la muestra X, Y, Z. Proyección realizada en el hemisferio sur a igualdad de áreas en el plano de la misma. Referencia de la muestra: Plano de foliación: XY, X es paralelo a la dirección de lineación (dirección de eje axial de crenulación S_3). Eje Z saliendo del plano y perpendicular al plano XY. MUD: Múltiplo de densidad uniforme que expresa la distribución de los polos de los planos y ejes representados en escala de colores.

4.3.2.3.4 Antigorititas con Ti-condrodita y Ti-clinohumita

Se componen, principalmente, de olivino, antigorita, lizardita, crisotilo, Ti-condrodita, Ti-clinohumita y cromita y magnetita accesorias. Los olivinos se presentan como cristales de hasta 1.5 mm intercrecidos con antigorita y, en ocasiones, con inclusiones de la misma (Figura 94a). Los cristales de Ti-condrodita y Ti-clinohumita se observan asociados con los olivinos previamente descritos, además de magnetita. La Ti-clinohumita se presenta en contacto con olivino y antigorita y, esta última, puede estar incluida en ambos minerales (Figuras 94a y b). La Ti-condrodita puede estar rodeando a Ti-clinohumita, o bien, siendo rodeada por esta (Figura 94c). La asociación olivino-antigorita-Ti-condrodita-Ti-clinohumita-magnetita se encuentra incluida en una matriz de antigorita que muestra plegamiento según S_2 sobre una lineación L_1 formada previamente (Figura 94d). Algunos olivinos muestran crecimientos tardíos de lizardita, del mismo modo, se observa crisotilo siguiendo el plegamiento de la matriz de antigorita.

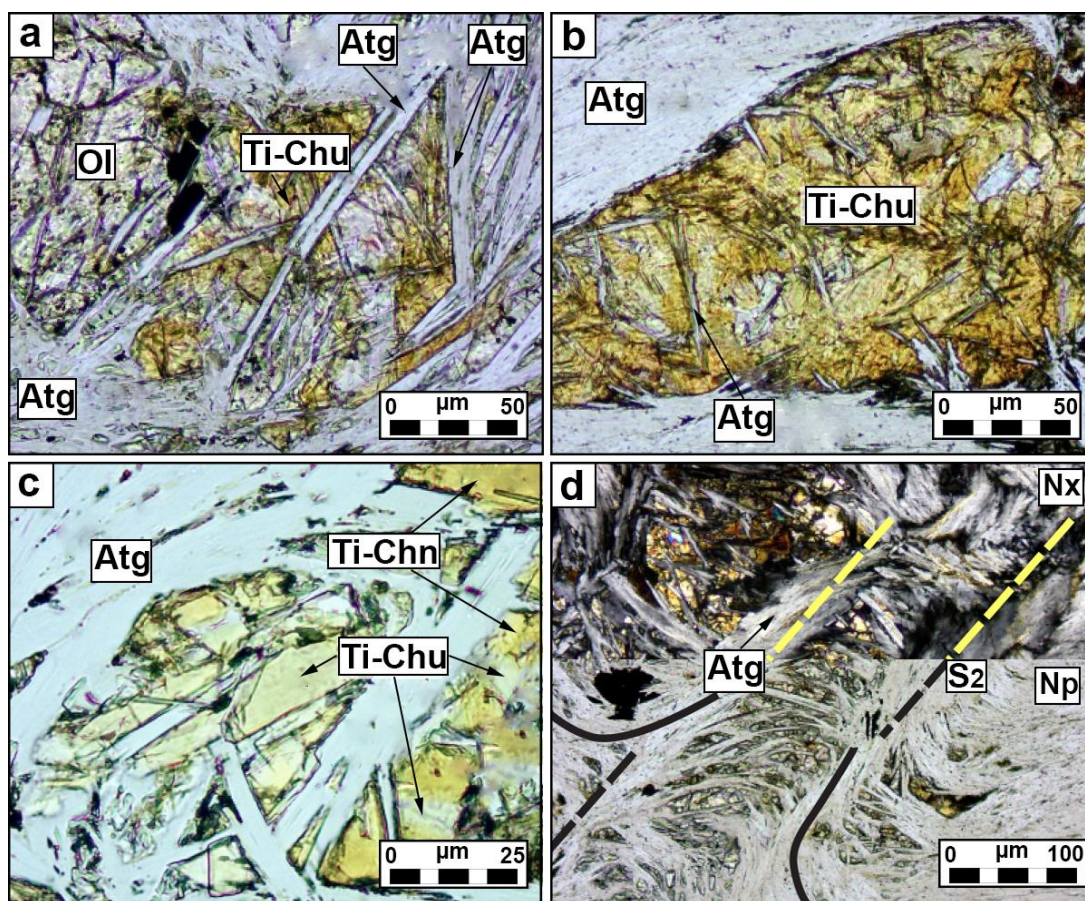


Figura 94. Imágenes de microscopía de luz transmitida de antigorititas con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita. a) Olivino metamórfico en contacto con Ti-clinohumita con inclusiones de antigorita. b) Ti-clinohumita con inclusiones de antigorita. c) Ti-condrodita en paragénesis con Ti-clinohumita, ambas, intercrecidas con antigorita. d) Asociación de olivino-antigorita-Ti-clinohumita-Ti-condrodita en matriz de antigorita plegada según el evento de deformación D_2 . Abreviatura: Atg: Antigorita, Ol: Olivino, Ti-Chn: Ti-condrodita, Ti-Chu: Ti-clinohumita. N_x : Nícoles cruzados, N_p : Nícoles paralelos.

El olivino presenta $\#Mg = 0.90-0.92$ y porcentajes en peso de entre 0.33 y 0.62 % de MnO, 7.65 y 7.44 % de FeO_{tot} y 0.34 y 0.50 % de NiO. Considerando los contenidos de MnO, la mayoría de estos olivinos se enmarcan por sobre el campo de olivinos metamórficos según Shen et al. 2015, no obstante, están dentro del rango en cuanto al rango de $\#Mg$ obtenido por estos autores (Figura 95). Sumado a esto, las relaciones texturales, descritas previamente, predicen el origen metamórfico de estos cristales.

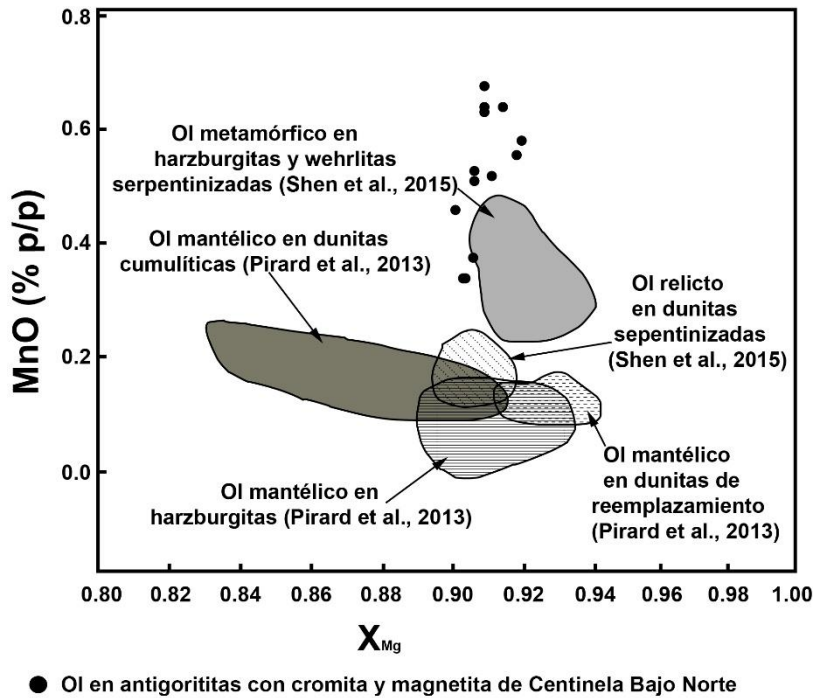


Figura 95. Diagrama MnO vs X_{Mg} para olivinos de antigoritas con Ti-condrodita y Ti-clinohumita de Centinela Bajo Norte. Se grafican como referencia los campos asociados a olivinos mantélicos (Pirard et al., 2013 y Shen et al., 2015) y metamórficos (Shen et al., 2015).

Por su parte, la Ti-clinohumita contiene porcentajes en peso de entre 46.33 y 47.79 % de MgO, 36.58 y 37.71 % de SiO_2 , 7.36 y 7.85 % de $FeO_{(tot)}$ y 3.46 y 5.18 % de TiO_2 . La Ti-condrodita en asociación con la Ti-clinohumita contiene porcentajes en peso de entre 44.41 y 46.41 % de MgO, 32.77 y 35 % de SiO_2 , 7.51 y 7.9 % de $FeO_{(tot)}$ y 6.46 y 8.9 % de TiO_2 .

5 MINERALIZACIÓN DE ELEMENTOS DEL GRUPO DEL PLATINO (EGP)

5.1 CUERPO ULTRAMÁFICO DE LAVANDEROS

Se determinó la concentración de EGP en una antigoritita representativa de las que forman este cuerpo, así como de dos rocas contiguas que forman la zona de contacto del cuerpo ultramáfico con las rocas encajantes. En general, las tres muestras presentan patrones de EGP normalizado al condrito C1 (Naldrett y Duke, 1980) con pendientes positivas para EGP-I (Elementos del subgrupo del Ir: Os, Ir, Ru) y pendientes negativas para EGP-P (Elementos del subgrupo del Pt: Rh, Pt, Pd). Las muestras presentan valores muy similares de Pt y Pd, aunque se distinguen por sus diferentes contenidos en EGP-I y Rh (Figura 96a; Anexo 6).

La antigoritita de la zona interior del cuerpo muestra un contenido total de EGP de hasta 19 ppb. El patrón de EGP normalizado al condrito C1 de esta roca se caracteriza por anomalías positivas en Ru (5 ppb) y Pt (7 ppb) además de una fuerte anomalía negativa en Os (1 ppb).

La anfibolita (de la zona de contacto) tiene contenidos totales EGP intermedios entre la antigoritita y el esquisto de talco (Anexo 6). No obstante, esta roca muestra, como se mencionó anteriormente, una anomalía relativa positiva de Ru (9 ppb). Los EGP-P presentan un patrón relativamente plano con una leve anomalía positiva en Pd (4ppb) (Figura 96a).

El esquisto de talco con cromita y clorita (de la zona de contacto) muestra contenidos elevados de EGP-I ($Os + Ir + Ru = 60$ ppb) en relación con los EGP-P ($Pt + Pd + Rh = 11$ ppb). Esta muestra, también, presenta una fuerte anomalía positiva en Ru (39 ppb) (Figura 96a; Anexo 6).

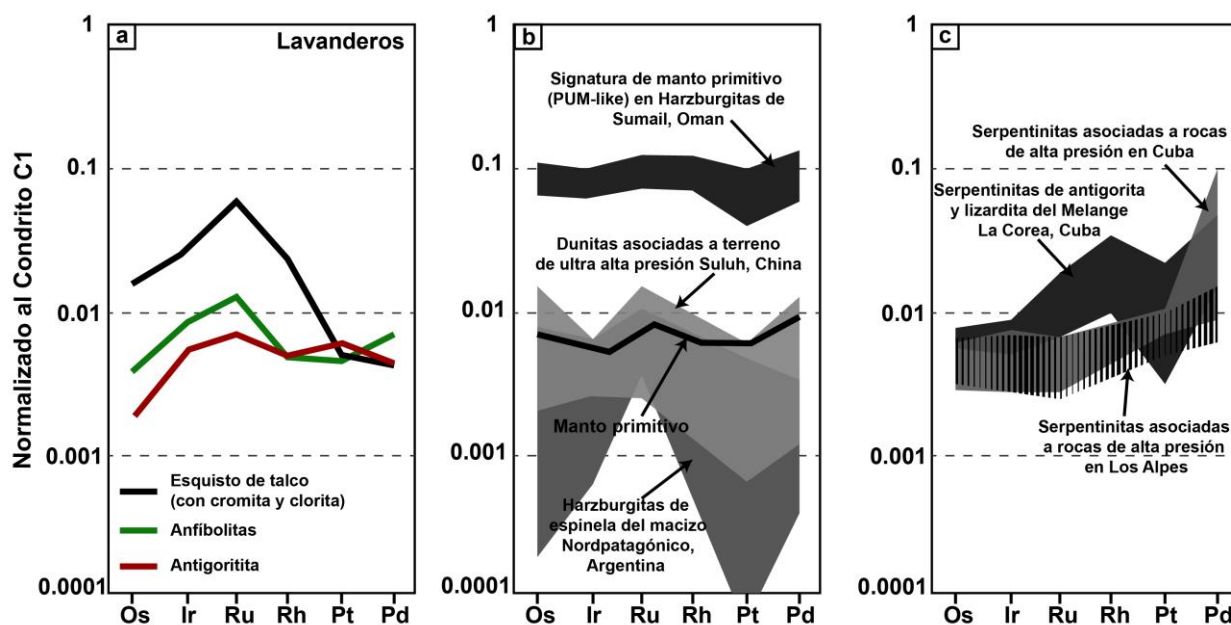


Figura 96. a) Patrones de elementos del grupo del platino en rocas del cuerpo ultramáfico de Lavanderos normalizados al condrito C1 (Naldrett y Duke, 1980). b) Patrones de elementos del grupo del platino de peridotitas en diferentes contextos: Harzburgitas de Sumail, Oman (Lorand et al., 2009), Dunitas Suluh, China (Xie et al., 2012) y Harzburgitas de espinela (xenolitos) del macizo nordpatagónico (Mundt et al., 2015). Línea manto primitivo de Zaccarini et al., 2010. c) Patrones de elementos del grupo del platino de serpentinitas: Serpentinitas del melange La Corea, Cuba (Blanco-Quintero et al., 2011) y Serpentinitas asociadas a rocas de alta presión en Cuba y en los Alpes (Hattori y Guillot., 2007).

5.2 Cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte

5.2.1 Peridotitas no deformadas

La concentración total de EGP en este tipo de rocas varía entre 18 y 178 ppb (promedio: 63 ppb). Las dunitas impregnadas por cromita (> 10% modal de cromita) muestran un enriquecimiento muy significativo en EGP-I (Os + Ir + Ru) con respecto de EGP-P (Pt + Pd + Rh) debido a los contenidos particularmente altos de Ru (9-126 ppb). Lo anterior, se refleja en patrones irregulares en forma de anomalías positivas en Ru, y en menor medida, anomalías positivas de Pd con respecto a Pt y Rh. La dunita con espinela (hasta un 10% modal de cromita) muestra un patrón plano con contenidos cercanos a 0.01 veces el valor del condrito C1 en todos los EGP y una leve anomalía negativa en Pt (Figura 97a; Anexo 6).

Aunque mucho más enriquecidas en contenidos totales de EGP, las dunitas impregnadas por cromita muestran patrones normalizados muy similares a los descritos en las dunitas asociadas a rocas de ultra alta presión del terreno de Suluh, China y a los de las harzburgitas de espinela del manto subcontinental bajo el macizo nordpatagónico (Figura 97b). Si se compara la muestra de dunita con espinela con las harzburgitas de manto primitivo de Sumail, Oman, ésta está un orden de magnitud más empobrecida, no obstante, muestra un patrón muy similar. Los contenidos de EGP de esta muestra se asemejan a los valores típicos de manto primitivo (Figura 97b, Anexo 6).

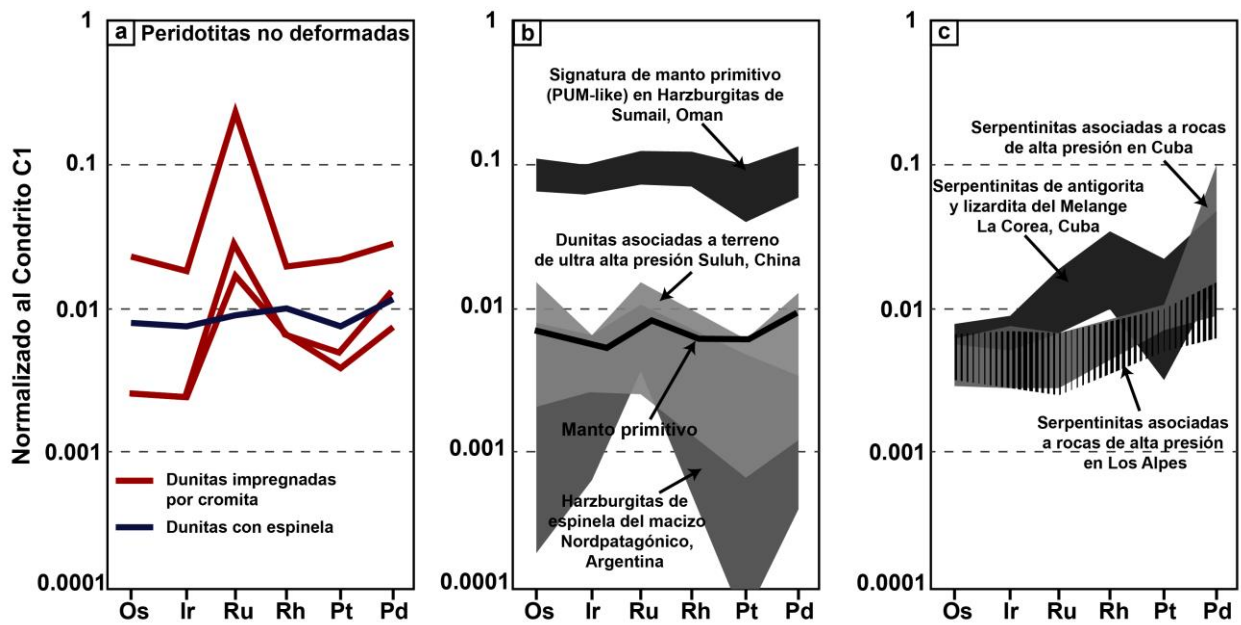


Figura 97. a) Patrones de elementos del grupo del platino en peridotitas no deformadas de Centinela Bajo Norte normalizados al condrito C1 (Naldrett y Duke, 1980). b) Patrones de elementos del grupo del platino de peridotitas en diferentes contextos: Harzburgitas de Sumail, Oman (Lorand et al., 2009), Dunitas Suluh, China (Xie et al., 2012) y Harzburgitas de espinela (xenolitos) del macizo nordpatagónico (Mundl et al., 2015). Línea manto primitivo de Zaccarini et al., 2010. c) Patrones de elementos del grupo del platino de serpentinitas: Serpentinitas del mélange La Corea, Cuba (Blanco-Quintero et al., 2011) y Serpentinitas asociadas a rocas de alta presión en Cuba y en los Alpes (Hattori y Guillot., 2007).

En la dunita impregnada por cromita que presenta los mayores valores totales de EGP (Figura 97a; Anexo 6), la anomalía positiva en Ru se correlaciona con la presencia de cristales de laurita (Ru_2S) incluidos en los núcleos las cromitas accesorias (Figura 98).

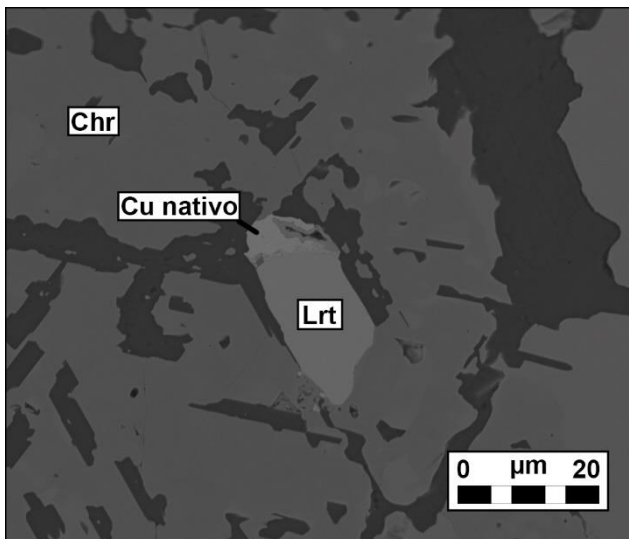


Figura 98. Imagen BSE de un grano bifásico de laurita (Ru_2S) y cobre nativo incluido en un grano de cromita accesoría en la dunita impregnada por cromita. Abreviatura: Cu nativo: Cobre nativo, Chr: cromita accesoría, Lrt: Laurita.

5.2.2 Metaperidotitas deformadas

5.2.2.1 Metaharzburgitas

En el conjunto de estas rocas, las concentraciones totales de EGP varían entre 15 y 53 ppb. Se distinguen dos tipos de metaharzburgitas a partir de sus contenidos de EGP: tipo 1 y tipo 2 (Figura 99a).

Las metaharzburgitas tipo 1 son aquellas que muestran marcadas anomalías positivas en Ru (7-12 ppb) (Figura 99a) y contenidos, relativamente, altos en Ir y Os (en torno a 0.01 veces el valor del condrito C1) con una razón Pd/Ir entre 0.7-0.8 (Anexo 6). La muestra que presenta bajos contenidos relativos de Ir (1 ppb) y Os (1 ppb) presenta una marcada anomalía negativa en Pt (2 ppb). Estas muestras presentan patrones EGP similares a las harzburgitas de espinela pertenecientes al manto subcontinental debajo del macizo nordpatagónico (Figura 99b).

Las metaharzburgitas tipo 2 son aquellas que muestran patrones con tendencia positiva con un enriquecimiento en Pt y Pd en torno a 0.02 veces el valor del condrito C1 y razones Pd/Ir entre 2.6-3 (Figura 99a; Anexo 6). Estas muestras presentan patrones EGP similares a las serpentinitas asociadas a rocas de alta presión de Cuba y Los Alpes, pero, las muestras de La Cabaña están más enriquecidas, especialmente, en EGP-I (Figura 99c).

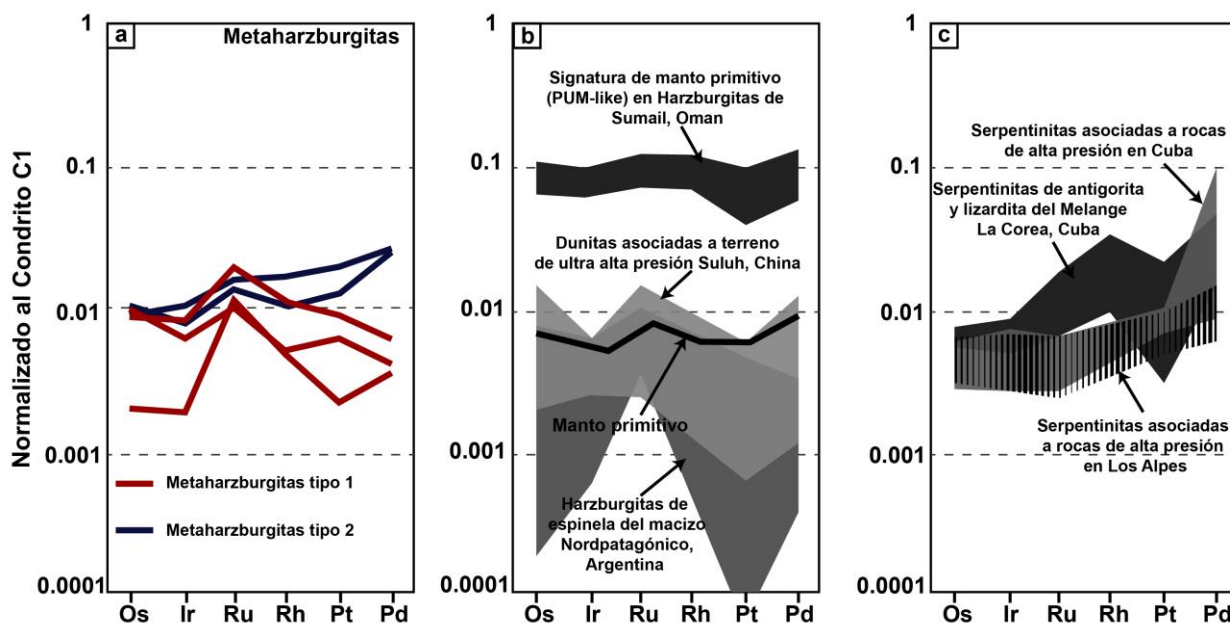


Figura 99. a) Patrones de elementos del grupo del platino en metaharzburgitas de Centinela Bajo Norte normalizados al condrito C1 (Naldrett y Duke, 1980). b) Patrones de elementos del grupo del platino de peridotitas en diferentes contextos: Harzburgitas de Sumail, Oman (Lorand et al., 2009), Dunitas Suluh, China (Xie et al., 2012) y Harzburgitas de espinela (xenolitos) del macizo nordpatagónico (Mundt et al., 2015). Línea manto primitivo de Zaccarini et al., 2010. c) Patrones de elementos del grupo del platino de serpentinitas: Serpentinitas del mélangé La Corea, Cuba (Blanco-Quintero et al., 2011) y Serpentinitas asociadas a rocas de alta presión en Cuba y en los Alpes (Hattori y Guillot., 2007).

5.2.2.2 Antigoritas esquistosas (\pm cromita \pm magnetita)

La concentración total de EGP en la muestra de roca analizada es de 33 ppb. Se observa un patrón relativamente plano (en torno a 0.01 veces el valor del condrito C1 en todos los EGP) con una leve anomalía positiva en Ru y una razón Pd/Ir de 1.3 (Figura 100a, Anexo 6). En términos de los EGP-I, este patrón se asemeja a aquel de las harzburgitas con signatura de manto primitivo de Sumail, Omán, pero con contenidos de EGP un orden de magnitud por debajo, no obstante, sus contenidos de EGP son similares a los valores encontrados en el manto primitivo (Figura 100b).

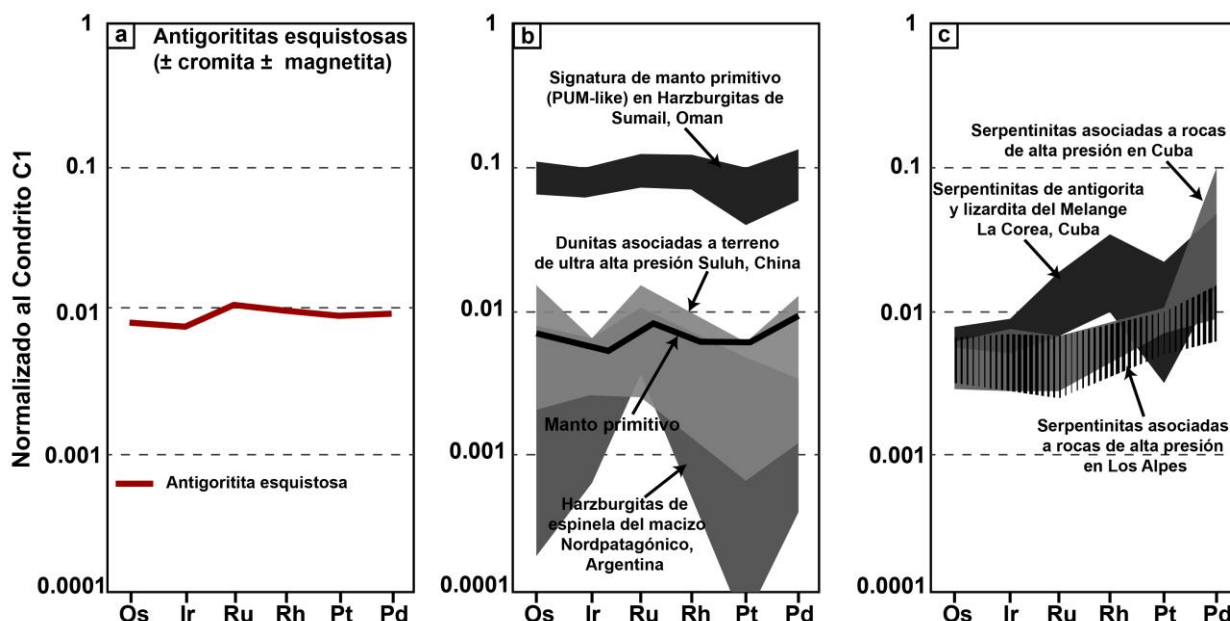


Figura 100. a) Patrón de elementos del grupo del platino en antigorita con cromita y magnetita de Centinela Bajo Norte normalizados al condrito C1 (Naldrett y Duke, 1980). b) Patrones de elementos del grupo del platino de peridotitas en diferentes contextos: Harzburgitas de Sumail, Oman (Lorand et al., 2009), Dunitas Suluh, China (Xie et al., 2012) y Harzburgitas de espinela (xenolitos) del macizo nordpatagónico (Mundt et al., 2015). Línea manto primitivo de Zaccarini et al., 2010. c) Patrones de elementos del grupo del platino de serpentinitas: Serpentinitas del mélangé La Corea, Cuba (Blanco-Quintero et al., 2011) y Serpentinitas asociadas a rocas de alta presión en Cuba y en los Alpes (Hattori y Guillot., 2007).

5.2.3 Antigoritas sensu stricto

5.2.3.1 Antigoritas con diópsido

Como se describió en el Capítulo 4, estas rocas se reconocen casi, exclusivamente, en el pliegue que aflora en la parte sur de la Loma Rurik (Figura 77). En conjunto, estas antigoritas muestran contenidos totales de EGP muy por encima de los valores del manto primitivo (zona 1: 24 ppb, zona 2: 121 ppb, zona 3: 42 ppb) (Figuras 101a y b; Anexo 6).

Es de resaltar que, aunque los patrones normalizados al condrito C1 en estas rocas son prácticamente idénticos y de pendiente positiva, existe una notable diferencia en los contenidos totales de EGP en relación con el grado de deformación que muestran las diferentes zonas del pliegue.

La zona más interna de la estructura (zona 1: Levemente deformada) muestra un patrón con tendencia positiva y anomalía positiva en Ru (6 ppb) (Figura 101a). La razón Pd/Ir es de 2.5 (Anexo 6). A excepción de la anomalía en Ru, para el resto de los EGP, el patrón se ajusta de buena manera con aquellos asociados a serpentinitas de alta presión de Cuba y Los Alpes (Figura 101c).

En la zona intermedia de la estructura (zona 2: Medianamente deformada) se observa una tendencia, fuertemente, positiva, con una anomalía positiva en Ru (17 ppb) y marcadas anomalías positivas en Pt (34 ppb) y Pd (49 ppb), este último, alcanza valores en torno a 0.1 el valor del condrito C1 (Figura 101a). La razón Pd/Ir es de 5.4 (Anexo 6). Este patrón presenta similitudes con aquel asociado a serpentinitas de alta presión de Cuba, sin embargo, las muestras de La Cabaña están más enriquecidas, principalmente en EGP-I (Figura 101c).

En la zona más distal de la estructura (zona 3: Altamente deformada), y al igual que en los casos anteriores, se observa un patrón con tendencia positiva, esta vez, sin una anomalía positiva en Ru (7 ppb), pero con una fuerte anomalía positiva en Pd (14 ppb) (Figura 101a). La razón Pd/Ir es de 3.5 (Anexo 6). Este patrón se asemeja con aquel asociado a serpentinitas de alta presión de Cuba (Figura 101c).

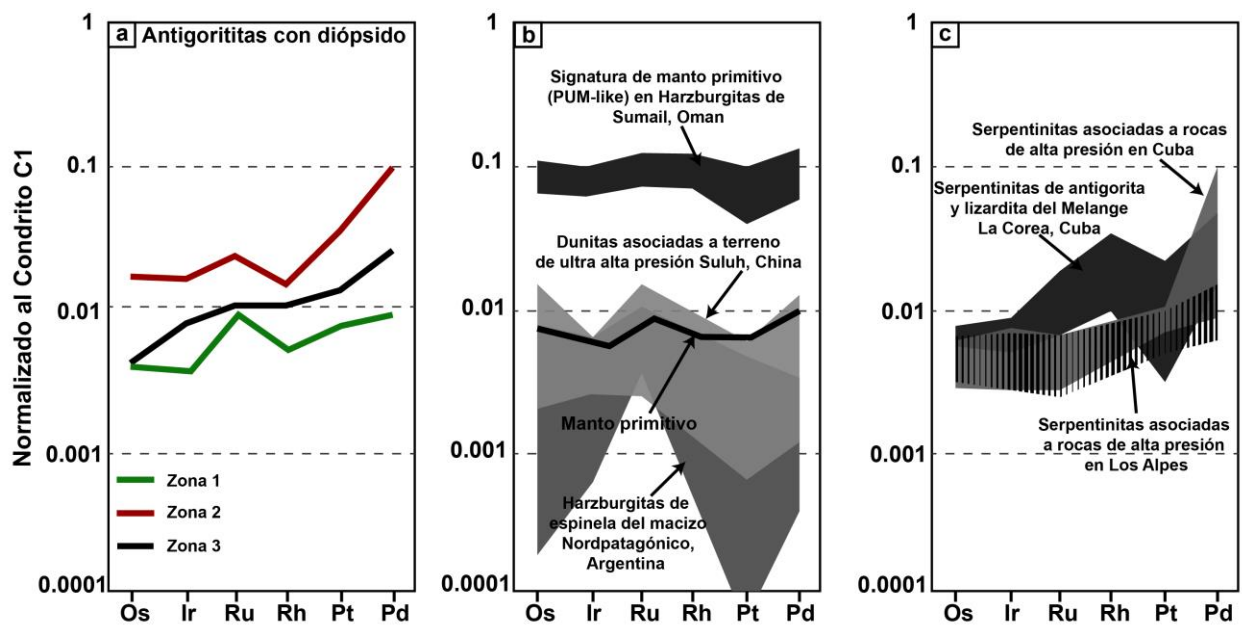


Figura 101. a) Patrones de elementos del grupo del platino en antigoritas con diópsido (zonas 1, 2 y 3; ver capítulo 4, apartado 4.3.2.3.3) de Centinela Bajo Norte normalizados al condrito C1 (Naldrett y Duke, 1980). b) Patrones de elementos del grupo del platino de peridotitas en diferentes contextos: Harzburgitas de Sumail, Oman (Lorand et al., 2009), Dunitas Suluh, China (Xie et al., 2012) y Harzburgitas de espinela (xenolitos) del macizo nordpatagónico (Mundl et al., 2015). Línea manto primitivo de Zaccarini et al., 2010. c) Patrones de elementos del grupo del platino de serpentinitas: Serpentinitas del mélange La Corea, Cuba (Blanco-Quintero et al., 2011) y Serpentinitas asociadas a rocas de alta presión en Cuba y en los Alpes (Hattori y Guillot., 2007).

6 MINERALES DE METALES BASE

Además de los minerales del grupo del platino, se identificaron minerales de metales base (MMB) en los diferentes sectores y dominios petroestructurales caracterizados anteriormente.

6.1 CUERPO ULTRAMÁFICO DE LAVANDEROS

Se observaron un total de 30 granos polifásicos constituidos por niquelina (NiAs) y gersdorfita (NiAsS). Diez de ellos se encuentran incluidos en cromitas accesorias intercrecidos con clorita (Figura 102a) y el resto están asociados a vetillas de diópsido y antigorita (Figura 102b) dentro de una matriz del mismo mineral. Estos últimos, se disponen como gersdorfitas con bordes de niquelina en vetillas de diópsido-antigorita.

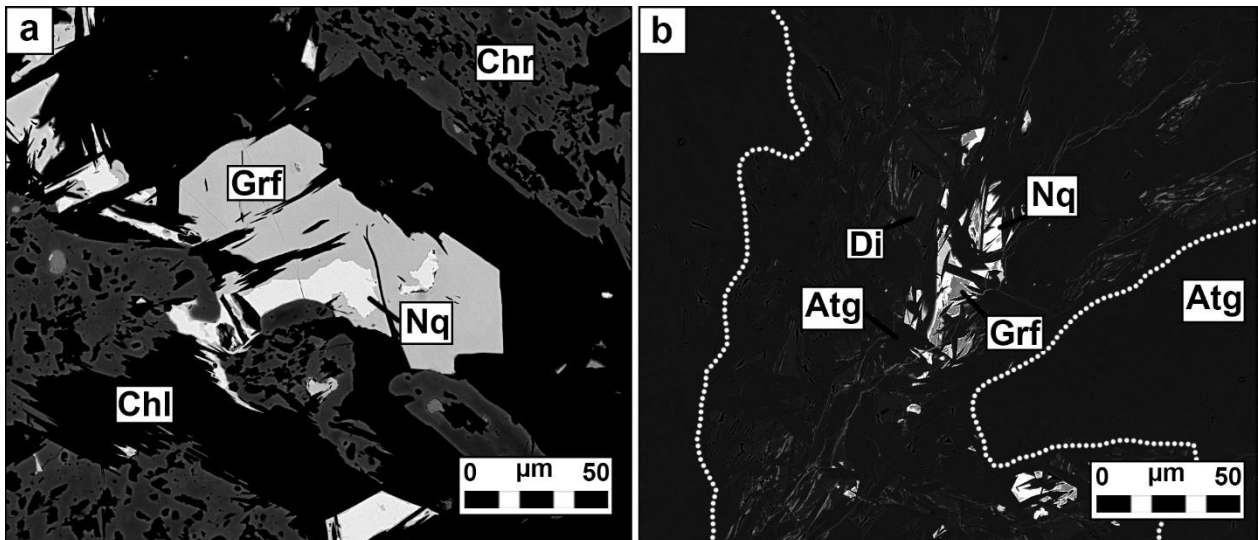


Figura 102. Imágenes BSE de minerales de metales base en antigoritas del cuerpo ultramáfico de Lavaderos. a) Niquelina en asociación con gersdorfita incluidas en cromita accesoria dentro de antigorita. b) Gersdorfita con bordes de niquelina en vetillas de diópsido-antigorita.

La niquelina muestra porcentajes en peso de 55.57% de As y 44.43% de Ni (Figura 103) con una fórmula estructural promedio de $\text{Ni}_{1.01}\text{As}_{0.99}$.

Los análisis de gersdorfita revelan porcentajes en peso entre 45.52% y 45.87% de As, 26.89% y 33.11% de Ni y hasta 6.22% de Co (Figura 103). La fórmula estructural obtenida de los análisis es $\text{Ni}_{0.84}\text{Co}_{0.08}\text{As}_1\text{S}_{1.08}$.

La gersdorfita difiere levemente de su fórmula estequiométrica ideal (NiAsS) debido a la presencia de Co, el cual, reemplaza, selectivamente, al Ni en su estructura.

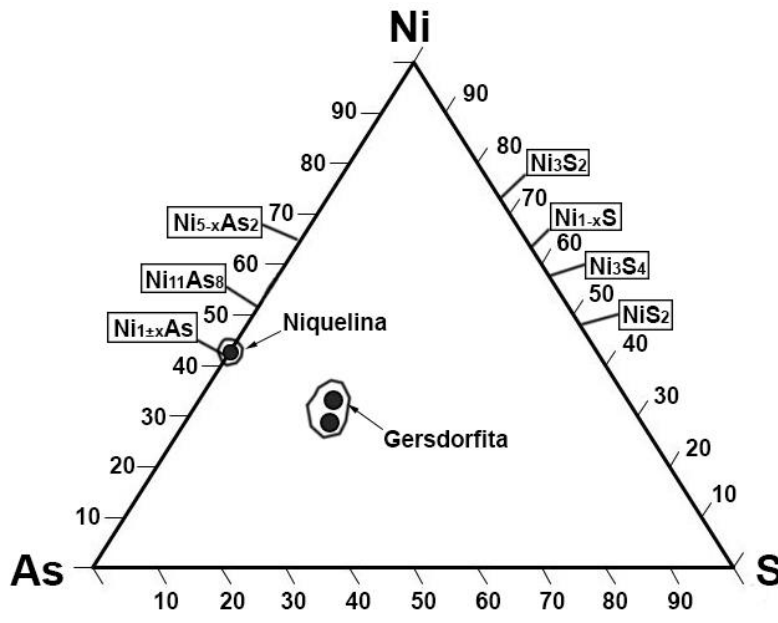


Figura 103. Diagrama ternario Ni-As-S para minerales de metales base del cuerpo ultramáfico de Lavanderos.

6.2 CUERPO ULTRAMÁFICO DE GUZMÁN

Se identificaron un total de 50 granos de sulfuros de metales base en forma de agregados polifásicos localizados en la matriz de antigorita e intercrecidos con esta. Estos granos se componen, mayoritariamente, de pirrotina (Fe_{1-x}S) en asociación con pentlandita ($(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$) y bordes de violarita (FeNi_2S_4) y magnetita (Fe_3O_4). La violarita, a su vez, se presenta en fracturas dentro de la pentlandita (Figuras 104a, b, c y d). Se observa, también, la presencia de pirita (FeS_2) en asociación con violarita (Figura 104d).

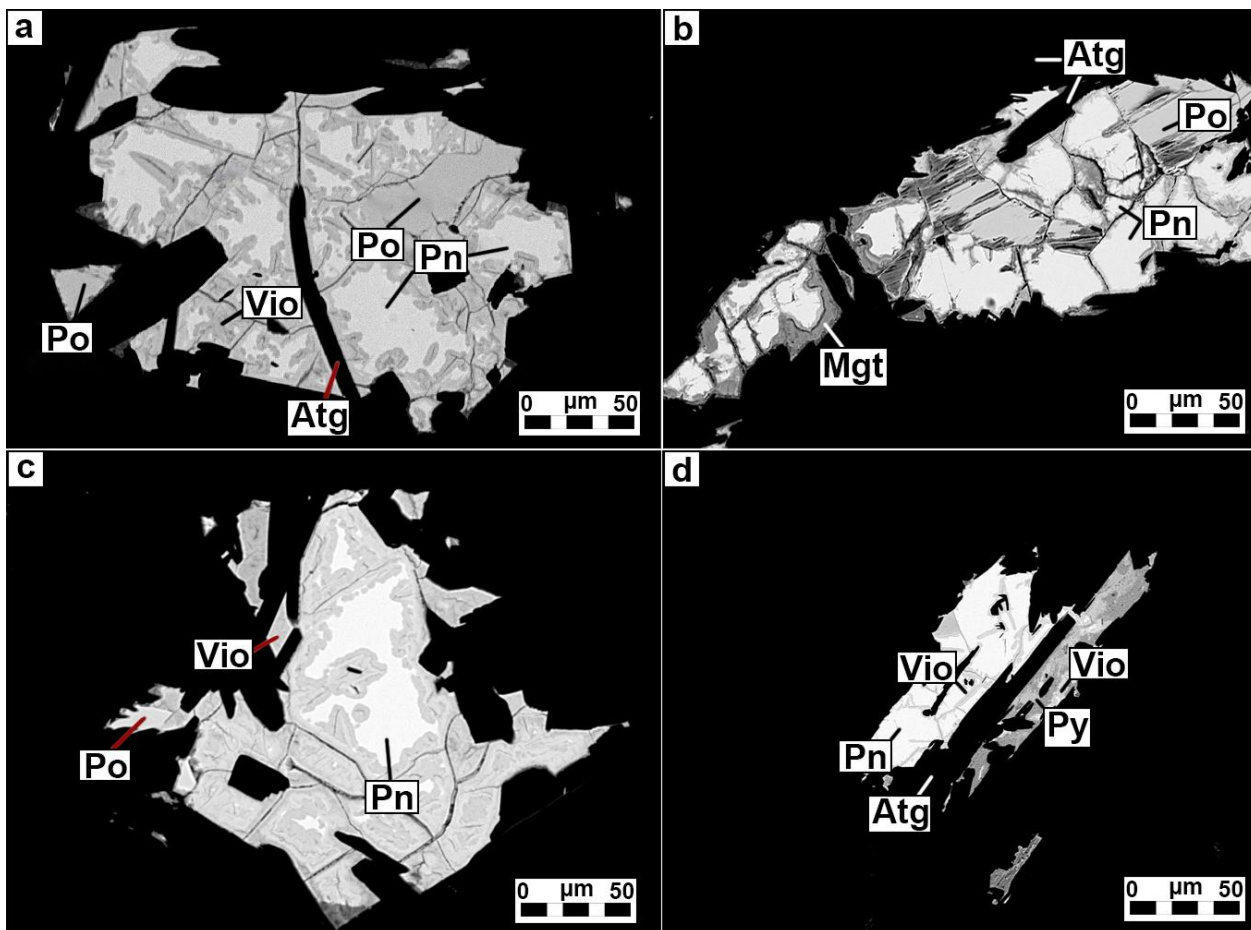


Figura 104. Imágenes BSE de sulfuros de metales base en antigoritas del cuerpo ultramáfico de Guzmán. a) Pirrotina en asociación con pentlandita y violarita en bordes y fracturas de pentlandita. b) Pirrotina en asociación con pirrotina con bordes de magnetita. c) Pentlandita con bordes de violarita y cantidades menores de pirrotina. d) Violarita en asociación con pentlandita y pirita. Abreviatura: Atg: Antigorita, Mgt: Magnetita, Pn: Pentlandita, Po: Pirrotina, Vio: Violarita.

La pirrotina presenta porcentajes en peso entre 58.19% y 59.21 % de Fe (Figuras 105a, b, c, d y 5), con una fórmula estructural promedio de $\text{Fe}_{0.91}\text{S}_{1.09}$.

La pentlandita muestra porcentajes en peso entre 33.17% y 37.98% de Ni y 27.51% y 29.28% de Fe (Figuras 105a, b, c, d y 106). La fórmula estructural promedio obtenida en

los análisis es $\text{Fe}_{3.97}\text{Ni}_{4.7}\text{Co}_{0.2}\text{S}_{8.1}$.

Los análisis de violarita se desvían de la fórmula estequiométrica ideal (FeNi_2S_4) debido a una leve deficiencia en S y a contenidos, levemente, elevados de Fe (hasta 26.45% en peso). Los porcentajes en peso de Ni varían entre 31.6% y 39.47% (Figuras 105a, b, c, d y 106), con una fórmula estructural promedio de $\text{Fe}_{1.26}\text{Ni}_{1.87}\text{Co}_{0.09}\text{S}_{3.76}$.

La pirita presenta porcentajes en peso de 39.08% de Fe y 8.82% de Ni (Figuras 105a, b, c, d y 106), con una fórmula estructural de $\text{Fe}_{0.87}\text{Ni}_{0.18}\text{Co}_{0.03}\text{S}_{1.92}$.

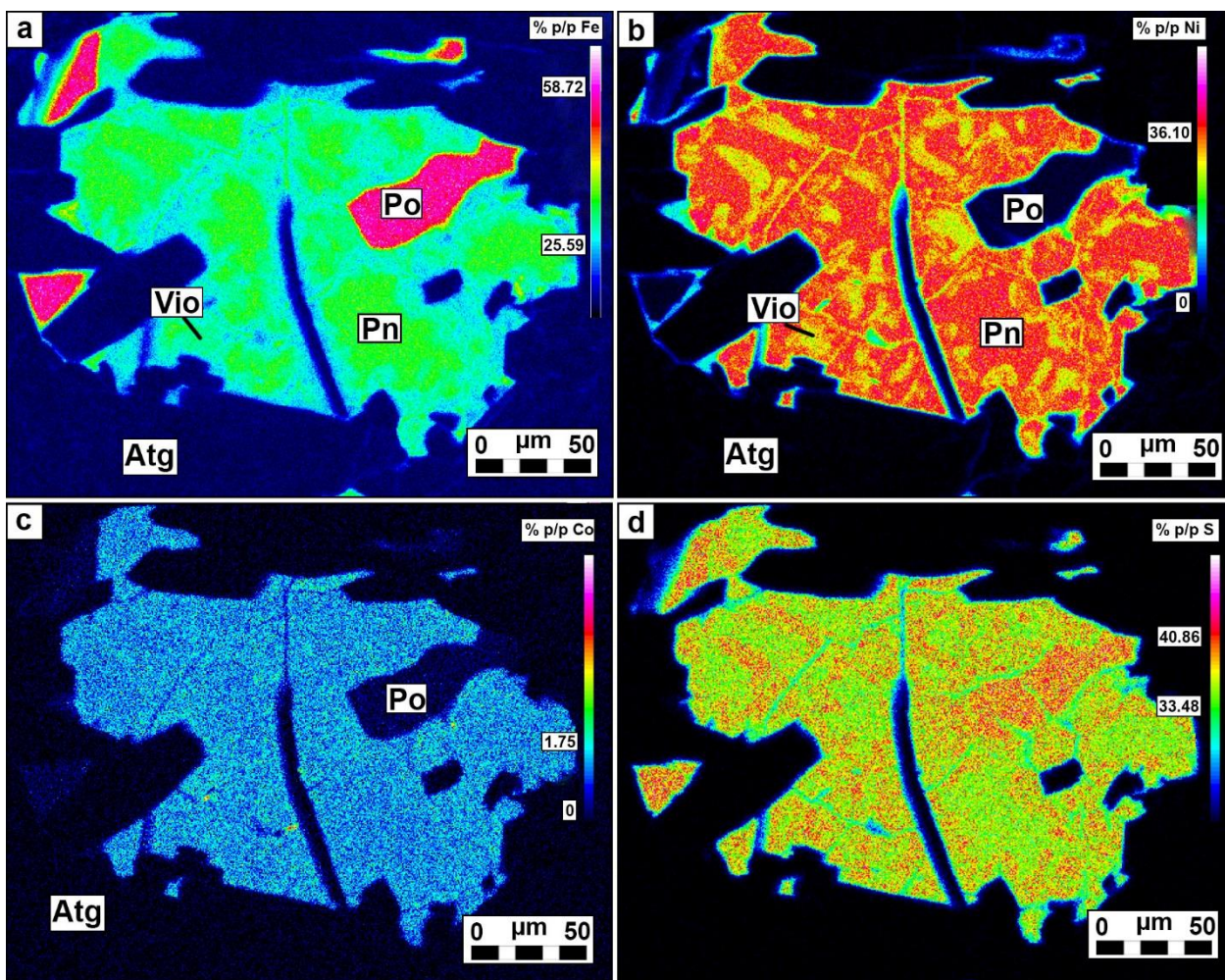


Figura 105. Mapas elementales para a) Fe, b) Ni, c) Co y d) S obtenidos mediante microsonda electrónica (EMPA) en grano polifásico (Figura 1a) constituido por minerales de metales base en antigorita del cuerpo ultramáfico de Guzmán. Abreviatura: Atg: Antigorita, Pn: Pentlandita, Po: Pirrotina, Vio: Violarita.

Los análisis muestran que la mayoría de los minerales de metales base presentan campos composicionales restringidos sin mostrar evidencia composicional y/o textural de mezcla de fases (Figura 106).

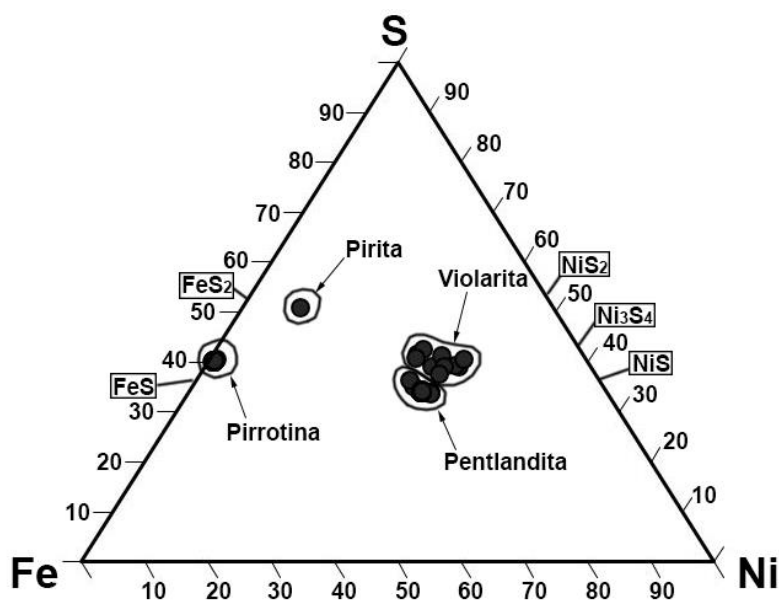


Figura 106. Diagrama ternario Fe-Ni-S para sulfuros de metales base del cuerpo ultramáfico de Guzmán.

6.3 CUERPO ULTRAMÁFICO DE CENTINELA BAJO NORTE

6.3.1 Peridotitas no deformadas

Se encontraron un total de 20 granos entre aleaciones de Fe-Ni, sulfuros y arseniuros de níquel. Ocho de estos granos se presentan formando agregados polifásicos conformados de asociaciones tales como: orcelita ($\text{Ni}_{5-x}\text{S}_2$)-awaruita (Ni_3Fe) ubicadas en vetillas de antigorita-magnetita cortando dominios de olivino-lizardita (Figura 107a) y heazlewoodita (Ni_3S_2)-maucherita ($\text{Ni}_{11}\text{As}_8$)-awaruita inmersas en la matriz de olivino-lizardita (Figura 107b). Los restantes 12 granos son orcelitas que se presentan aislados, ya sea, en vetillas de antigorita-magnetita o inmersos en la matriz de olivino-lizardita (Figuras 107c y d).

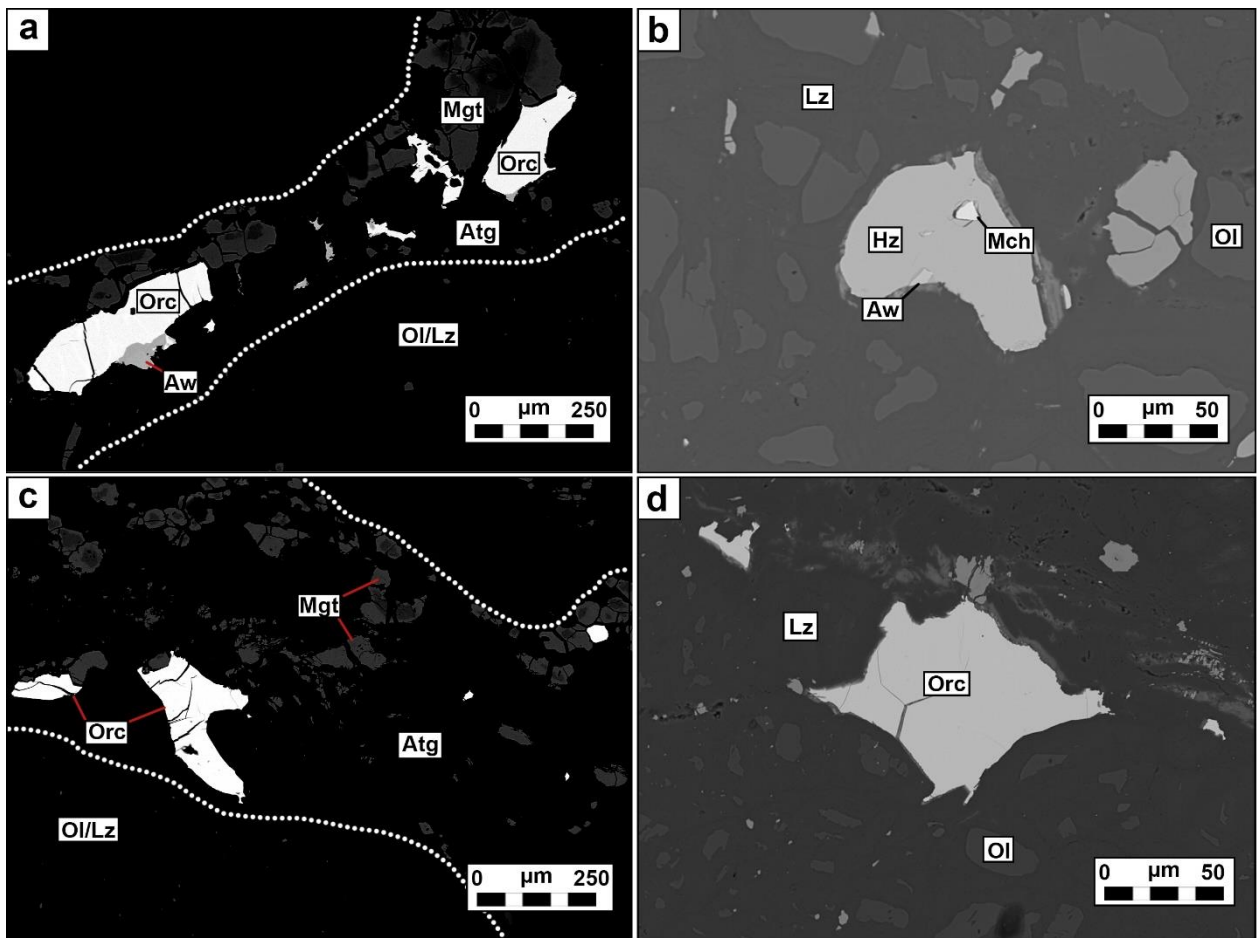


Figura 107. Imágenes BSE de sulfuros de metales base en peridotitas no deformadas del cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte. a) Orcelita en asociación con awaruita en vetilla de antigorita-magnetita en matriz de olivino-lizardita. b) Heazlewoodita con inclusiones de awaruita y maucherita incluida en matriz de olivino-lizardita. c) Orcelita en vetilla de antigorita-magnetita en matriz de olivino-lizardita. d) Orcelita en matriz de olivino-lizardita, Abreviatura: Atg: Antigorita, Aw: Awaruita, Hz: Heazlewoodita, Mch: Maucherita, Mgt: Magnetita, Lz: Lizardita, Ol: Olivino, Orc: Orcelita.

La orcelita contiene porcentajes en peso entre 56.92% y 67.13% de Ni y 25.55 y 35.13% de As (Figura 108a). La fórmula estructural promedio obtenida de los análisis es $Ni_{4.99}Fe_{0.08}As_{1.8}Sb_{0.13}$.

La maucherita presenta porcentajes en peso entre 51.38% y 52.14% de Ni, 35.41% y 36.43% de As y 10.69% y 10.90% de Sb (Figura 108a), con una fórmula estructural promedio de $Ni_{11.47}Fe_{0.14}As_{6.28}Sb_{1.15}$.

La awaruita muestra porcentajes en peso entre 73.21% y 82.24% de Ni y 14.16% y 23.97% de Fe (Figura 108b). La fórmula estructural promedio es $Ni_{3.15}Co_{0.04}Fe_{0.79}$.

Los análisis de la heazlewoodita muestran un porcentaje en peso entre 71.85% y 72.18% de Ni (Figura 108b). La fórmula estructural promedio obtenida en los análisis es $Ni_{2.97}S_{2.03}$.

Como se observa en el diagrama ternario Ni-As-S de la Figura 108a, las orcelitas presentan pequeñas variaciones composicionales en términos de su razón Ni/As, lo que las asemeja en composición a las maucheritas analizadas. Estas últimas, se alejan de su composición estequiométrica ideal ($Ni_{11}As_8$) debido a los altos contenidos de Sb (hasta 10.90%), el cual, reemplaza al As.

Los análisis de awaruita muestran un campo variable de composiciones debido a las variaciones en los contenidos de Ni y Fe, alejándose, en algunos casos, de su fórmula estequiométrica ideal (Ni_3Fe), hacia un término más rico en Ni y pobre en Fe (Figura 108b).

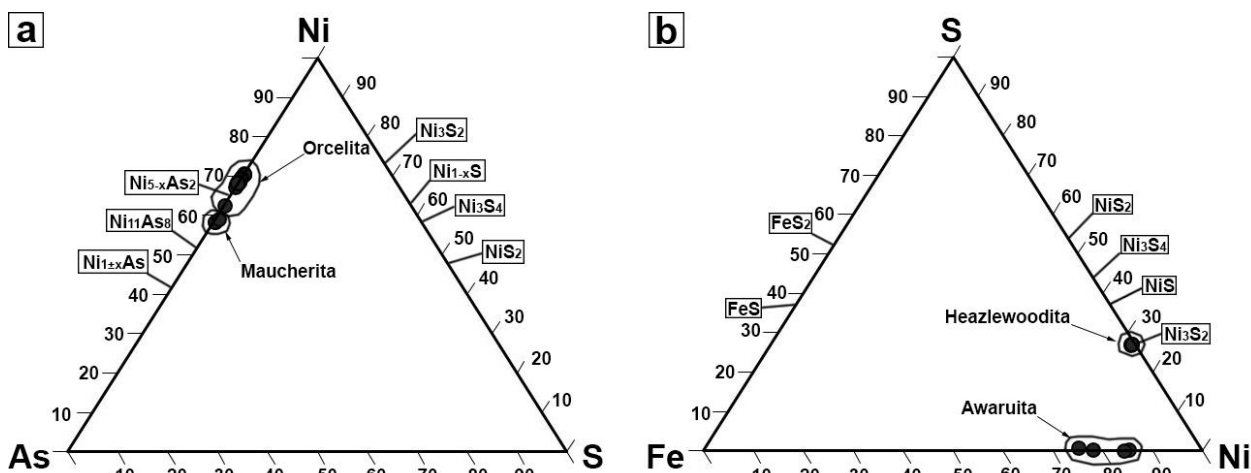


Figura 108. a) Diagrama ternario Ni-As-S para arseniuros de Ni y b) diagrama ternario Fe-Ni-S para sulfuros de Ni y aleaciones de Fe-Ni, hospedados en peridotitas no deformadas del cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte.

6.3.2 Metaperidoritas deformadas

6.3.2.1 Metadunitas

Se observaron un total de 8 granos de heazlewoodita (Ni_3S_2) asociados a vetillas de antigorita-magnetita en una matriz de olivino y lizardita con contenidos menores de antigorita (Figura 109a). Tres de ellos se encuentran en asociación con magnetita (Figura 109b), uno en asociación con magnetita y awaruita (Ni_3Fe) (Figura 109c) y el resto son granos aislados (Figura 109d).

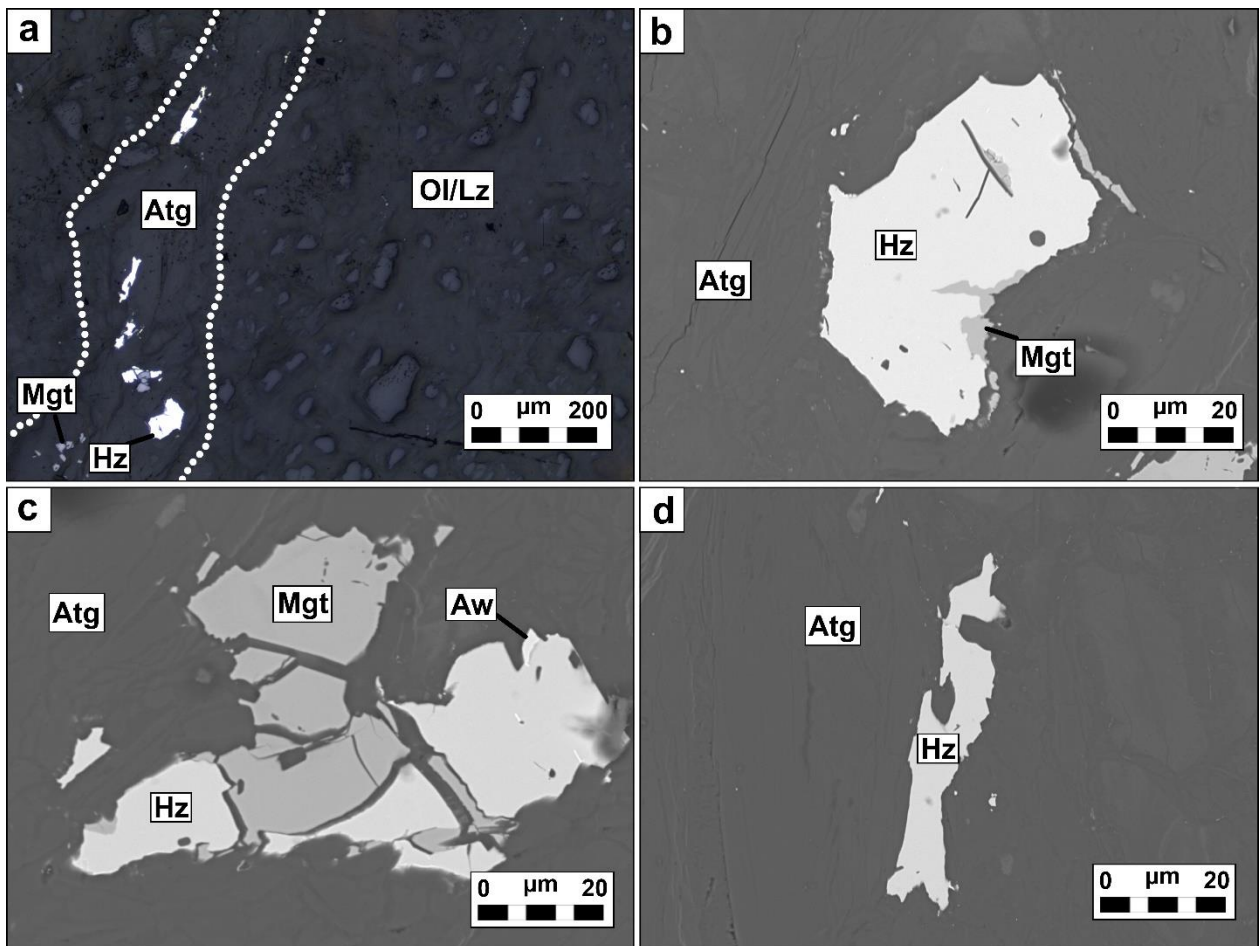


Figura 109. a) Imagen de microscopia de luz reflejada de sulfuros de Ni y aleaciones de Fe-Ni en vetilla de antigorita cortando una matriz de olivino-lizardita en metadunitas de Centinela Bajo Norte. b) Imagen BSE de heazlewoodita con borde de magnetita en vetilla de antigorita cortando una matriz de olivino-lizardita. c) Imagen BSE de heazlewoodita en asociación con magnetita y awaruita dentro de vetilla de antigorita-magnetita. d) Imagen BSE de heazlewoodita aislada en vetilla de antigorita-magnetita. Abreviatura: Atg: Antigorita, Aw: Awaruita, Hz: Heazlewoodita, Mgt: Magnetita, Lz: Lizardita, Ol: Olivino.

La heazlewoodita contiene porcentajes en peso de entre 71.36% y 72.40% de Ni (Figura 110). La fórmula estructural promedio obtenida a partir de los análisis es $\text{Ni}_{2.95}\text{Fe}_{0.04}\text{Co}_{0.01}\text{S}_2$.

La awaruita muestra porcentajes en peso de 71.23% de Ni y 21.24% de Fe (Figura 110). La fórmula estructural promedio es $\text{Ni}_{3.04}\text{Co}_{0.02}\text{Fe}_{0.95}$.

En términos de Fe, Ni y S (Figura 110), tanto las heazlewooditas como la awaruita analizadas no presentan gran variación composicional. En ambos casos, los análisis se desvían un poco de la fórmula estequiométrica ideal (Ni_3S_2 y Ni_3Fe , respectivamente) debido a la presencia menor de Co.

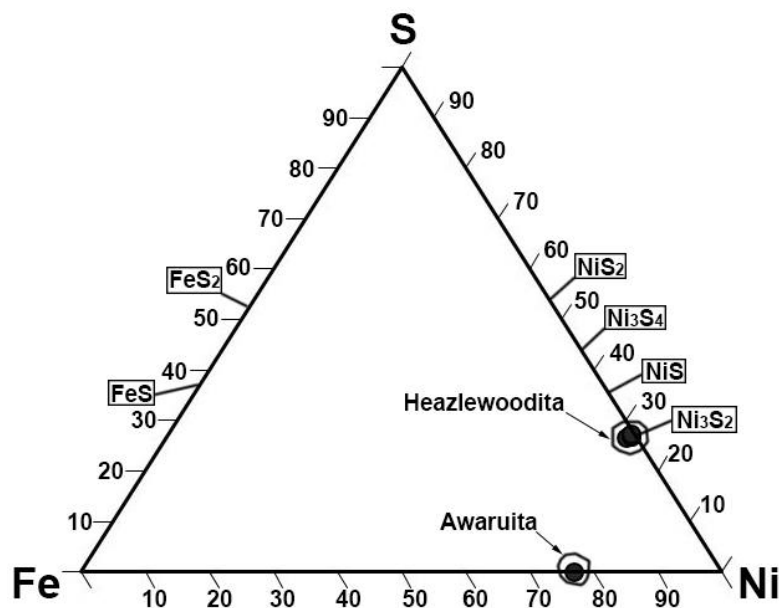


Figura 110. Diagrama ternario Fe-Ni-S para sulfuros de Ni y aleaciones de Fe-Ni de metadunitas del cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte.

6.3.2.2 Metaharzburgitas

Se identificaron 20 granos polifásicos constituidos por sulfuros de metales base y aleaciones de Fe-Ni inmersos en una matriz de antigorita. La mayoría de estos granos (12) se constituyen de millerita (NiS) en asociación con heazlewoodita (Ni₃S₂) con bordes de magnetita (Figura 111a). Cuatro de estos granos se caracterizan por constituirse de heazlewoodita con bordes de magnetita y, en estos bordes, se observan inclusiones de millerita y/o awaruita (Ni₃Fe) (Figura 111b). Tres granos se componen de awaruita con bordes de magnetita y en algunas ocasiones estos bordes poseen inclusiones de millerita (Figura 111c). En uno de los granos analizados, se observa la millerita en asociación con heazlewoodita, awaruita y exsoluciones de esta última en Cobaltopentlandita ((Co, Fe, Ni)₉S₈). Esta asociación se encuentra, al igual que en los otros granos observados, bordeada por magnetita (Figura 111d y 112a, b, c y d).

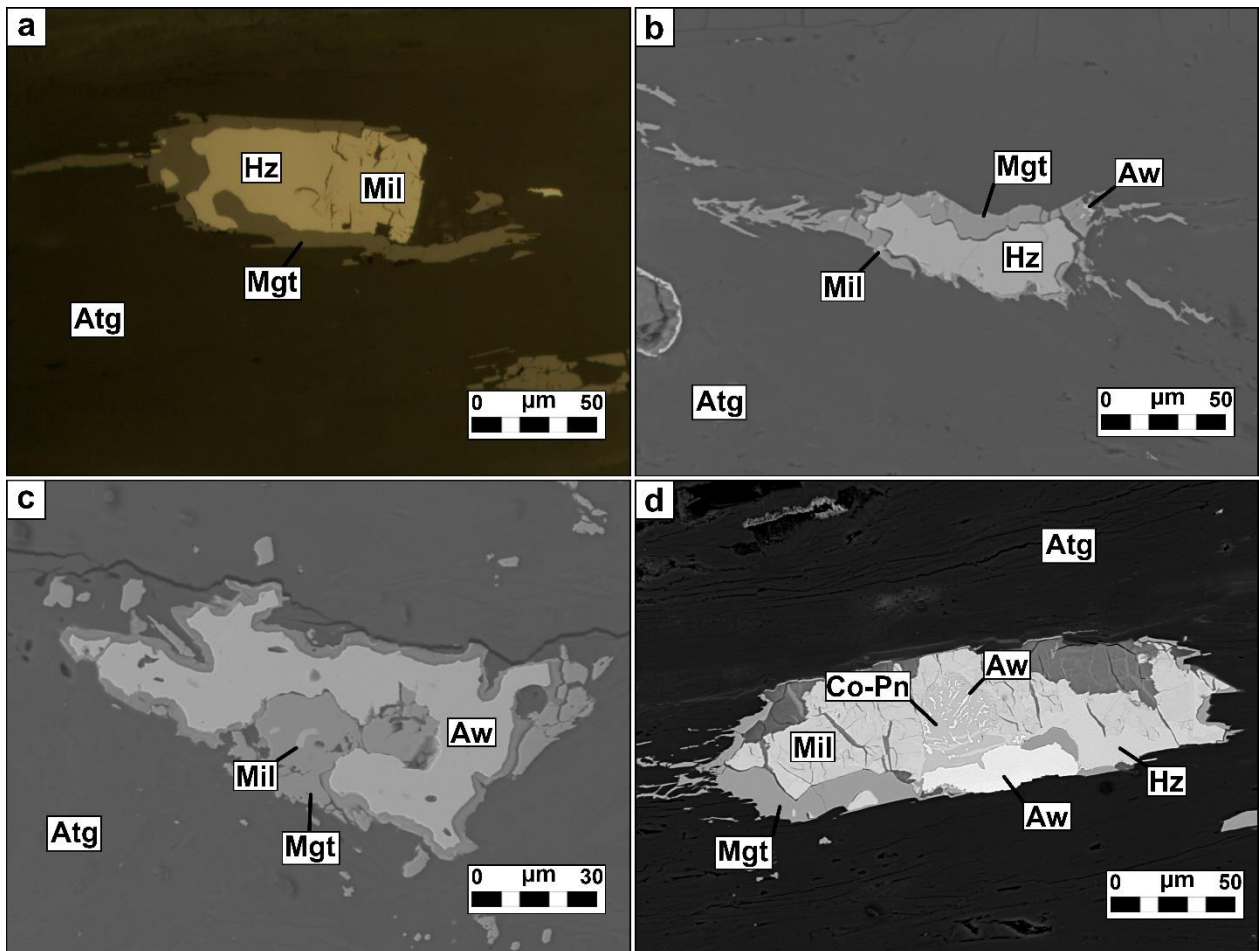


Figura 111. a) Imagen de microscopia de luz reflejada de millerita en asociación con heazlewoodita con bordes de magnetita en matriz de antigorita. b) Imagen BSE de heazlewoodita con bordes de magnetita con inclusiones de millerita y awaruita. c) Imagen BSE de awaruita en asociación con magnetita con inclusiones de millerita. d) Imagen BSE de millerita en asociación con heazlewoodita, awaruita y exsoluciones de esta última en cobaltopentlandita. Abreviatura: Atg: Antigorita, Aw: Awaruita, Co-Pn: Cobaltopentlandita, Hz: Heazlewoodita, Mil: Millerita, Mgt: Magnetita.

Las milleritas incluidas en los bordes de magnetita (Figuras 111b y d) presentan porcentajes en peso entre 55.09% y 65.42% de Ni y 6.69% y 20.09% de Fe (Figuras 112a, b, c y 113), con una fórmula estructural promedio de $Ni_{1.04}Fe_{0.23}S_{0.71}$. Por otro lado, las milleritas en asociación con heazlewoodita, awaruita y magnetita (Figuras 111a y c) contienen porcentajes en peso entre 64.94% y 66.37% de Ni y hasta un 1.01% en peso de Fe (Figuras 112a, b, c y 113), con una fórmula estructural promedio de $Ni_{1.03}Fe_{0.01}S_{0.96}$.

La heazlewoodita muestra porcentajes en peso entre 69.21% y 72.32% de Ni y hasta un 7.79% en peso de Fe (Figuras 112a, b, c y 113). La fórmula estructural promedio obtenida de los análisis es $Ni_{2.86}Fe_{0.11}Co_{0.04}S_{1.99}$.

La awaruita en asociación con magnetita (Figura 111c) contiene porcentajes en peso entre 70.58% y 71.71% de Ni y 24.14% y 25.43% de Fe (Figuras 112a, b, c y 113), con una fórmula estructural promedio de $Ni_{2.83}Fe_{1.03}Co_{0.14}$. Por otra parte, la awaruita en asociación con heazlewoodita y cobaltopentlandita de la Figura 111d presenta porcentajes en peso entre 73.39% y 76.87% de Ni y 19.68% y 24.01% de Fe (Figuras 112a, b, c y 113), con una fórmula estructural promedio de $Ni_{3.01}Fe_{0.92}Co_{0.04}Cu_{0.02}$. Finalmente, la awaruita que se encuentra formando lamelas de exsolución en la cobaltopentlandita (Figura 111d) muestra porcentajes en peso de 57.02% y 62.82% de Ni, 20.08% y 22.33% de Fe y 6.94% y 8.15% de Co (Figuras 112a, b, c y 113), con una fórmula estructural promedio de $Ni_{2.21}Fe_{0.81}Co_{0.28}$.

La cobaltopentlandita presenta porcentajes en peso entre 24.9% y 38.11% de Ni, 15.13% y 25.19% de Co y 13.17% y 22.32% de Fe (Figuras 112a, b, c y 113). La fórmula estructural promedio obtenida de los análisis es $Ni_{4.34}Fe_{2.64}Co_{2.56}S_{7.46}$.

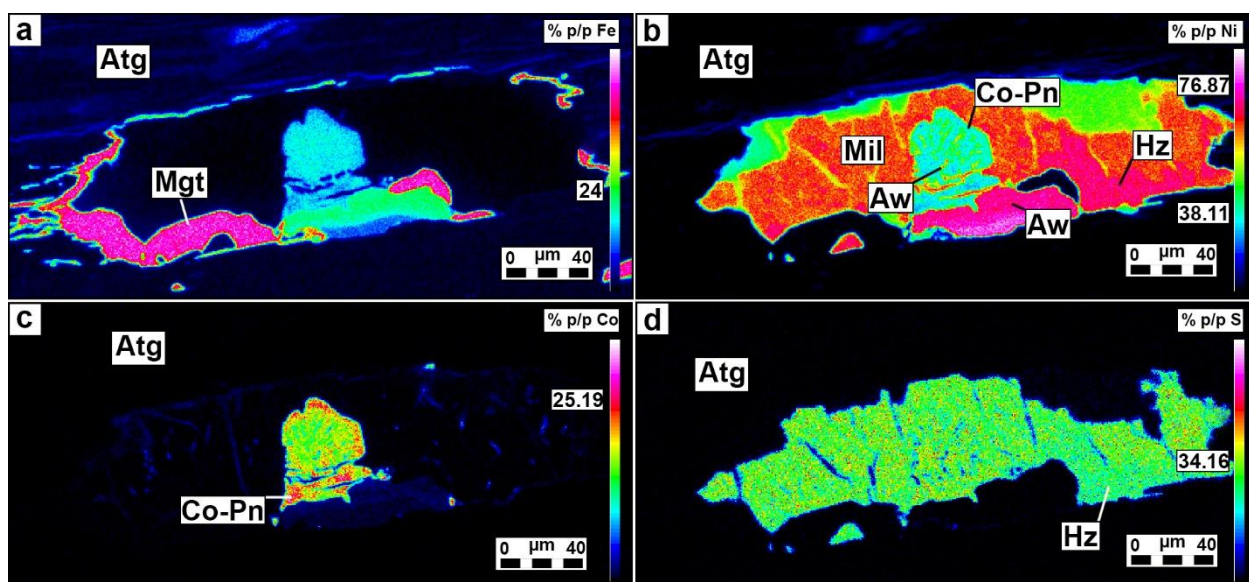


Figura 112. Mapas elementales para a) Fe, b) Ni, c) Co y d) S obtenidos mediante microsonda electrónica (EMPA) en grano polifásico (Figura 8d) constituido por minerales de metales base en metaharzburgita del cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte. Abreviatura: Atg: Antigorita, Aw: Awaruita, Co-Pn: Cobaltopentlandita, Hz: Heazlewoodita, Mil: Millerita, Mgt: Magnetita.

Como se observa en el diagrama ternario Fe-Ni-S de la Figura 113, la millerita muestra un campo amplio de composiciones, en términos estequiométricos va desde casi NiS (en asociación con heazlewoodita, awaruita y magnetita) hasta un miembro más rico en Fe y con menor contenido de S (incluidas en los bordes de magnetita) expresado como $Ni_{1-x}Fe_xS_{1+x-y}$. Del mismo modo, la awaruita presenta un gran rango de composiciones, desde aquellas constituidas casi exclusivamente por Fe-Ni a aquellas con mayores contenidos de S (hasta un 13% en peso) que se encuentran como lamelas de exsolución en cobaltopentlandita (Figuras 111d, 112b, c y 113). Los análisis de esta última muestran un gran rango de composiciones debido a la presencia de Co sustituyendo a Fe y Ni en cantidades variables (Figuras 111d, 112a, b, c y 113). Finalmente, se observa que la heazlewoodita es homogénea en su composición mostrando un campo composicional restringido (Figuras 112b, d y 113).

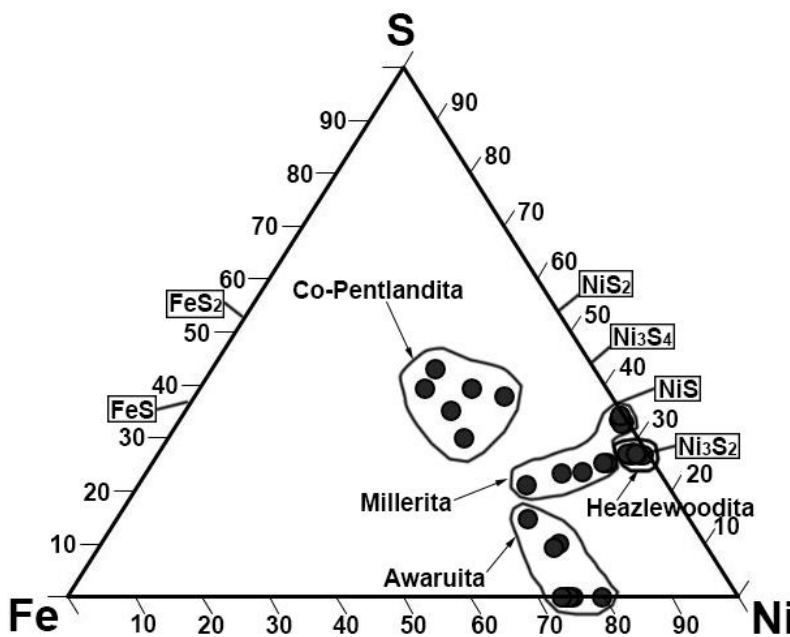


Figura 113. Diagrama ternario Fe-Ni-S para sulfuros de Fe-Ni-Co y aleaciones de Fe-Ni de metaharzburgitas del cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte.

6.3.3 Serpentinitas sensu stricto

6.3.3.1 Antigoritas con diópsido

Esta es la tipología de roca con mayor cantidad de minerales de metales base de todo el macizo, con un total de 95 granos entre sulfuros de y arseniuros de Ni. A continuación, se detalla la composición y modo de ocurrencia de estos minerales según la zona de la estructura en la cual se ubican (ver subdivisión de zonas en antigoritas con diópsido en Capítulo 4).

Zona 1

En esta zona se encontraron solo orcelitas ($Ni_{5-x}As_2$) (45 granos en total). Estas se presentan, mayoritariamente, como granos aislados e intercrecidos con la antigorita de la matriz (35 granos) (Figuras 114a y b). También, se observa una menor cantidad de granos incluidos en los bordes de magnetita de las cromitas accesorias (10) (Figuras 114c y d).

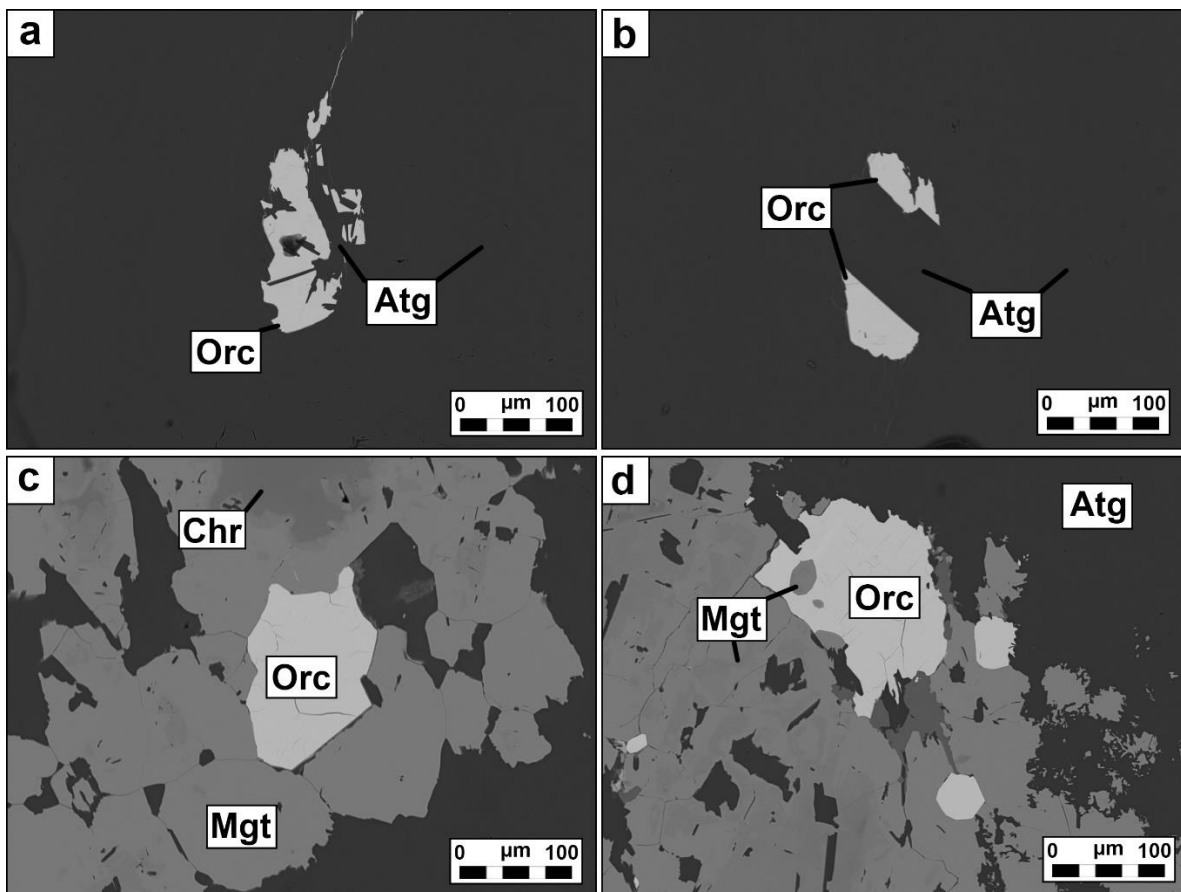


Figura 114. Imágenes BSE de orcelitas en antigoritas con diópsido del cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte. a) y b) Orcelitas intercrecidas con antigorita de la matriz. c) y d) Orcelitas incluidas en borde de magnetita de cromitas accesorias. Abreviatura: Atg: Antigorita, Chr: Núcleo de Cromita, Mgt: Magnetita, Orc: Orcelita.

Las orcelitas analizadas muestran porcentajes en peso entre 57.23% y 66.28% de Ni y 31.12% y 38.75% de As (Figura 115). La fórmula estructural promedio obtenida es $Ni_{4.93}Fe_{0.06}As_{2.01}$.

Los análisis muestran que las orcelitas se ubican dentro de un campo composicional restringido en términos de Ni-As-S (Figura 115). Las pequeñas variaciones composicionales se deben a la presencia de hasta un 4.5% en peso de Fe en los granos incluidos en los bordes de magnetita de las cromitas accesorias. Este elemento reemplaza, selectivamente, al Ni en la estructura de la orcelita.

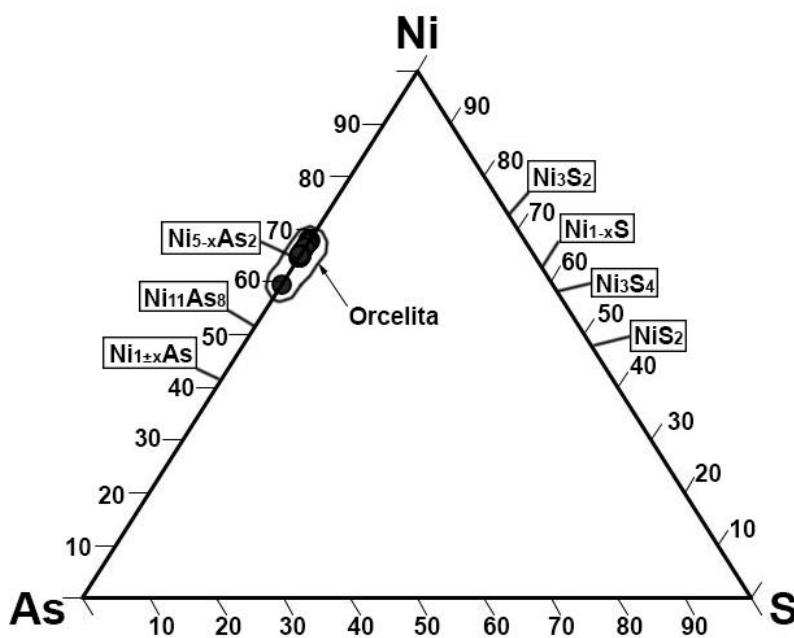


Figura 115. Diagrama ternario Ni-As-S para orcelitas (zona 1) de antigoritas con diópsido del cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte.

Zona 2

En esta zona, y al igual que en la zona 1, solo se observaron orcelitas (30 granos en total). La mayoría de los granos se encuentran asociados a magnetita (20 granos), ya sea, incluidos en los bordes de alteración de las cromitas accesorias (Figura 116a) o en paragénesis con magnetita propiamente tal, formando intercrecimientos con esta y antigorita (Figura 116b y c). Una cantidad menor de granos (10) se encuentran aislados en la matriz de antigorita, intercrecidos con este mineral (Figura 116d).

Los análisis de estas orcelitas muestran porcentajes en peso entre 62.02% y 62.85% de Ni y 31.38% y 34.11% de As (Figura 117). La fórmula estructural promedio es $Ni_{4.87}Fe_{0.05}As_{2.03}Sb_{0.04}$.

Las orcelitas de esta zona se ubican dentro de un estrecho rango de composiciones (Figura 117). Las pequeñas variaciones composicionales observadas se deben a los pequeños contenidos de Fe (hasta 1.32% en peso) y Sb (hasta 1.24 % en peso) que reemplazan, selectivamente, a Ni y As, respectivamente.

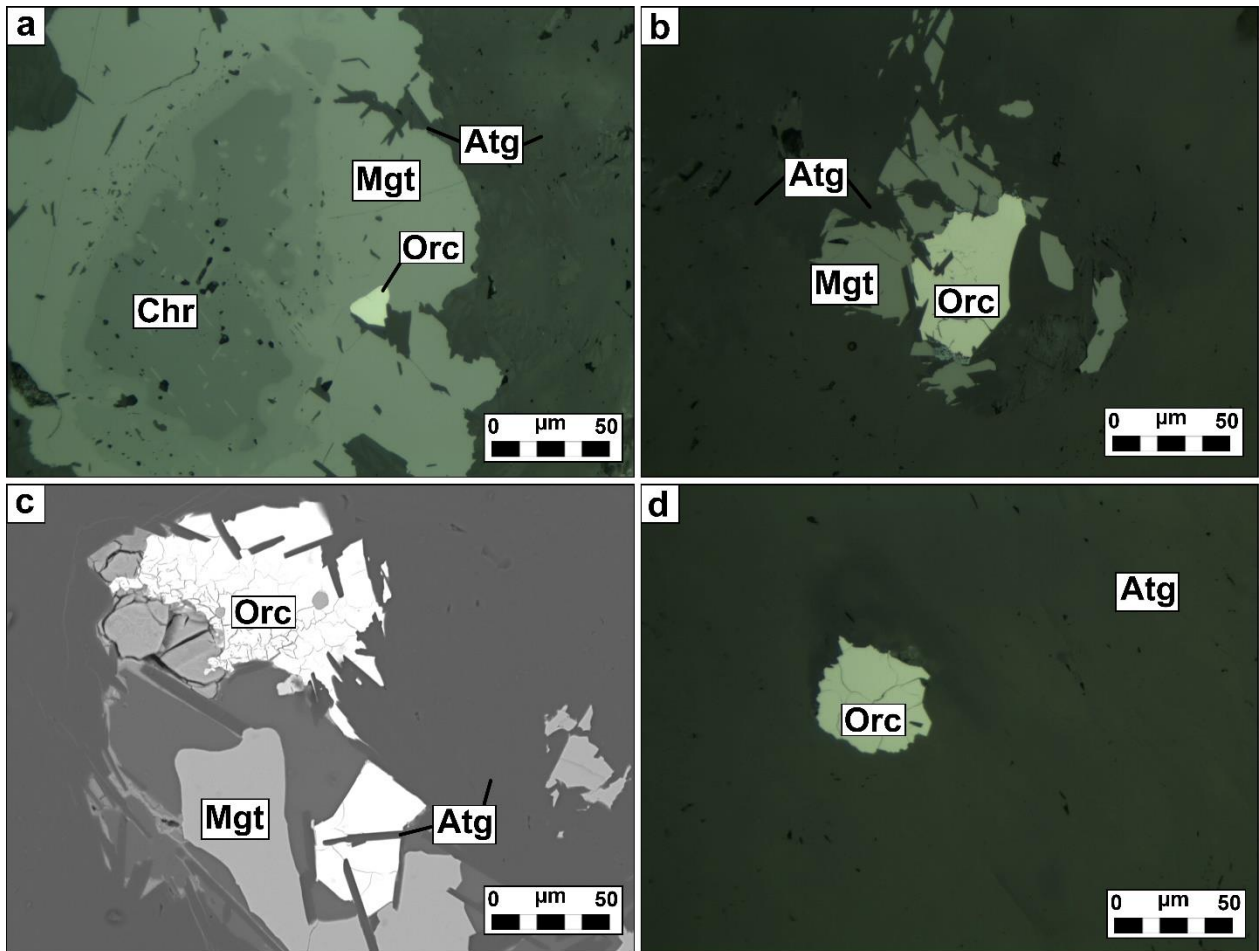


Figura 117. Modos de ocurrencia de orcelitas en zona 2 de antigoritas con diópsido del cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte. a) Imagen de microscopia de luz reflejada de orcelita incluida en borde de magnetita de cromita accesoria. b) Imagen de microscopia de luz reflejada de orcelita en asociación con magnetita e intercrecida con antigorita. c) Imagen BSE de orcelita en asociación con magnetita e intercrecida con antigorita. d) Orcelita asilada en matroz de antigorita. Abreviatura: Atg: Antigorita, Chr: Núcleo de Cromita, Mgt: Magnetita, Orc: Orcelita.

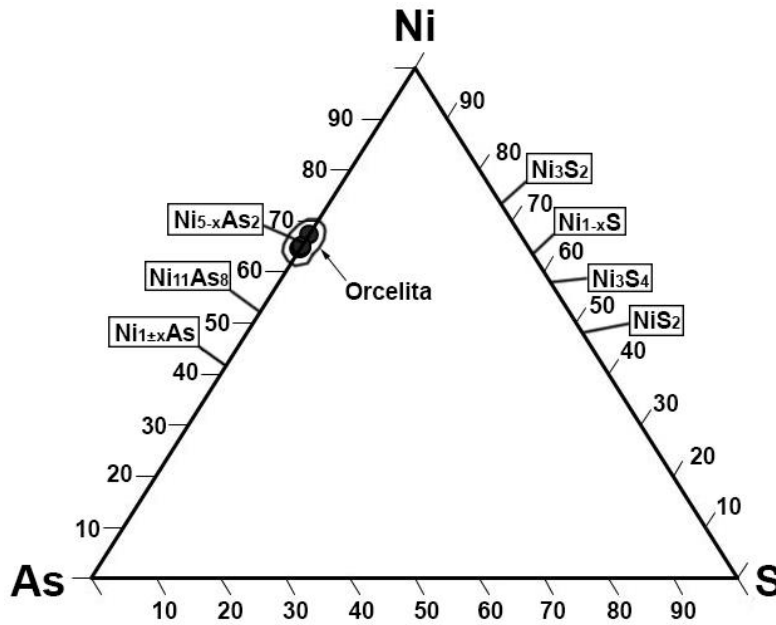


Figura 117. Diagrama ternario Ni-As-S para orcelitas (zona 2) de antigoritas con diópsido del cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte.

Zona 3

En esta zona se identificaron un total de 20 granos polifásicos constituidos por sulfuros y arseniuros de Ni. La mayoría de los granos se constituyen de millerita (NiS) en asociación con heazlewoodita (Ni_3S_2) (Figura 120a), en ocasiones, asociados también a bordes de magnetita de cromitas accesorias o magnetita propiamente tal (15 granos en total) (Figuras 118b y c). Algunos de ellos presentan inclusiones de maucheritas ($\text{Ni}_{11}\text{As}_8$) ricas en Sb (5 granos en total) (Figura 118d). Estas asociaciones se presentan inmersas en una matriz de antigorita intensamente deformada.

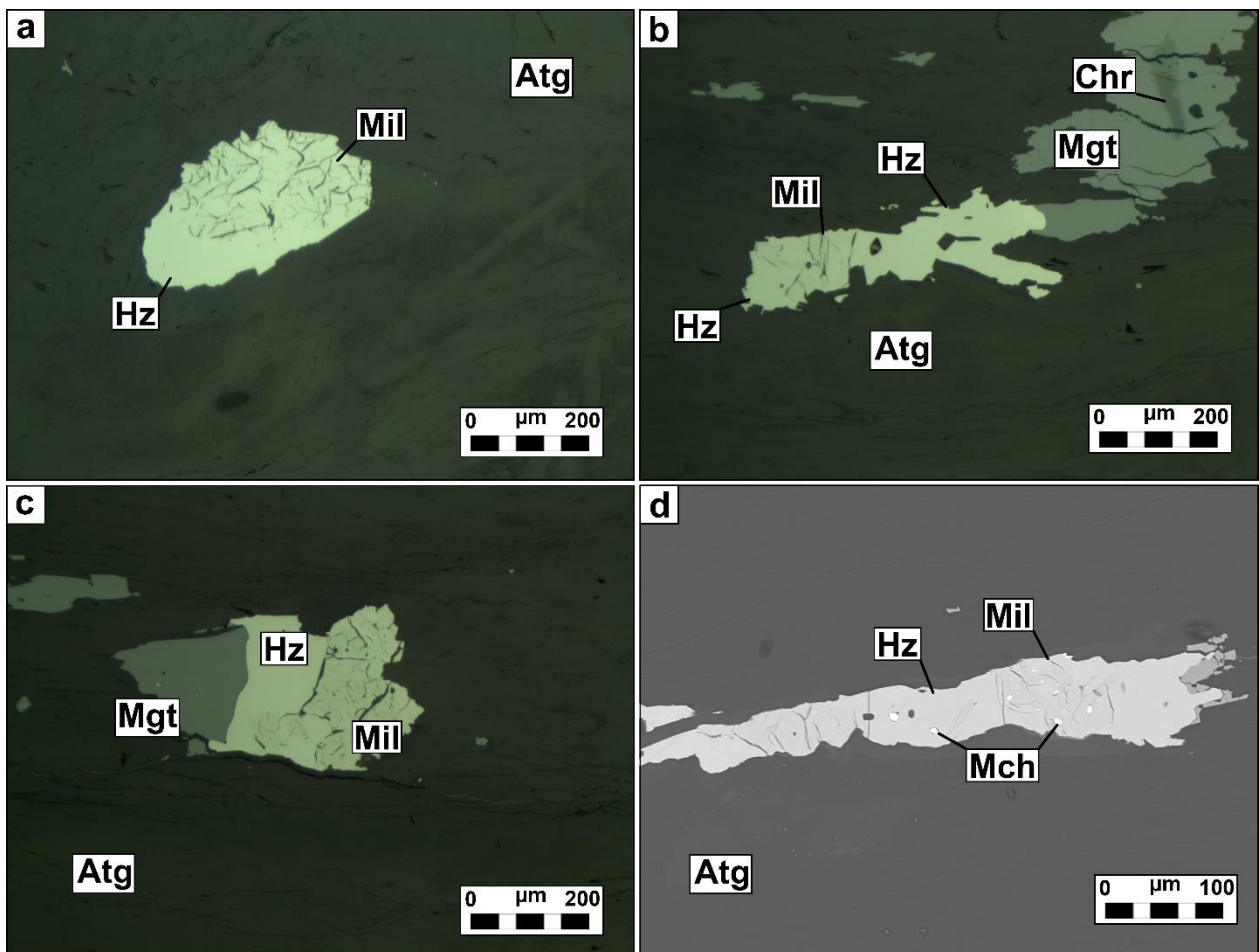


Figura 118. Sulfuros y arseniuros de Ni incluidos en la zona 3 de antigoritas con diópsido del cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte. a) Imagen de luz reflejada de grano constituido de millerita en asociación con heazlewoodita inmerso en una matriz de antigorita. B) Imagen de luz reflejada de grano compuesto por millerita y heazlewoodita asociado a borde de magnetita de cromita accesoria. C) Imagen de luz reflejada de grano compuesto por millerita, heazlewoodita y magnetita. d) Imagen BSE de grano constituido de millerita en asociación con heazlewoodita con inclusiones de maucherita. Abreviatura: Atg: Antigorita, Chr: Núcleo de Cromita, Hz: Heazlewoodita, Mch: Maucherita, Mil: Millerita, Mgt: Magnetita.

Los análisis de las maucheritas revelan porcentajes en peso entre 48.28% y 51.64% de Ni, 36.7% y 40.99% de As y 8.19% y 8.78% de Sb (Figuras 119a, b, c y 120a). La fórmula estructural promedio es $\text{Ni}_{10.74}\text{Fe}_{0.15}\text{As}_{6.48}\text{Sb}_{0.88}$.

Las milleritas presentan porcentajes en peso entre 64.98% y 67.37% de Ni (Figuras 119a, d y 120b) con una fórmula estructural promedio de $\text{Ni}_{1.04}\text{S}_{0.96}$.

Las heazlewooditas analizadas muestran porcentajes en peso entre 72.44% y 73.56% de Ni (Figuras 119a, d y 120b). La fórmula estructural promedio obtenida es $\text{Ni}_{2.99}\text{Fe}_{0.01}\text{S}_2$.

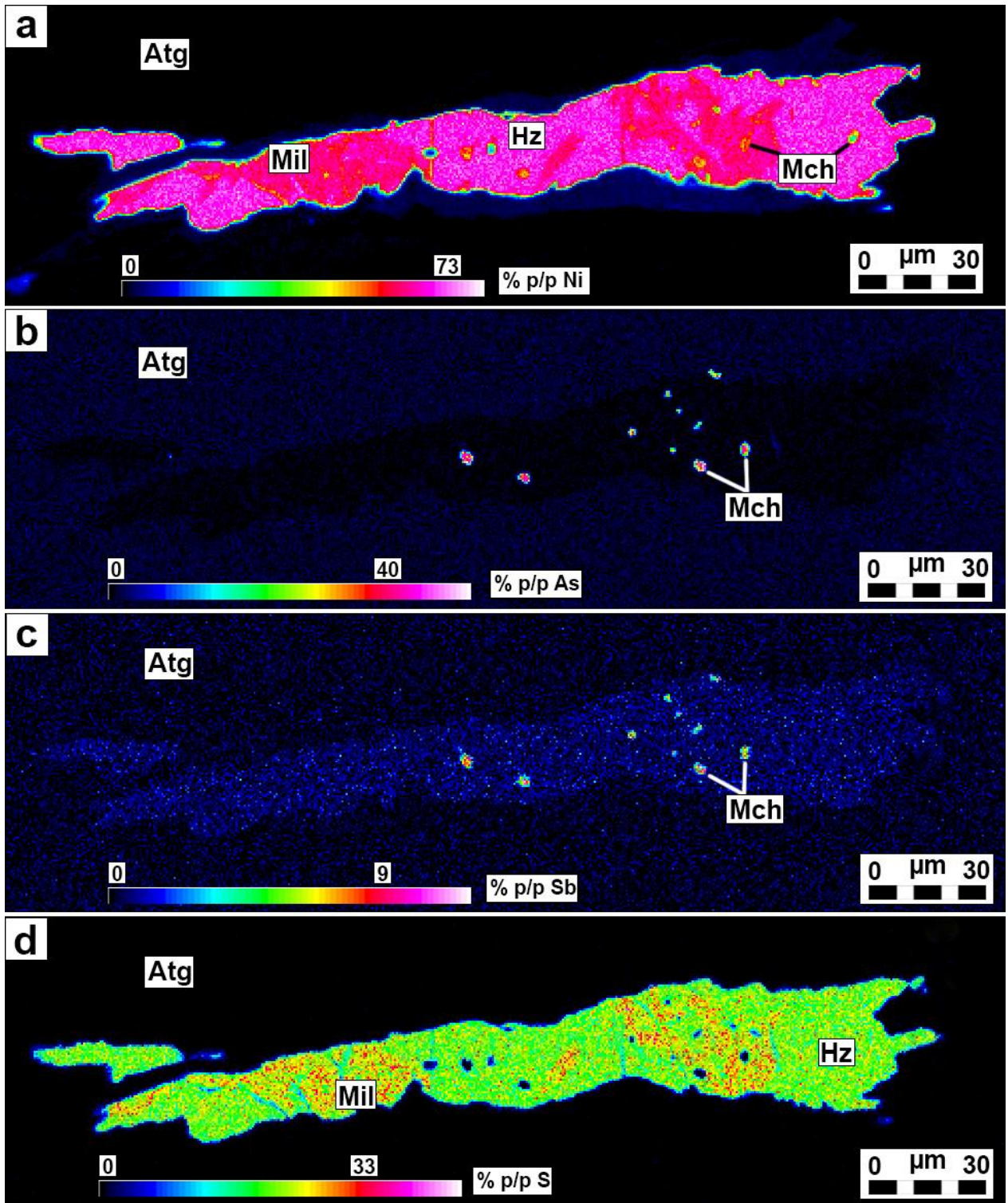


Figura 119. Mapas elementales para a) Ni, b) As, c) Sb y d) S obtenidos mediante microsonda electrónica (EMPA) en grano polifásico (Figura 15d) constituido por minerales de metales base en antigoritas con diópsido (zona 3) del cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte. Abreviatura: Atg: Antigorita, Hz: Heazlewoodita, Mch: Maucherita, Mil: Millerita.

Como se observa en el diagrama ternario Ni-As-S de la Figura 120a, las maucheritas analizadas presentan pequeñas variaciones composicionales debido a la presencia de S en su estructura (hasta 4.04% en peso). Esto se explica porque las maucheritas se encuentran como inclusión en sulfuros de Ni (Figuras 118d, 119a, b y c). Del mismo modo, la presencia de Sb reemplazando a As y Fe reemplazando a Ni hacen que este arseniuro no muestre, exactamente, su composición ideal.

Por otro lado, tanto la millerita como la heazlewoodita se ubican dentro de un rango composicional restringido, asemejándose a sus composiciones estequiométricas ideales (Figura 120b).

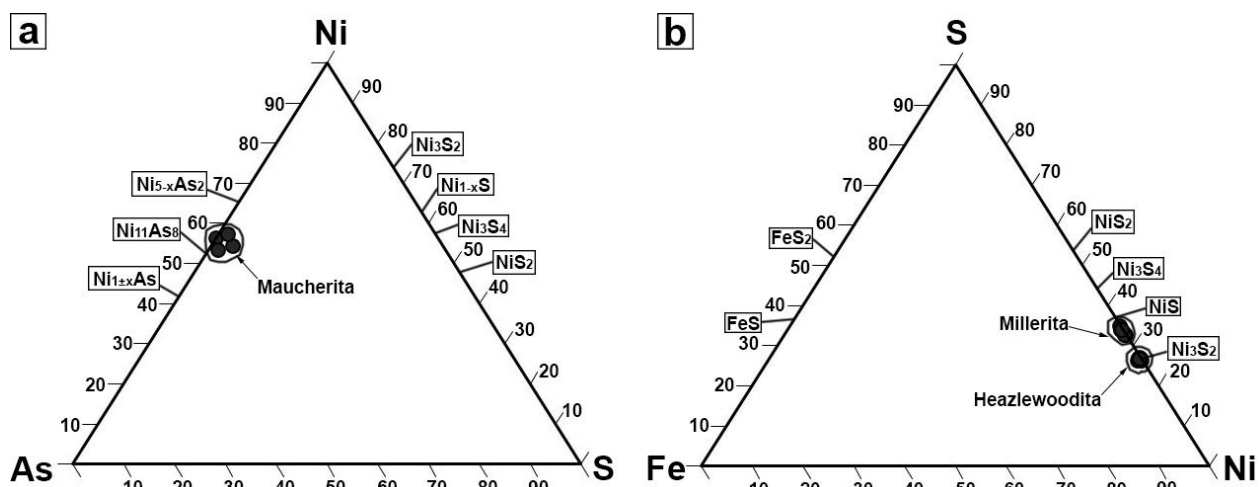


Figura 120. a) Diagrama ternario Ni-As-S para arseniuros de Ni y b) diagrama ternario Fe-Ni-S para sulfuros de Ni, hospedados en antigorititas con diópsido (zona 3) del cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte.

7 DISCUSIÓN

7.1 CONFIGURACIÓN DE LOS DOMINIOS PETROESTRUCTURALES DE LOS CUERPOS ULTRAMÁFICOS

En el cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte se observan diferentes dominios petroestructurales, con diferente grado de preservación, cuya unidad mínima son las morfologías de pliegues en vaina. Estos últimos se caracterizan por tener núcleos de peridotitas no deformadas y metadunitas envueltos por metaperidotitas deformadas y antigorititas deformadas, las cuales, a su vez, están rodeadas por un halo distal de antigorititas con diópsido (Figura 121).

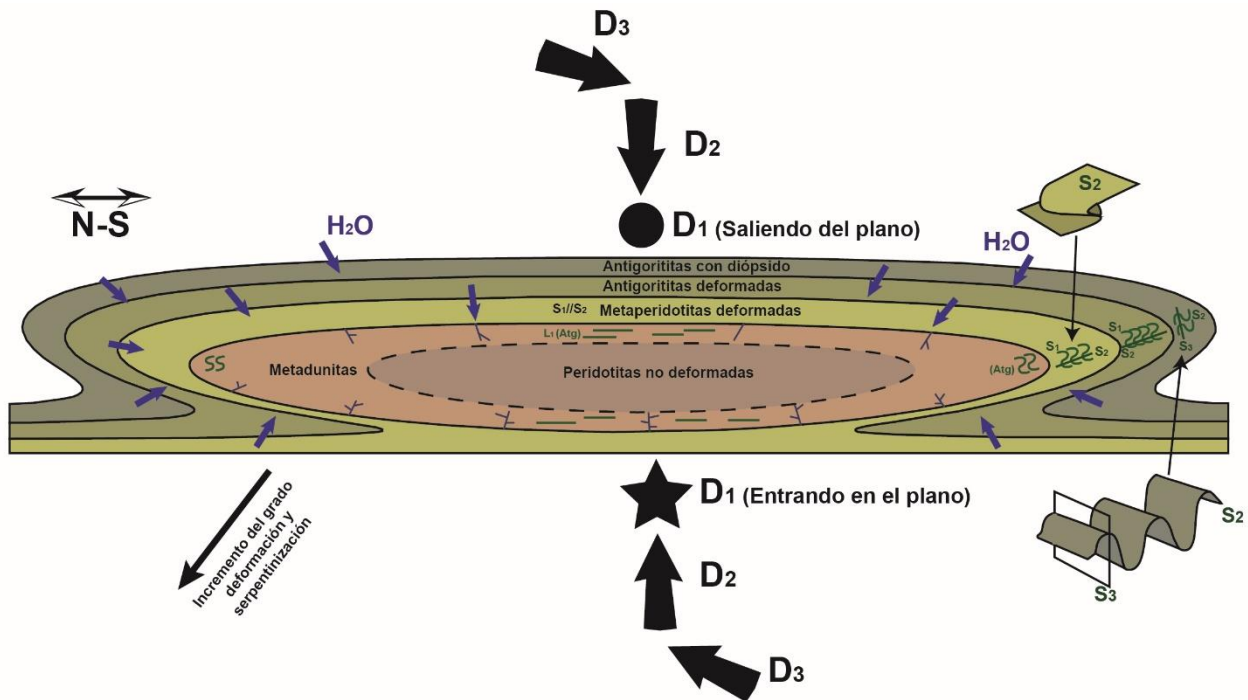


Figura 121. Corte longitudinal (perpendicular a D_1 i.e. N-S) de los dominios de pliegues en vaina. Se muestran los diferentes petrodominios que los conforman y su grado de deformación y serpentinización. Lo anterior, depende de la interacción de las capas (petrodominios) de las vainas con los fluidos procedentes del slab i.e. de la penetrabilidad del fluido en la estructura.

La estructura de los pliegues en vaina se debe a que la deformación se hace progresivamente más intensa de centro a borde, lo cual refleja diferentes grados de interacción de los diferentes petrodominios con los fluidos procedentes del slab (Bellot, 2007). Se sugiere que las peridotitas no deformadas corresponden a núcleos que tuvieron interacción escasa con los fluidos responsables de la serpentinización, no obstante, los halos más distales tuvieron, progresivamente, mayor interacción con los fluidos procedentes del slab, acomodando, mayor serpentinización en el canal de subducción y, posteriormente, dado el mayor contenido modal de agua presente en su estructura, mayor deformación (Figura 121).

7.2 MECANISMOS DE EXHUMACIÓN DE LOS CUERPOS ULTRAMÁFICOS

A lo largo de la interfase entre placas en zonas de subducción, la deshidratación de metasedimentos y serpentinitas produce la hidratación parcial de la cuña del manto suprayacente, dando lugar al desarrollo de mélanges tectónicos conformados por una matriz de serpentinita y restos de litologías más competentes como peridotitas (de la cuña del manto), rocas máficas y de alta presión (eclogitas) (Angiboust et al., 2013b). Esta matriz de serpentinita conforma el canal de subducción y es, considerablemente, menos densa (2.6 g/cm^3) que los bloques de rocas más competentes que quedan incluidos en ellas (peridotitas: 3.2 g/cm^3 , eclogitas: 3.4 g/cm^3), por lo que esta configuración se transforma en un mecanismo eficiente de exhumación de rocas máficas y ultramáficas de alta presión (Guillot et al., 2009; Angiboust et al., 2013b; Guillot et al., 2015).

En zonas de subducción, la movilización de fluidos provenientes de sedimentos y rocas máficas hidratadas puede provocar la serpentinitización tanto de porciones de manto de la litosfera oceánica como de la litosfera continental (cuña del manto) (Figura 122a). En el primer caso, el desarrollo de fallas normales en la zona de plegamiento de la corteza oceánica al inicio de la subducción i.e. bajo el prisma de acreción, controla el acceso de fluidos hacia el manto de la litosfera oceánica (Contreras-Reyes et al., 2008; Dechamps et al., 2013). Esto genera un frente de serpentinitización, el cual, y conforme se va desarrollando el proceso de subducción, genera una zona de desacople (inferior) entre las serpentinitas, recientemente formadas y la corteza oceánica (Figura 122b). En el segundo caso, los fluidos que producen la hidratación de la cuña del manto son liberados por compactación a temperaturas entre $300\text{-}650^\circ\text{C}$ y a presiones menores a 2.5 GPa (Rüpke et al., 2004). Estos son responsables de generar una zona de desacople (superior) entre las serpentinitas y la cuña del manto anhidro debido al contraste de densidad entre ambos tipos de roca (Guillot et al., 2015) (Figuras 122a y b).

A menos de 20 km de profundidad, la fuente de fluidos son los sedimentos subductados, entre 20 y 100 km la fuente es la corteza oceánica hidratada y por debajo de 100 km ocurre deserpentinización del manto litosférico hidratado (Rüpke et al., 2004) (Figura 122a). Dentro de los primeros $80\text{-}100 \text{ km}$ de profundidad (hasta donde es estable la antigorita), se desarrolla el canal de subducción, el cual, y debido a su estructura (fundamentalmente serpentinita), permite exhumación de relictos de cuña de manto (así como de porciones de corteza oceánica) que no alcanzaron a ser afectados por los fluidos del slab (Figuras 122a y b). Dentro del canal de subducción existen flujos ascendentes que permiten la exhumación de cuerpos más competentes debido a un contraste de densidad y flujos descendentes originados por el empuje ejercido por la placa subductante (Figura 122b). Esta combinación de fuerzas hace que las porciones de manto incluidas dentro del canal puedan tener trayectorias de prógradas y retrógradas dentro del mismo. A partir de los $80\text{-}100 \text{ km}$ i.e. el intervalo donde se deshidrata la antigorita, el canal de subducción desaparece dando paso a un contacto directo entre el manto litosférico subcontinental (MLSC) y la corteza oceánica subductante. El punto donde se genera este cambio se denomina “punto de no retorno” y a partir de aquí se produce el flujo de esquina en el MLSC (Whitney et al., 2014) (Figuras 122a y c).

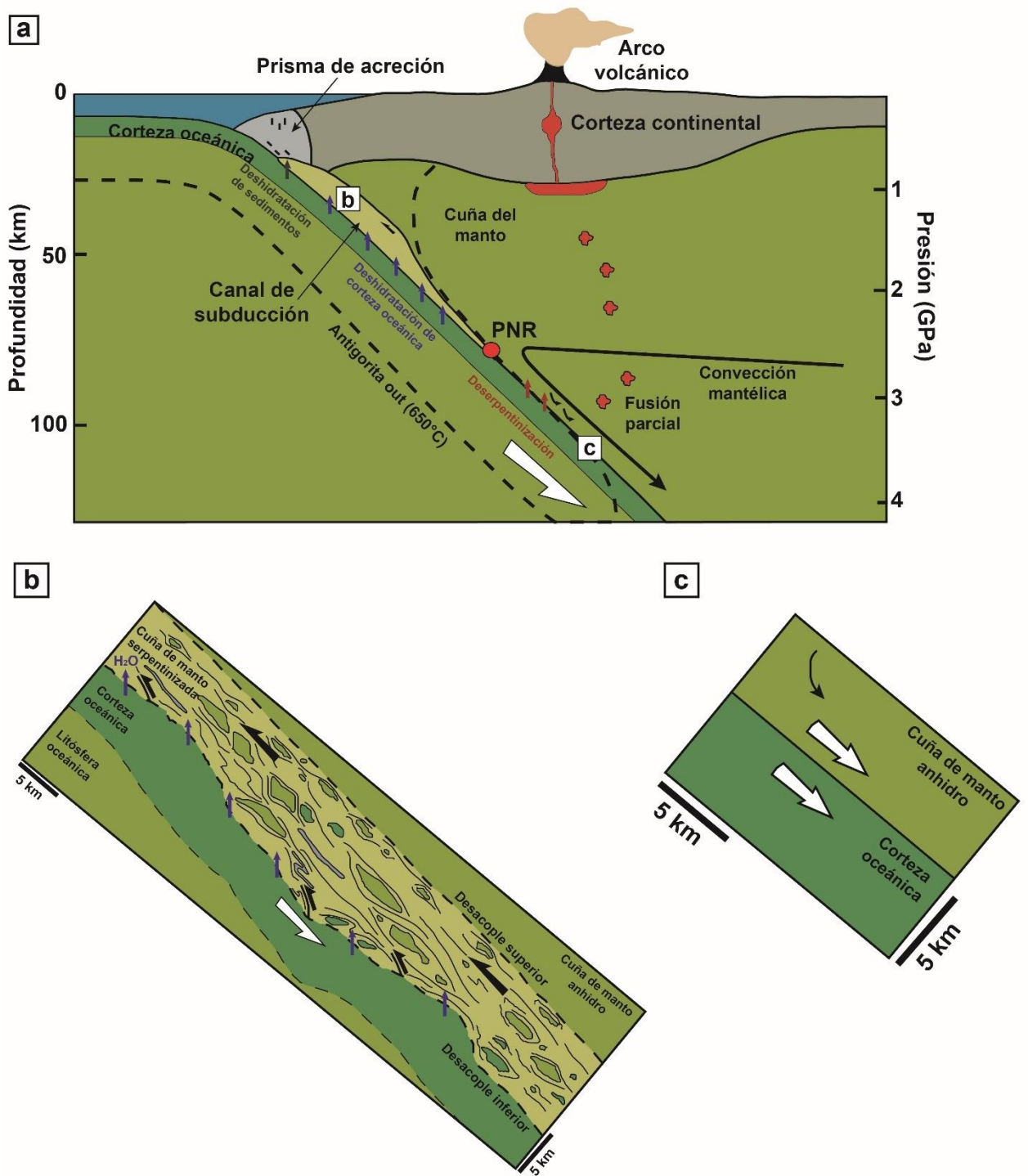


Figura 122. Esquema que muestra el mecanismo de exhumación de los cuerpos ultramáficos del área de La Cabaña y la estructura de la interface corteza-manto en profundidad. a) Ilustración del contexto geológico de la zona de subducción del centro-sur de Chile durante el Paleozoico. Se indica la proveniencia de los fluidos emanados a la cuña mantélica según profundidad (Rüpke et al., 2004) y la ubicación aproximada del punto de no retorno (PNR). b) Modelo de exhumación de cuerpos ultramáficos (provenientes de la cuña del manto) a diferentes profundidades; adaptado de Guillot et al., 2009. La hidratación de la cuña del manto genera una matriz de serpentina menos densa que hace ascender porciones relictas de manto. Las fuerzas descendentes de empuje de la placa subductante provocan la inclusión de porciones de corteza oceánica en la matriz de serpentina (canal de subducción) y generan flujos ascendentes y descendentes dentro del canal. c) Bajo el PNR la antigorita ya no es estable y desaparece el canal de subducción, esto produce un acople perfecto entre la placa subductante y la cuña del manto permitiendo que se desarrolle el flujo de esquina.

7.3 EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DE LOS CUERPOS ULTRAMÁFICOS Y SUS ROCAS ENCAJANTES

Los modelos de evolución tectónica de la Cordillera de la Costa Chilena sugieren que durante el Paleozoico Tardío los cuerpos ultramáficos y las rocas metasedimentarias encajantes del área de La Cabaña formaron parte de un complejo acrecionario desarrollado en el margen suroccidental de Gondwana (Hervé et al., 1976; Hervé, 1977; Godoy, 1979; Hyppolito et al., 2014a, b). Las observaciones realizadas en este estudio confirman que las fases de deformación reconocidas en los cuerpos ultramáficos del área de La Cabaña se correlacionan con aquellas observadas en las rocas metasedimentarias encajantes, y estas a su vez, con los grandes eventos de deformación asociados al desarrollo de dicho prisma acrecionario.

En los cuerpos ultramáficos, la fase de deformación D_1 queda registrada por el desarrollo de pliegues en vaina de escala decamétrica (metadunitas rodeadas por antigorititas deformadas) con morfología tubular elongados según la dirección de estiramiento de antigorita (E-O). A microescala, esta fase de deformación queda registrada mediante lineaciones de estiramiento de antigorita en las antigorititas con olivino metamórfico y carbonatos. En las otras antigorititas y en las metaperidotitas deformadas, dicho evento de deformación D_1 está casi, completamente, obliterado por las crenulaciones asociadas a los eventos de deformación posteriores. Dado que la antigorita es estable entre 300° y 650°C (Ulmer y Trommsdorff, 1995), el evento D_1 se desarrolla, únicamente, a lo largo del canal de subducción, siendo atribuido a la trayectoria de los cuerpos por este. En el recorrido de exhumación de los bloques por el canal, es posible que la foliación S_1 , desarrollada en este evento, se acentúe (Figuras 123a y b).

La fase de deformación D_2 se sobrepone sobre la fase de deformación D_1 en metaharzburgitas y en las serpentinitas sensu stricto. En este evento, la deformación se acomoda mediante un acortamiento subvertical que origina crenulación y plegamiento con plano axial subhorizontal. Particularmente, se observa que cuando S_1 está orientada a bajo ángulo con respecto al estrés principal de D_2 , se produce plegamiento con plano axial S_2 (subhorizontal) de orientación E-O, sin embargo, cuando S_1 está orientada a alto ángulo con respecto al estrés principal de D_2 se acentúa la foliación previa (S_{1-2}) (Figura 123c). Esta fase se registra también en los micaesquistos encajantes en forma de plegamientos con plano axial subhorizontal (S_2) generados por acortamiento subvertical. Del mismo modo, en las anfibolitas y en los esquistos de talco de la zona de reacción se observan planos de esquistosidad (S_2) asociados a este evento. De lo anterior, se deduce que a partir del instante en que esta fase afecta al cuerpo ultramáfico y a los micaesquistos, ambos, tienen una trayectoria común. Como las rocas de la zona de reacción ya se encuentran afectadas por esta deformación, esta, debió tener lugar después del contacto entre el cuerpo ultramáfico y las rocas metasedimentarias. De acuerdo con Höfer et al., 2001 y González-Jiménez et al., 2016, la temperatura de formación de la zona de reacción está en el rango de 520-550°C, por lo que esta fase de deformación debió afectar a los cuerpos a temperaturas iguales o más bajas a las mencionadas por estos autores para la formación de esta zona, aún, en un régimen dúctil. Tales condiciones

térmicas y de deformación dúctil suelen tener lugar en la base del prisma de acreción en zonas de subducción, cercanamente a los 35 km de profundidad (Richter et al., 2007; Blanco-Quintero et al., 2011). Asumiendo los modelos tectónicos propuestos para la evolución tectónica de la cuña acrecionaria del Paleozoico Tardío en el margen suroccidental de Gondwana (Hervé, 1988; Richter et al., 2007; Glodny et al., 2008) dicho evento de deformación tuvo lugar durante los procesos de acreción basal hace, aproximadamente, 300 Ma cuando tanto las series Oriental y Occidental se desarrollaron de manera conjunta (Figuras 123a y c).

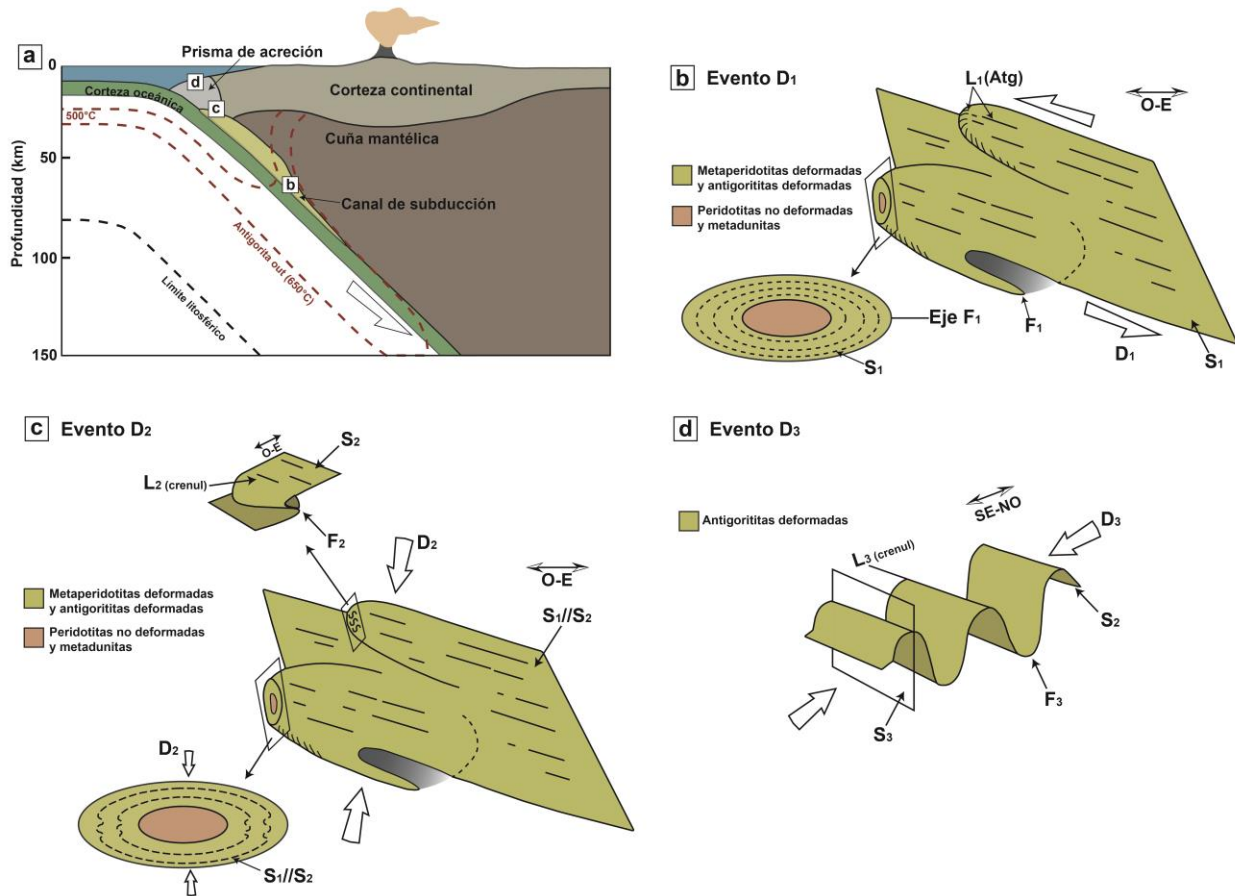


Figura 123. Esquema que ilustra la evolución estructural de los cuerpos ultramáficos del área de La Cabaña. a) Configuración tectónica de la zona de subducción del centro-sur de Chile durante el Paleozoico. Estructura termal y campos de estabilidad de serpentina adaptados de Blanco-Quintero et al., 2013. b) Formación de morfologías de pliegues en vaina en el canal de subducción debido al evento de deformación D_1 . c) Sobreimposición del evento de deformación D_2 sobre D_1 . Cuando S_1 se encuentra subparalela con respecto a D_2 (parte frontal y trasera de las vainas), se genera un plegamiento F_2 con un plano de esquistosidad S_2 subhorizontal. Cuando S_1 está orientada a alto ángulo con respecto a D_2 se acentúa la foliación previa ($S_1//S_2$). d) Sobreimposición de evento D_3 sobre D_2 . Compresión subhorizontal en sentido SE-NO que genera planos de esquistosidad subverticales. Esta última deformación solo se distingue en las capas más externas de las vainas o fuera de la influencia de estas.

La tercera fase de deformación (D_3) sobrepone a la fase de deformación D_2 y queda registrada en forma de plegamientos con plano axial vertical de rumbo NNE sobre la foliación S_2 (subhorizontal) previa (Figura 121d). Esta fase se observa en antigorititas con diópsido y de manera escasa otras antigorititas deformadas cercanas a la zona de contacto con las rocas metasedimentarias. Al igual que la fase D_2 , esta fase se registra en las rocas metasedimentarias encajantes, esta vez, como plegamientos con plano axial subvertical que sobrepunen a la esquistosidad previa (S_2). Esta deformación (D_3) se genera por un acortamiento subhorizontal en dirección SE-NO debido al proceso de acreción frontal, en la medida en que los cuerpos se exhuman a través del prisma (< 20 km de profundidad) después de los 300 Ma pero antes de los 290 Ma (Figuras 123a y d), instante en el cual, finaliza la deformación de la serie Oriental (Richter et al, 2007; Glodny et al., 2008). Una cuarta fase de deformación D_4 se observa en los micaesquistos como pliegues kink E-O verticales, posiblemente generados por un acortamiento en dirección N-S en condiciones más frías.

Las evidencias de deformación comentadas sugieren la exhumación de los cuerpos ultramáficos, inicialmente, a través del canal de subducción (D_1), posteriormente, por la base del prisma de acreción (D_2) y, finalmente, por la parte superior de dicho prisma acrecionario (D_3) (Figuras 123a, b, c y d). No hay evidencia estructural de una trayectoria prógrada de los cuerpos, ya que esta ha sido obliterada por los eventos de deformación desarrollados durante la exhumación de los mismos.

7.4 EVOLUCIÓN METAMÓRFICA DE LOS CUERPOS ULTRAMÁFICOS

La asociación de olivino-lizardita observada en las peridotitas no deformadas se originó a partir del reemplazamiento pseudomórfico de olivino por la serpentina a través de los bordes de grano y fracturas, probablemente, en condiciones estáticas (Figura 125a) (Wicks y Whittaker 1977). El bajo porcentaje de serpentización (máximo 10%) sugiere una limitada interacción de las peridotitas con los fluidos. En este escenario, el proceso de serpentización tiene lugar a temperaturas mayores a 350 °C (Bach et al., 2004). Agrinier y Cannat, 1997 sugieren que lizardita y crisotilo se pueden formar a temperaturas entre 350 y 400°C. A estas temperaturas, los escasos granos de piroxeno que pudiera tener la roca reaccionan rápidamente para producir talco y tremolita. Los cambios en la actividad de sílice y pH durante el progreso de la serpentización causan la reacción de estas fases para dar serpentina (Bach et al., 2004). La antigorita que se hace crenular producto del evento D₂ presente en los bordes de los cuerpos masivos, sugiere que este mineral crece en condiciones dinámicas a temperaturas por sobre 350°C (Wicks y Whittaker 1977). Dado que la antigorita es estable a temperaturas por sobre 300°C (Ulmer y Trommsdorff, 1995), en presencia de deformación, mayor interacción fluido/roca y, posiblemente, mayor temperatura se favorece el crecimiento de este mineral en forma de una textura no pseudomórfica foliada durante el evento de deformación D₁ dentro de una trayectoria prógrada. Los análisis químicos realizados en los olivinos de estas rocas revelan su origen mantélico (Figura 45). Todo esto permite deducir que este dominio petroestructural corresponde a pedazos relictos de manto incluidos en una matriz de serpentina dentro del canal de subducción en un proceso de serpentización parcial de la cuña del manto debido a la liberación de fluidos desde el slab subductante (Figura 126a y b). Estas porciones de manto pasan a formar parte del canal de subducción y se serpentizan de manera estática (formando lizardita a partir de olivino), aproximadamente, a 30 km de profundidad entre 350-400°C de temperatura y 10 Kbar de presión (Ulmer y Trommsdorff, 1996; Agrinier y Cannat, 1997) (Figuras 126c y d). Posteriormente, estos cuerpos pueden seguir una trayectoria prógrada y obliterarse en la medida en que la deformación, temperatura e interacción con agua aumentan. No obstante, los cuerpos de peridotitas no deformadas que afloran en el área de La Cabaña solo registran un pequeño lapso de trayectoria prógrada evidenciado a través del crecimiento de antigorita en los bordes de los cuerpos. Luego, estos retrogradan y son afectados por el evento D₂, lo que se registra en las mismas antigoritas.

Conforme los cuerpos de peridotitas no deformadas siguen una trayectoria prógrada, la interacción fluido/roca y la temperatura aumentan, entonces, la antigorita comienza a recrystalizar de manera estática a partir de la lizardita formada previamente dando origen a las metadunitas (hasta un 80% de serpentización) (Figura 125b). Hacia el borde de este dominio litológico, donde la interacción con agua y deformación son mayores, la antigorita se presenta foliada. El volumen de agua que interactúa con el núcleo de la estructura aún es bajo como para acomodar cantidades apreciables de deformación. El desarrollo de este dominio ocurre a temperaturas en torno a 400°C, donde comienza a desestabilizarse la lizardita (Figura 126c y d). Por otro lado, la química de los olivinos de este dominio litológico es similar a la de las peridotitas no deformadas, revelando su origen mantélico común (Figura 52).

A diferencia de las litologías anteriores, las metaharzburgitas se presentan intensamente deformadas. El protolito de estas rocas es más rico en piroxeno, posiblemente, se trata de una harzburgita. Se observan relictos de olivino y lizardita, asociados en textura en malla, envueltos en una matriz de antigorita y crisotilo (Figura 125c). La serpentización de la harzburgita original ocurre a temperaturas por sobre los 350°C donde piroxeno reacciona de manera más eficiente que olivino. Esto permite deducir que la harzburgita original se serpentiza de manera estática, producto de la hidratación de la cuña del manto, a una profundidad de 30 km y 10 Kbar de presión aproximadamente. Posteriormente, los cuerpos siguen una trayectoria prógrada, en donde, lizardita es reemplazada de manera progresiva por antigorita bajo condiciones de deformación activa en el canal de subducción formando una textura no pseudomórfica foliada. Esta antigorita sigue la orientación L_1 , asociada al evento de deformación D_1 , al igual que el crisotilo que se encuentra en contacto con ella. Lo anterior, enmarca la temperatura de formación de esta asociación hasta los 450°C (límite superior de temperatura para la estabilidad de crisotilo; Bach et al., 2004), lo que corresponde al peak metamórfico de este dominio (Figuras 126c y d). Luego, durante exhumación, la antigorita se deforma siguiendo la orientación originada por el evento de deformación D_2 .

Tanto las metaharzburgitas como las metadunitas registran trayectorias metamórficas comunes, no obstante, las primeras desarrollaron un mayor grado de serpentización y deformación (Figuras 125b, c y 126c, d). Esto se puede deber a que las metaharzburgitas representan porciones exteriores de las morfologías de pliegue en vaina donde la interacción con agua es mayor y por ende se acomoda mayor deformación (Bellot, 2007) (Figura 123). Sumado a lo anterior, posiblemente, existen zonaciones en el protolito de partida de la estructura, es decir, las porciones de manto incluidas en el canal de subducción podrían estar compuestas de núcleos duníticos y halos de composición más harzburgítica (Figura 126a). Esto facilitaría la formación de antigorita sobre crisotilo en presencia de deformación a estas temperaturas debido a la mayor actividad de sílice del protolito de partida (harzburgítico) (Padrón-Navarta et al., 2010).

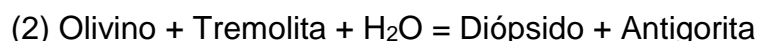
Las antigorititas esquistas (\pm cromita \pm magnetita) muestran evidencias de trayectorias prógradas y retrógradas y son una expresión con mayor grado de serpentización de las metaharzburgitas. Con el aumento de la temperatura y de la razón fluido/roca, dentro de una trayectoria prógrada, las asociaciones de olivino-lizardita, relictas en las metaharzburgitas, se alteran a antigorita y crisotilo en la medida en que la deformación es activa (Figura 125d). Esto último limita la estabilidad de este dominio a temperaturas hasta 450°C (temperatura superior de estabilidad de crisotilo; Bach et al., 2004). Posteriormente, las rocas de esta litología, que constituyen una capa externa de las morfologías de pliegue en vaina dentro del canal de subducción, pueden seguir una trayectoria prógrada y dar origen a nuevas asociaciones metamórficas (Figura 126c y d) o retrogradar y ser afectadas por el evento de deformación D_2 y ser afectada por serpentización a más baja temperatura como lo evidencian generaciones tardías de crisotilo, lizardita y talco que cortan a la matriz de antigorita deformada de estas rocas (Figura 64a, b y d).

Por otro lado, las antigorititas con olivino metamórfico y carbonatos son rocas derivadas de una antigorita esquistosa cuyo protolito fue una harzburgita, la cual debió seguir una trayectoria prógrada (Figura 126c y d), en donde, los relictos de olivino-lizardita incluidos en una matriz de antigorita deformada (según L_1) se serpentizaron estáticamente para producir antigorita en textura interpenetrativa con magnetita relictiva (Figura 125f). El resultado es una roca con dos generaciones de antigorita, una primera, que conforma lineaciones de estiramiento generadas en el canal de subducción (L_1) y otra posterior que proviene de la alteración de los relictos de olivino-lizardita en un instante de atenuación de la deformación dentro del canal de subducción. Dada la progresión de estas asociaciones a partir de una antigoritita esquistosa, la temperatura a la cual ocurre la formación de la segunda generación de antigorita es superior a 450°C. (Ulmer y Trommsdorff, 1996). La química de olivinos presentes en este dominio revela su origen metamórfico (Figura 72) a partir de la deshidratación de antigorita mediante la reacción (Ulmer y Trommsdorff, 1999):



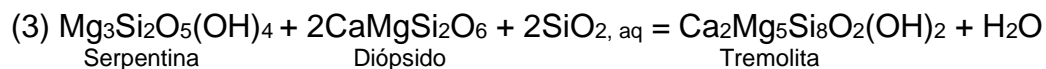
A una temperatura en torno a 500°C y 1.5 GPa de presión siguiendo una trayectoria de subducción (López Sánchez-Vizcaíno et al., 2009). Los fluidos liberados durante la deserpentinización promueven la movilidad de C en los sedimentos despegados desde la corteza oceánica al canal de subducción vía decarbonatación, proceso que ocurre a presiones por sobre 1 GPa de presión (Peacock, 1993). El CO_2 liberado durante este proceso y el H_2O liberado producto de la deserpentinización promueven la formación de fluidos COH, los cuales, reaccionan con el olivino metamórfico formado recientemente, permitiendo el crecimiento de dolomita a expensas del olivino (Scamberulli et al., 2016). De este modo, se establecen asociaciones estables de olivino-antigorita-dolomita-magnetita (Figura 125f).

Las antigorititas con diópsido representan la capa más externa de las morfologías de pliegues en vaina y el dominio con mayor grado de serpentización y deformación del área de La Cabaña. El protolito de esta roca podría ser una wehrlita, la cual, se serpentiza, en primera instancia i.e. durante su despegue de la cuña del manto, en condiciones estáticas (Figura 126a), y luego, una vez que forman parte del canal de subducción, en condiciones dinámicas promoviendo la formación de la antigorita de la matriz (Figura 126b y c). El elevado grado de serpentización y su ubicación espacial en la estructura de pliegue en vaina muestran que este dominio tuvo gran interacción con los fluidos procedentes del slab. En estas condiciones, la antigorita y el diópsido presente en vetillas se pueden formar por la hidratación de olivino y tremolita vía (Dungan, 1979):



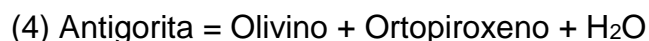
Como la asociación antigorita-brucita está ausente, esta hidratación toma lugar a temperaturas entre 450-575°C para $P_{\text{total}} = P_{(\text{H}_2\text{O})} = 1 \text{ GPa}$ (Bucher y Frey, 2002; Hirauchi et al., 2010) durante su trayectoria retrógrada. Por otro lado, el hábito rómbico de los diópsidos sugiere que estos crecen como pseudomorfos de tremolita (Dungan, 1979). La

tremolita, que fomenta la formación de diópsido y antigorita en equilibrio, surge de la descomposición de diópsido primario en estadios iniciales de la serpentinización (durante la trayectoria prógrada de los cuerpos) mediante (Frost y Beard, 2007):

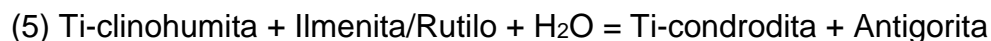


Este dominio registra evidencia de deformación retrógrada. La capa más externa i.e. la que presenta mayor razón fluido/roca durante serpentinización, es la que acomoda más deformación, en este caso, registra deformación de los eventos D₂ y D₃ en su paso por el prisma de acreción durante su emplazamiento cortical (Figura 86).

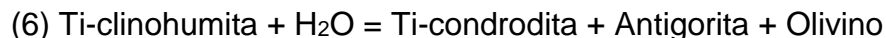
Las antigorititas con Ti-condrodita y Ti-clinohumita se asocian, comúnmente, a metamorfismo de alta a ultra alta presión en rocas ultramáficas (Trommsdorff y Evans, 1980; López Sánchez-Vizcaino, 2005; Shen et al., 2015). La asociación mineralógica observada en estas rocas (Ti-condrodita-Ti-clinohumita-olivino-antigorita) (Figura 125g) queda definida, en la pseudosección P-T elaborada por Shen et al., 2015 para Ti-condrodita y Ti-clinohumita en rocas ultramáficas (Figura 124), por un límite inferior de temperatura dado por la reacción (1) debido a la ausencia de brucita y un límite superior de la misma dado por:



Definido por la ausencia de piroxeno en la roca. Del mismo modo, el límite inferior de presión está dado por la reacción:



Debido a la ausencia de las fases ilmenita y rutilo. En tanto el límite superior de presión está dado por la reacción:



Debido a la aparición de Ti-condrodita en asociación con Ti-clinohumita, antigorita y olivino.

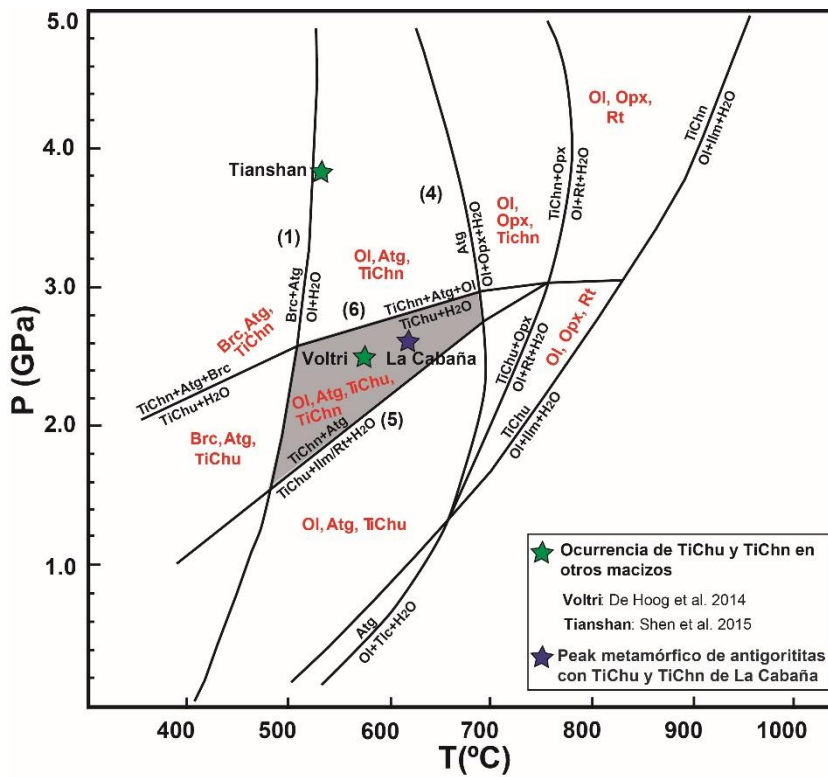


Figura 124. Pseudosección P-T basada en la regla de Schreinemaker para Ti-condrodita y Ti-clinohumita en rocas ultramáficas. Se indican los puntos de peak de metamorfismo para serpentinitas con Ti-condrodita y Ti-clinohumita de los macizos de Voltri, Tianshan y La Cabaña. Modificado de Shen et al., 2015. Abreviatura: Atg: Antigorita, Brc: Brucita, Ilm: Ilmenita, Ol: Olivino, Opx: Ortopiroxeno, Rt: Rutilo, TiChn: Ti-condrodita, TiChu: Ti-clinohumita, Tlc: Talco.

Los análisis químicos realizados en el olivino de este dominio muestran la naturaleza metamórfica de este (Figura 95). La presencia de inclusiones de antigorita en Ti-clinohumita y olivino y los contactos rectos entre los minerales del grupo de la humita sugieren la cristalización en equilibrio de Ti-condrodita, Ti-clinohumita, olivino y antigorita. Dado esto, se piensa que el peak metamórfico de este dominio se encuentra enmarcado dentro de las condiciones bajo las cuales se produce la reacción (6), esto es, temperaturas por debajo de 700°C y una presión aproximada de 2.6 GPa (Shen et al., 2015). De Hoog et al., 2014 estableció que la asociación Ti-condrodita-Ti-condrodita-olivino del macizo Voltri se forma por metamorfismo prógrada a presiones entre 1.8-2.5 Gpa y temperaturas entre 550-600°C.

En vista de lo anterior, se sugiere que estas rocas siguen una trayectoria prógrada alcanzando su peak metamórfico a temperaturas entre 600-700°C y presiones entre 2.5-2.6 GPa cerca del “punto de no retorno” (Figuras 124 y 128c, d). El protolito de las rocas de este dominio puede corresponder a porciones de manto de composición harzburgítica, los cuales, se serpentinizan progresivamente en el canal de subducción bajo un régimen de deformación activa. Por otra parte, la antigorita de la matriz se forma durante la trayectoria de estas rocas por el canal de subducción, de la misma forma que en el caso de las metaharzburgitas, posiblemente, como una evolución prógrada de estas últimas (Figuras 126c y d). La trayectoria retrógrada de estas rocas se expresa a través de la sobreimposición del evento de deformación D₂ (en el prisma de acración) sobre el evento D₁ en las antigoritas de la matriz y mediante generaciones tardías de crisotilo que cortan a las mismas.

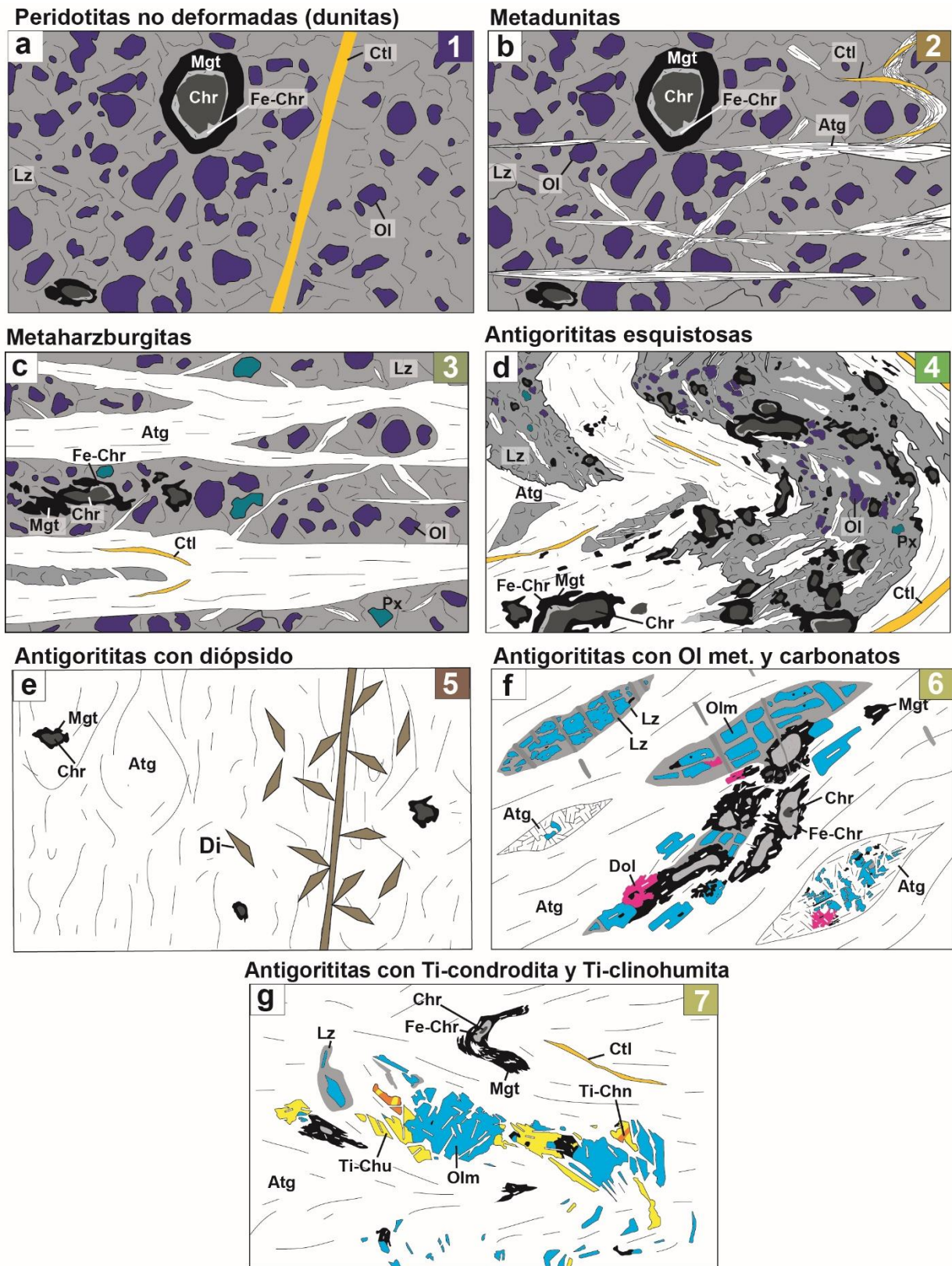


Figura 125. Esquemas texturales de los dominios litológicos identificados en Centinela Bajo Norte. Los números corresponden a su correlación espacial dentro del modelo evolutivo de la **Figura 126**. Abreviatura: Atg: Antigorita, Chr: Cromita, Ctl: Crinito, Di: Diópsido Dol: Dolomita Fe-Chr: Borde de alteración de cromita rico en Fe, Mgt: Magnetita, Lz: Lizardita, Ol: Olivino, Olm: Olivino metamórfico, Px: Piroxeno, TiChn: Ti-condrodita, TiChu: Ti-clinohumita.

Por otra parte, la asociación observada en el cuerpo ultramáfico de Lavanderos se forma, probablemente, por la serpentización de porciones de manto de composición werhlítica debido a la infiltración de fluidos del slab subductante. El proceso toma lugar de manera estática mediante el remplazamiento pseudomórfico de olivinos y piroxenos por lizardita a temperaturas en torno a 250°C. En estas condiciones, olivino reacciona de manera más eficiente que piroxeno (Bach et al., 2004). Al aumentar la temperatura dentro de una trayectoria prógrada la lizardita es, progresivamente, reemplazada por antigorita bajo condiciones estáticas para formar una matriz de antigorita en textura interpenetrativa. En torno a los 400°C el reemplazo ya es completo y toma lugar, de manera más eficiente, la bastitización de los piroxenos relictos, proceso que promueve la liberación de Ca^{+2} y Si^{4+} para formación de diópsido secundario según la reacción (12) (Apartado 7.5 y Figura 29). El hecho de que la serpentización de este cuerpo se dé solo en condiciones estáticas sugiere que existe un gradiente de deformación dentro del canal de subducción (Hirauchi et al., 2010). Cerca del contacto del canal con el manto, no existe flujo de esquina en este último, debido al desacople causado por el contraste de densidad entre las litologías hidratadas y la mineralogía anhidra del mismo (Figura 126b). Esto hace que las porciones del canal cercanas a la cuña anhidra carezcan de deformación o esta sea muy limitada lo que favorece la serpentización en condiciones estáticas. En caso contrario, hacia el contacto con la placa subductante se incrementan los grados de deformación debido al empuje generado por el slab en subducción, proceso que, a su vez, hace más efectiva la buoyancia de los bloques de peridotita inmersos en el canal de subducción promoviendo el desarrollo de serpentización en condiciones dinámicas (Figuras 126b y c). Posterior a su incorporación en el prisma de acreción, el emplazamiento del cuerpo en niveles corticales estuvo controlado por una zona de falla desarrollada en el mismo prisma ya en un régimen frágil, esto produce el despegue de este cuerpo hacia una porción más distal con referencia a Centinela Bajo Norte.

Al igual que Lavanderos, las rocas que conforman el cuerpo ultramáfico de Guzmán muestran evidencias de serpentización en condiciones estáticas. La serpentización toma lugar, en primera instancia, a temperaturas en torno a 250 °C donde olivino se altera por sus bordes de grano y fracturas a lizardita. Conforme progresa la serpentización, el cuerpo pasa a formar parte de las porciones del canal de subducción cercanas a la zona de desacople con la cuña del manto anhidro (Figura 126b). Aquí, la deformación es limitada (Hirauchi et al., 2010), por tanto, al aumentar la temperatura dentro de una trayectoria prógrada, la lizardita es reemplazada por antigorita de manera estática formando la textura interpenetrativa observada (Figura 33). Los granos de carbonatos presentes en la matriz de antigorita pueden tener su origen en un proceso de disolución a baja temperatura de los carbonatos contenidos en los sedimentos del slab subductante debido a la liberación de fluidos desde las litologías máficas hidratadas de la corteza oceánica (Peacock, 1993). Esto fomenta la movilización de CO_2 hacia la cuña del manto durante el proceso de serpentización lo que promueve la generación de fases carbonatadas como magnesita. La exhumación del cuerpo en niveles corticales estuvo, probablemente, controlada por zonas de falla desarrolladas en el prisma de acreción.

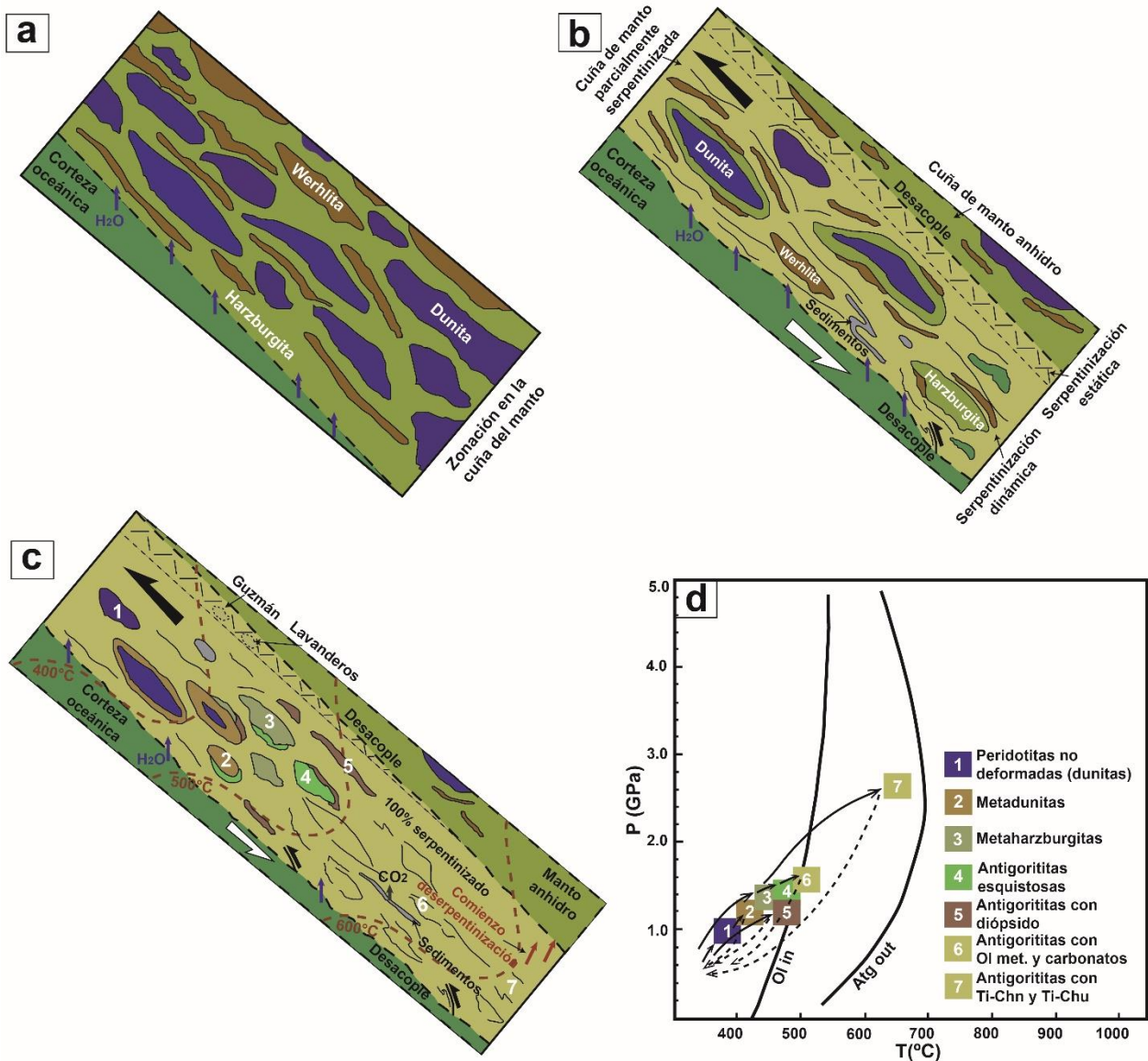


Figura 126. Esquema representando la evolución metamórfica de los cuerpos ultramáficos del área de La Cabaña. a) Variación composicional de la cuña del manto anhidro al comienzo de la subducción. Se muestra la liberación incipiente de fluidos desde el slab subductante. b) La progresión de los fluidos serpentinizadores permite la serpentinitización parcial de la cuña del manto. Los esfuerzos de empuje de la placa y de buoyancia de las litologías hidratadas permiten que se desarrolle serpentinitización dinámica (con deformación) en gran parte del canal de subducción. En las cercanías con la zona de desacople con el manto anhidro la es casi nula por lo que toma lugar la serpentinitización estática (sin deformación). c) Ubicación espacial de los cuerpos ultramáficos del área de La Cabaña dentro del canal de subducción al alcanzar su peak metamórfico correspondiente. Se esquematizan las zonaciones de las morfologías de pliegues en vaina. La decarbonatación de los sedimentos ocurre a temperaturas sobre 500°C y a presiones > 1GPa. Estructura termal tomada de Blanco Quintero et al., 2011. d) Grilla P-T que muestra la evolución metamórfica de los cuerpos ultramáficos de la Cabaña. Dentro de una trayectoria prógrada, las dunitas evolucionan a metadunitas, las metaharzburgitas pueden evolucionar a antigoritas esquistosas, antigoritas con olivino metamórfico y carbonatos o antigoritas con Ti-condrodita y Ti-clinohumita. No obstante, cada dominio puede exhumar antes de transformarse en una asociación de mayor temperatura debido a la dinámica del canal de subducción. La trayectoria retrógrada de cada cuerpo se debe al contraste de densidad entre las litologías hidratadas y las anhidras. La numeración corresponde a la litología y ubicación espacial de los cuerpos vista en c). Isógradas “Ol in” y “Atg out” tomadas de Shen et al., 2015.

7.5 CONDICIONES REOLÓGICAS DE CROMITAS Y SILICATOS DURANTE LA EVOLUCIÓN METAMÓRFICA DE LOS CUERPOS ULTRAMÁFICOS

Los análisis de deformación intracristalina realizados en cromita mediante EBSD revelan que esta deformación se incrementa conforme se desarrollan los halos de alteración de la cromita. Los núcleos de cromita muestran, principalmente, desorientaciones de bajo ángulo ($2-5^\circ$), los bordes de cromita porosa y ferricromita exhiben mayor deformación mostrando el desarrollo de bordes de subgrano (desorientación entre $5-10^\circ$) y bordes de grano (desorientación $>10^\circ$), en cambio, los bordes de magnetita representan el microdominio con mayor deformación intracristalina evidenciando el desarrollo exclusivo de bordes de grano. Los análisis texturales denotan que los bordes de grano presentan contactos suturados muy irregulares, lo que evidencia que estos desarrollan un proceso de migración de borde de grano. Este mecanismo procede a través del movimiento de dislocaciones desde los cristales con mayor densidad de estas hacia los con menor densidad de las mismas (Passchier y Trouw, 1998). Este proceso sólo opera si la deformación es activa. En consecuencia, como los halos de alteración de ferricromita y magnetita están deformados, principalmente, por este mecanismo, se piensa que los mismos se originan en la medida en que se desarrolla la deformación. Este proceso de recristalización es ventajoso energéticamente en la medida en que la temperatura disminuye (Passchier y Trouw, 1998), por tanto, la generación de los bordes de ferricromita y magnetita se produce, posiblemente, durante la exhumación de las rocas ultramáficas hospedantes. Del mismo modo, la presencia de contactos engolfados hace pensar que el proceso de recristalización toma lugar mediante *bulging*, mecanismo de deformación dinámica que se ve favorecido a más bajas temperaturas con respecto al proceso de migración de borde de grano (Passchier y Trouw, 1998). González-Jiménez et al., 2016 argumentaron que el borde de alteración rico en Fe^{+2} de las cromitas se genera a temperaturas a partir de $510-560^\circ\text{C}$, por consiguiente, los halos de ferricromita y magnetita, que rodean este borde, se originan, por recristalización dinámica, a temperaturas menores a las allí mencionadas. Por otro lado, estos bordes de alteración se observan, en ocasiones, intercrecidos con antigorita, mineral que es estable a temperaturas mayores a 300°C , así entonces, se cree que estos halos se desarrollan entre $300-500^\circ\text{C}$ de temperatura mientras ocurre la exhumación de los cuerpos ultramáficos por el canal de subducción durante el evento de deformación D_1 . Por otro lado, los diagramas de polos de orientación cristalográfica de cromita evidencian que los bordes de alteración de este mineral tienen un crecimiento topotáctico a partir de su borde antecesor.

Las antigoritas presentes en la matriz de las antigorititas con olivino metamórfico y carbonatos son las únicas que preservan, únicamente, la deformación D_1 acaecida en el canal de subducción. La orientación cristalográfica preferente (OCP) obtenida en estas antigorititas es $[010](001)$, con el eje $[010]$ paralelo a la lineación y el plano (001) paralelo a la foliación. Esta fábrica es típica de serpentinitas deformadas dentro de un canal de subducción (Hirauchi et al., 2010; Nagaya et al., 2014a). Por consiguiente, se corrobora que la deformación D_1 , que orienta las antigorititas según L_1 , se desarrolla en este lugar. Las OCP de antigorita medidas en metaharzburgitas y antigorititas esquistosas reflejan la orientación que adopta este mineral debido al plegamiento causado por el evento de deformación D_2 . Así entonces, la OCP de antigorita en estas litologías es,

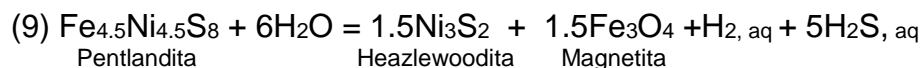
predominantemente, [001](010) con (010) subparalelo al plano de foliación. La zona externa de las antigoritas con diópsido se deforma, principalmente, por el evento D_3 , la OCP que adoptan las antigoritas luego de orientarse según este evento es [001](100) con [001] subparalelo a la lineación. Las OCP en antigoritas son evidencia de un proceso de creep por dislocación (Padrón-Navarta et al., 2012). Este mecanismo consiste en el movimiento de dislocaciones en respuesta a la aplicación de un esfuerzo. Las OCP se generan debido a que las dislocaciones tienen una orientación particular con respecto a la red cristalina y sólo pueden moverse dentro de determinadas direcciones. Las OCP activas en un instante determinado dependen de la magnitud y dirección del esfuerzo que actúa sobre el cristal y del esfuerzo de cizalla crítico de cada sistema. Este esfuerzo debe ser excedido para que la dislocación pueda moverse según una OCP. Como la magnitud de este esfuerzo depende, principalmente, de la temperatura, la orientación cristalográfica preferente cambia con el grado metamórfico y las condiciones de deformación (Passchier y Trouw, 1998). En efecto, la OCP obtenida para las antigoritas deformadas según L_1 , en el canal de subducción, se relacionan con serpentización a alta temperatura y presión en el mismo, en cambio, las OCP obtenidas para las antigoritas deformadas según D_2 y D_3 se relacionan con condiciones de menor temperatura y presión en el momento en que los cuerpos exhuman a través del prisma de acreción.

7.6 ESTABILIDAD Y RELACIONES DE FASE DE LOS MINERALES DE METALES BASE

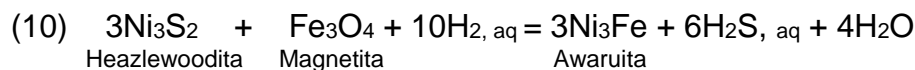
La serpentización es un proceso que se desarrolla en condiciones, extremadamente, reductoras. Cuando el olivino de la peridotita reacciona con agua, el Fe^{+2} de los minerales primarios es oxidado a Fe^{+3} en la medida que se produce H_2 como agente reductor de acuerdo a las siguientes reacciones (Bach et al., 2006; Frost et al., 2013; Schwarzenbach et al., 2014):



La asociación awaruita-heazlewoodita-magnetita observada en las peridotitas no deformadas y en las metadunitas (Figuras 107 y 109) se relaciona con condiciones de muy baja $f\text{O}_2$ (Frost, 1985). Esta asociación se puede explicar a partir de la descomposición de un sulfuro primario (pentlandita, obliterada durante la serpentización), para generar heazlewoodita (Klein y Bach, 2009):



Con el progreso de la serpentización y en la medida en que continua la producción de H_2 (disminución de $f\text{O}_2$), la heazlewoodita se desulfuriza y genera awaruita mediante (Klein y Bach, 2009):



Las inclusiones de maucherita en heazlewoodita evidencian una elevada actividad de arsénico en el sistema. Esto puede deberse a los altos contenidos de As de los fluidos responsables de la serpentización. González-Jiménez et al., 2016 muestra que las rocas donde está incluida esta asociación tienen patrones de elementos traza similares a los de serpentinitas de cuña mantélica clasificados en Dechamps et al., 2013 (con marcadas anomalías positivas de As y Sb). Por tanto, a medida que se produce la lizarditización en condiciones de baja $f\text{O}_2$, el Ni generado en el proceso de desulfurización de la heazlewoodita (10) no solo fomenta la producción de awaruita, sino que también, reacciona con el As disponible en el sistema para producir maucherita.

En los diagramas de estabilidad Ni-As-S y Fe-Ni-S de la Figura 127, se observa que la asociación maucherita-heazlewoodita puede ser estable a 450°C y awaruita-heazlewoodita puede serlo a 400°C , respectivamente. Considerando que estas asociaciones se observan, mayormente, incluidas en lizardita, la cual es estable hasta

alrededor de los 400°C (Dechamps et al., 2013), se piensa que esta asociación se genera en el estadio final de la lizarditización a temperaturas en torno a 400-450°C en condiciones muy reductoras.

La asociación de awaruita con heazlewoodita se observa, también, incluida en vetillas de antigorita, las cuales, cortan una matriz de olivino-lizardita en las metadunitas (Figura 109) y junto con millerita en metaharzburgitas (Figura 108), bajo condiciones más oxidantes. Las bajas razones fluido/roca requeridas para la estabilización de awaruita pueden prolongar la estabilidad de esta, inclusive, en estadios donde la roca está casi completamente serpentizada en condiciones más oxidantes (Schwarzenbach et al., 2014; Foustoukos et al., 2015). En este sentido, la distribución de los dominios petroestructurales (ver apartados 7.1, 7.2 y 7.3) favorece que las litologías que están más cercanas al núcleo de las vainas tengan menos interacción con agua i.e. se vea modificado el estado redox del sistema afectando las paragénesis de los minerales presentes. Lo anterior, pone de manifiesto que la asociación awaruita-heazlewoodita-magnetita en antigorita tuvo lugar a temperaturas entre 400-450°C (dentro del campo de estabilidad de antigorita) pero en un dominio interno de las vainas (rodeando a las metadunitas) bajo condiciones más oxidantes y con bajas razones fluido/roca, no obstante, con mayor interacción con agua con respecto a las peridotitas no deformadas y metadunitas. Las litologías que envuelven a las metadunitas se inyectan en ellas aprovechando planos de debilidad o fracturas generadas en estos dominios menos deformados.

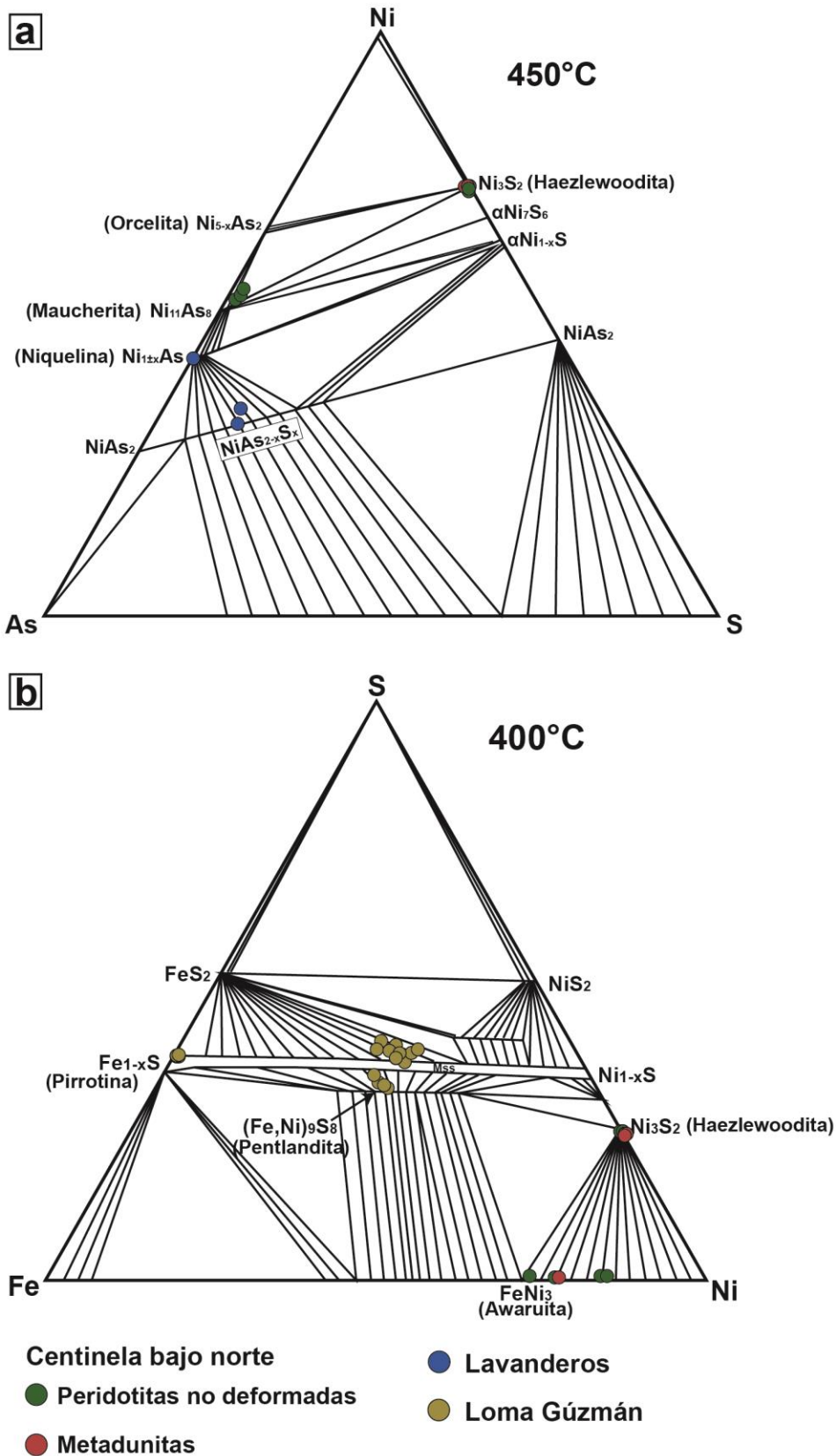


Figura 127. Diagramas ternarios de estabilidad mineral para arseniuros de Ni, sulfuros y aleaciones de Fe-Ni del área de La Cabaña. a) Diagrama ternario Ni-As-S mostrando equilibrios minerales a 450°C (Yund, 1962). b) Diagrama ternario Fe-Ni-S mostrando equilibrios minerales a 400°C (Craig, 1973).

Las exsoluciones de awautita en Co-pentlandita presentes en la metaharzburgita (Figura 111) se originan por una desulfurización de esta última en estadios tempranos de la serpentinización. La composición de la Co-pentlandita en el sistema ternario Co_9S_8 - Ni_9S_8 - Fe_9S_8 revela temperaturas de estabilidad en torno a los 400°C (Figura 128). Luego en condiciones más oxidantes esta asociación es, parcialmente, reemplazada por una asociación de millerita-heazlewoodita-magnetita.

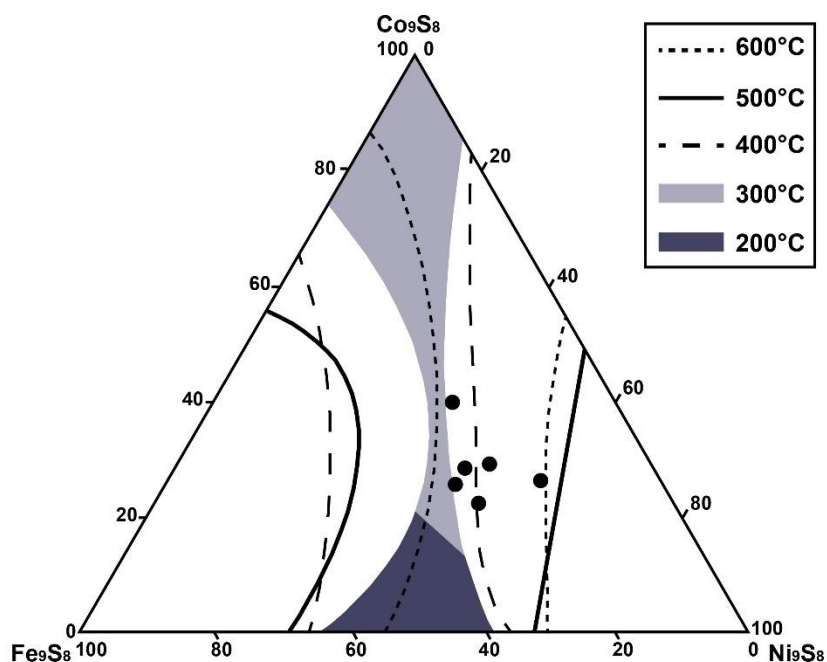
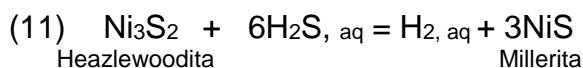


Figura 128. Diagrama ternario Co_9S_8 - Ni_9S_8 - Fe_9S_8 con campos de estabilidad dependientes de la temperatura para la formación de pentlandita (Kaneda et al., 1986).

A medida que aumenta el grado de serpentinización y la temperatura, la magnetita se disuelve durante la desestabilización de la lizardita. La razón $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}_{\text{total}}$ en serpentina disminuye (Debret et al., 2014) y los sulfuros pobres en S (heazlewoodita) son reemplazados por sulfuros más enriquecidos en S (millerita). Con ello, aumenta la $f\text{O}_2$ y la $f\text{S}_2$. Lo anterior, queda representado mediante (Klein y Bach, 2009):

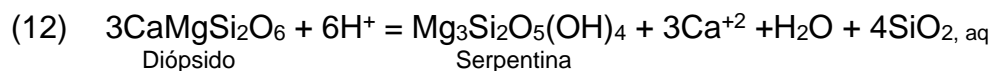


La asociación millerita-heazlewoodita-magnetita (Figura 111) debe alcanzar el equilibrio a temperaturas mayores a 400°C , esto debido a que la asociación se encuentra equilibrada con antigorita en un dominio con mayor grado de serpentinización y deformación que las peridotitas no deformadas y metadunitas. Kullerud (1962), muestra que heazlewoodita y millerita pueden formar asociaciones estables por debajo de 550°C por desestabilización de una fase $(\text{Ni}, \text{Fe})_{3\pm x}\text{S}_2$. Por lo tanto, la asociación se estabiliza en un rango de temperaturas entre 400 - 550°C .

La orcelita se halla en los bordes de magnetita de las cromitas alteradas e intercrecida con antigorita en la matriz de las antigorititas con diópsido (Figuras 114 y 116). También se observa incluida en lizardita de peridotitas no deformadas (Figura 107). González-Jiménez et al., 2016 argumentaron que el borde de alteración rico en Fe⁺² de las cromitas se generó a partir de la reacción de cromita con olivino en presencia de fluido para dar cromita porosa rica en Fe⁺², propiamente tal, más clorita a temperaturas entre 510-560°C. Como se observó en el apartado 7.4, el borde de magnetita se origina por migración de borde de grano, el cual, es un proceso de recristalización dinámica que se produce a medida que disminuye la temperatura. En consecuencia, este borde se desarrolló, probablemente, a temperaturas menores a 500°C durante el evento de deformación D₁ en el canal de subducción. Dado lo anterior, el crecimiento de orcelita se origina a partir de la reacción del As, contenido en los fluidos serpentinizadores procedentes del slab, con el Ni liberado de la desestabilización de olivino (0.4% en peso de Ni en promedio). Este proceso puede tomar curso durante la alteración de la cromita (orcelita en los bordes de alteración de cromita) o durante la generación de serpentina (lizardita y antigorita) durante la serpentización (orcelita intercrecida con antigorita e incluida en lizardita). Dado que la orcelita se encuentra incluida en lizardita, intercrecida con antigorita y en los bordes de magnetita de las cromitas alteradas, se piensa que el rango de temperatura en el cual precipita la orcelita es entre 400-500°C durante la trayectoria retrógrada de los cuerpos en el canal de subducción en la medida en que se desarrolla el evento D₁.

La asociación pirrotina-pentlandita que se identificó en Loma Guzmán (Figuras 104 y 105) puede ser estable a temperaturas menores a 610°C por desestabilización de una fase Ni_{3±x}S₂ en presencia de pirrotina (Kullerud, 1986). Con el aumento de la fO₂ conforme progresa la serpentización, pentlandita se descompone en violarita por acción de los fluidos serpentinizadores, los cuales, a su vez, permiten el crecimiento de antigorita en equilibrio con esta asociación a temperaturas por sobre 300°C.

En el cuerpo de Lavanderos se observa una asociación gersdorffita-niquelina intercrecida con bastitas de diópsido y antigorita (Figura 102). Las bastitas de clinopiroxeno se forman por un reequilibrio de este a composiciones estables a más baja temperatura durante el proceso de serpentización. A raíz de lo anterior, la serpentina crece de manera topotáctica a partir de los planos de clivaje del clinopiroxeno (Dungan, 1979). La bastitización del clinopiroxeno libera Ca⁺² y Si⁴⁺ durante la formación de serpentina mediante:



Esto posibilita la formación de diópsido secundario, el cual, crece de manera radial en los márgenes de las bastitas o adyacente a ellas (Figuras 29 y 102). Los fluidos serpentinizadores que posibilitan estos cambios, están enriquecidos en As, esto, junto con la liberación de Ni desde los olivinos producto de la alteración de las cromitas adyacentes, posibilita la formación de gersdorffita y niquelina, estables en asociación a 450°C (Figura 127a).

7.7 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS DEL GRUPO DEL PLATINO

Los patrones de elementos del grupo del platino observados en las peridotitas y serpentinitas el área de La Cabaña están influenciados por el fraccionamiento de cromita y sulfuros magmáticos durante la cristalización de ambas fases a partir de un fundido. Tanto en el cuerpo ultramáfico de Lavanderos como en las peridotitas no deformadas y en las metaharzburgitas tipo 1 de Centinela Bajo Norte se observan patrones con enriquecimiento en EGP-I (Os, Ir, Ru) por sobre EGP-P (Rh, Pt y Pd) debido, principalmente, a anomalías positivas en Ru. Este elemento presenta un elevado coeficiente de partición cromita/fundido durante la formación de cromita (Copobianco y Drake, 1990). La concentración de Os, Ir y Ru se debe, probablemente, al entrapamiento físico de pequeñas partículas de estos EGP durante la cristalización de cromita (Finningan et al., 2008). Brenan y Andrews (2001) mostraron que aleaciones de Os-Ir se pueden formar en equilibrio con laurita a temperaturas entre 1200-1300°C y log f_{S_2} entre -2 y -1.3. Ballhaus (1998), propuso que la cristalización de cromita toma lugar en un magma híbrido formado por una mezcla de dos fundidos con diferente actividad de sílice. La diferencia en viscosidad de ambos fundidos genera una mezcla turbulenta que produce diferencias químicas tal que permite la cristalización de cromita en las burbujas del fundido (González-Jiménez et al., 2014a, b). La cristalización de cromita por este mecanismo, en canales duníticos en el manto superior, puede crear condiciones variables de T - f_{O_2} - f_{S_2} . Como el Cr^{+3} y el Fe^{+3} se particionan, preferentemente, hacia la cromita, cada núcleo de esta puede crear una capa reductora en torno a él, lo que provoca la saturación de especies oxidantes como Os, Ru e Ir en el fundido (Ballhaus et al., 2006; Finningan et al., 2008). Estos EGP cristalizan en las superficies de los cristales de cromita produciendo el fraccionamiento de ellos (Ballhaus et al., 2006; González-Jiménez et al., 2009). Los cambios en las condiciones de f_{O_2} y f_{S_2} se deben a la coalescencia de burbujas y pueden provocar la cristalización directa de laurita (como las observadas en las peridotitas no deformadas) desde el fundido o por la reacción de este con aleaciones de Os-Ir-Ru formadas previamente.

Los patrones con pendiente positiva con enriquecimiento en Pt y Pd con respecto a Os, Ir y Ru observados en las metaharzburgitas tipo 2 y en las antigorititas con diópsido son típicos de serpentinitas ricas en sulfuros (Naldrett y Duke, 1980). Se sabe que el Pd se concentra en sulfuros magmáticos, especialmente, como solución sólida en pentlandita (Prichard et al., 2001). Durante serpentización, la pentlandita se altera a millerita y magnetita (como se observa en las metaharzburgitas), obliterando al sulfuro magmático y liberando su contenido de Pd hacia las fases recientemente formadas (Prichard et al., 2001). Estos autores observaron antimoniuros de Pd en maucheritas formadas durante serpentización. Se piensa que Pt y Pd pueden estar concentrados en los sulfuros y arseniuros contenidos en las antigorititas con diópsido. La inclusión de estas fases en los minerales de metales base es promovida por la desestabilización de sulfuros primarios durante serpentización. Por otro lado, las cromitas accesorias de estas litologías están intensamente alteradas a ferricromita y magnetita. Así entonces, otra posibilidad, es que la alteración de las cromitas por los fluidos serpentizadores provoque la removilización de los EGP-I (se fraccionan preferencialmente hacia la cromita durante la formación de esta) y esto, a su vez, ocasione un enriquecimiento relativo en EGP-P.

Los patrones planos observados en las antigorititas esquistosas con cromita y magnetita y en algunas peridotitas no deformadas se asemejan a rocas de manto primitivo (Lorand et al., 2009). Esta distribución de EGP se debe, posiblemente, a que no existe un fraccionamiento de estos durante la cristalización de fases como cromita y/o sulfuros.

De esta manera, las concentraciones de elementos del grupo del platino en las peridotitas y serpentinitas de La Cabaña están directamente relacionadas con el contenido de cromita, sulfuros y arseniuros presentes. Los diferentes tipos de patrones encontrados en una misma litología indican que existen distintos petrodominios dentro de las rocas, donde, los contenidos de sulfuros, arseniuros y cromita, además de los grados de alteración de esta última, son variables. La serpentización tiene influencia en la movilización de Pd, y en menor medida de Pt, desde sulfuros magmáticos, hacia sulfuros y/o arseniuros formados por este proceso (Prichard et al., 2001). También influye en la movilización de EGP-I, principalmente, Os e Ir debido a la alteración de los granos de cromita accesoria que hospedan, preferencialmente a estos EGP. Sin embargo, el Ru es, relativamente, menos móvil (en comparación a los otros EGP) en los fluidos serpentizadores, como se observa en las antigorititas con diópsido, donde se detectan anomalías positivas en Ru, a pesar de observar una tendencia positiva hacia los EGP-P debido a los efectos de la serpentización.

Como se detalló previamente, la deformación controla la distribución de la serpentización en los cuerpos ultramáficos mediante la formación de estructuras de pliegues en vaina en el canal de subducción. Dado que la serpentización fomenta la movilización de los EGP, se deduce que existe un control de la deformación sobre la distribución de estos elementos en los diferentes dominios petroestructurales de los cuerpos ultramáficos. Es así como se observa que, en el núcleo de los pliegues en vaina, donde existe menor grado de serpentización i.e. peridotitas no deformadas, son dominantes los EGP-I (especialmente Ru) y hacia los bordes de estas estructuras, donde existe un mayor grado de serpentización i.e. antigorititas con diópsido, son dominantes los EGP-P (fundamentalmente Pt y Pd).

7.8 MOVILIDAD DE EGP EN LA ZONA DE SUBDUCCIÓN

La liberación de fluidos desde el slab subductante hacia la cuña del manto anhidro es un proceso que toma lugar a temperaturas menores a 650°C y a menos de 100 Km de profundidad (Rüpke et al., 2004). A profundidades menores a 20 Km, en las zonas de subducción, el origen de los fluidos que serpentinizan la cuña del manto es, principalmente, sedimentario (Figura 129a) (Rüpke et al., 2004).

Los patrones de elementos traza para antigorititas deformadas del área de La Cabaña publicados por Gonzalez-Jimenez et al., 2016 muestran contenidos de As y Sb con enriquecimientos de hasta 10000 veces los valores del manto empobrecido, similares a las serpentinitas de cuña de manto estudiadas por Dechamps et al., 2013. As y Sb son particularmente móviles en fluidos acuosos de baja temperatura, por lo que se cree son descargados desde el slab en subducción hacia la cuña del manto a temperaturas menores a 400 °C en estadios tempranos de la subducción siendo incorporados por las fases hidratadas recientemente formadas (Hattori y Guillot, 2003) (Figuras 129a y b). Con la desestabilización de la lizardita para formar antigorita en la cuña del manto (canal de subducción), aproximadamente a 400°C, la magnetita se disuelve y existe una reducción del contenido de Fe⁺³ en la antigorita recientemente formada en comparación a la lizardita precursora (Debret et al., 2014). Esta reducción del Fe es acompañada por la liberación de oxígeno, el cual, conduce la oxidación y movilización de fases reductoras tales como sulfuros o C en la fase fluida (en forma de SO_x, CO₂), generando fluidos con gran poder oxidante (Debret et al., 2014). De este modo, el paso de lizardita a antigorita en zonas de subducción controla la formación de una fase fluida oxidante que fomenta la movilidad de elementos traza o volátiles en la cuña del manto.

Los fluidos serpentinizadores poseen elevados contenidos de Cl⁻ el cual, posiblemente, proviene de la deshidratación de los metasedimentos contenidos en el slab subductante (Figura 129b) (Rynard, 2016), en estas condiciones, el pH de los fluidos oscila entre medianamente alcalino y neutro en la medida en que estos fluidos se equilibran con litologías estables a mayor temperatura (Galvez et al., 2016). El Cl⁻ es de vital importancia, puesto que la solubilidad de muchos elementos a alta temperatura en fluidos acuosos es dependiente de la concentración de este elemento (Wallace et al., 2005).

Como se vio anteriormente en el apartado 7.7, la serpentización provoca la movilización de PGE, especialmente, aquellos del subgrupo del platino entre fases de sulfuros primarios y fases de sulfuros estables en condiciones de serpentización. Además, causa la movilización de Os e Ir producto de la alteración de las cromitas accesorias. Pd es, relativamente, móvil en fluidos salinos (ricos en Cl⁻) tales como aquellos generados durante el proceso de serpentización (Guillot et al., 2001), del mismo modo, Xiong y Wood, 2002 observaron que el contenido de Os en fluidos es dependiente del contenido de Cl⁻.

Por otra parte, todos los PGE se presentan en su estado de menor valencia (M^0 o M^{+1}) en las condiciones de fO_2 presentes en el manto (O'Neil et al., 1995). La elevada fO_2 presente en la cuña del manto puede fomentar que los PGE se comporten de manera incompatible con respecto a las fases minerales estables en estas condiciones y sean transportados por fluidos acuosos desde la cuña (Parkinson et al., 1999). Así entonces, los fluidos serpentinizadores serían el canal de movilización de Pt y Pd entre sulfuros magmáticos y sulfuros formados en condiciones de serpentización y además provocarían la movilización de Os e Ir desde las cromitas accesorias.

El empuje de la placa subductante produce el movimiento descendente de los fluidos y de las litologías hidratadas de la cuña del manto (Wada y Wang, 2009). Una vez que se alcanza la temperatura límite de estabilidad de la antigorita ($650^\circ C$), esta se deshidrata promoviendo la formación de minerales anhidros, tales como olivino y piroxeno (Ulmer y Trommsdorff, 1996). El fluido liberado lleva consigo elementos no compatibles con las fases anhidras formadas en estas condiciones (As, Sb, Pb, LREE y PGE). La movilización de los PGE sería fomentada por la desestabilización de los minerales de metales base que hospedan estas fases (sulfuros y arseniuros) bajo las condiciones termodinámicas en las que ocurre la deshidratación de la antigorita. Otros elementos tales como Ti, Nb y Ta son insolubles a esta temperatura siendo compatibles con fases refractarias tales como rutilo (Figuras 129a y b) (Hattori y Guillot et al., 2003).

Posteriormente, estos fluidos liberados producto de la deshidratación de las serpentinitas de la cuña del manto fomentan la fusión parcial del manto y la generación progresiva de magmas de arco, los cuales podrían enriquecerse en los metales y elementos transportados por el fluido liberado desde la cuña subyacente (Figuras 129a y b).

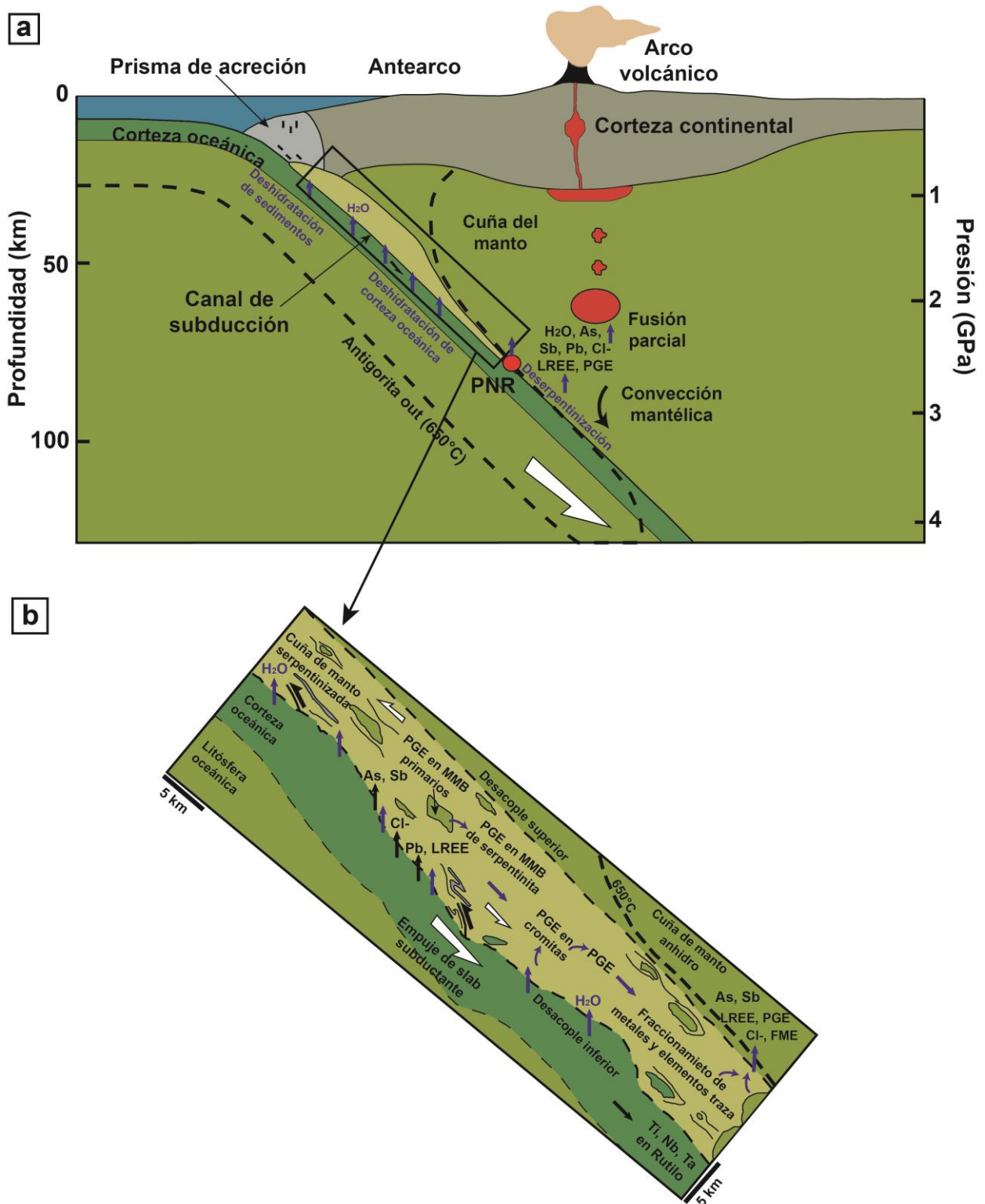


Figura 129. Esquemas que ilustran el ciclo de los metales nobles y elementos traza en la zona de subducción en estudio. a) Contexto general de la zona de subducción del centro sur de Chile durante el Paleozoico. Se ilustra la migración de fluidos desde el slab subductante hacia la cuña del manto, además de la deserpenitización bajo el punto de no retorno (PNR) y la consecuente movilización de metales nobles y elementos traza hacia el manto anhidro lo que provoca fisión parcial del mismo y la generación de magmas de arco. b) Esquema de la movilidad de metales nobles y elementos traza en el canal de subducción. El empuje de la placa subductante provoca que las serpentinitas se muevan de manera descendente por el canal de subducción. Una vez que estas alcanzan los 650°C, la antigorita se deshidrata y los MMB se desestabilizan liberando, su contenido de elementos traza y PGE, respectivamente.

8 CONCLUSIONES

- Los diferentes grados de serpentización y deformación a los cuales fueron sometidos los cuerpos ultramáficos del área de La Cabaña dan origen a diferentes dominios petroestructurales, cada uno con características litológicas y estructurales particulares que ponen de manifiesto su trayectoria metamórfica.
- Las rocas ultramáficas del área de La Cabaña registran tres eventos de deformación. El primero de ellos (D_1) se debe a estiramientos generados en el canal de subducción debido a la oposición entre las fuerzas de buoyancia (de las rocas serpentizadas) y el empuje de la placa subductante. Estos esfuerzos son los responsables de generar las morfologías de pliegues en vaina, una vez que porciones de manto son incluidas en el canal de subducción por la serpentización parcial de la cuña mantélica. Posteriormente, los cuerpos son afectados por una fase de deformación D_2 generada producto de una compresión en sentido subvertical en la base del prisma de acreción y que coincide con la deformación generada en la Serie Occidental debido al proceso de acreción basal. Finalmente, se reconoce una tercera fase de deformación (D_3), la cual, sobrepone a la fase previa (D_2), y se produce por una compresión subhorizontal en sentido SE-NO. Este evento de deformación coincide con el proceso de acreción frontal descrito en las rocas encajantes. Tanto el evento de deformación D_2 como el evento D_3 se producen en un instante de tiempo en que los procesos de acreción basal y frontal se desarrollan de manera simultánea, esto es, entre 300 a 290 Ma.
- La hidratación parcial de la cuña del manto producto de la liberación de fluidos del slab subductante genera contrastes de densidad entre las litologías hidratadas y los relictos anhidros. Esto provoca flujos ascendentes dentro del canal de subducción. Por otro lado, el empuje de la placa subductante genera flujos descendentes. Esta combinación de fuerzas hace que las porciones de manto incluidas dentro del canal puedan tener trayectorias prógradas y retrógradas, las cuales, se registran mediante las relaciones de fase y paragénesis de las asociaciones de silicatos y minerales metálicos de los diferentes dominios petroestructurales.
- Las estructuras de pliegues en vaina, generadas en el canal de subducción, se caracterizan por presentar litologías menos deformadas y serpentizadas de centro a borde. Lo anterior, obedece a que los núcleos de las estructuras tuvieron escasa interacción con los fluidos procedentes del slab, mientras que los halos más distales tuvieron mayor interacción con estos fluidos serpentizadores. Como los fluidos acomodan deformación, las porciones más distales, que poseen un mayor porcentaje modal de agua, acomodaran, posteriormente, mayores grados de deformación.

- La serpentinización de la cuña del manto toma lugar, en primera instancia, de manera estática lo que posibilita la formación de texturas pseudomórficas (textura en malla asociación olivino-lizardita) a temperaturas entre 350-400°C. Tanto las peridotitas no deformadas (dunitas) como las metaharzburgitas se serpentinizan parcialmente, en primer término, de esta forma. Posteriormente, y conforme los cuerpos siguen una trayectoria prógrada, estos se serpentinizan de manera dinámica en presencia de deformación a temperaturas mayores a 400°C, promoviendo la formación de texturas no pseudomórficas. La diferencia en los protolitos de partida de estas litologías (variación química en el manto superior) puede promover la formación de antigorita por sobre crisotilo en la matriz deformada de las metaharzburgitas dada la mayor actividad de sílice del sistema a temperaturas entre 400-450°C donde ambas fases son estables. Los cuerpos de protolito dunítico, harzburgítico o wehrlítico pueden estar relacionados entre sí debido a la deformación conjunta de porciones del manto químicamente diferentes (formación de pliegues en vaina) o pueden ser cuerpos con trayectorias independientes dentro del canal de subducción. Durante su trayectoria de exhumación, las metaharzburgitas y antigorititas esquistosas son afectadas por el evento de deformación D₂ y, por su parte, las antigorititas con diópsido registran los eventos de deformación D₂ y D₃.
- Cuando las antigorititas deformadas (protolito harzburgítico) siguen una trayectoria prógrada, posiblemente, dan origen a las antigorititas con olivinos metamórficos y carbonatos. Producto de los fluidos liberados por la deserpentinización de la antigorita y del CO₂ liberado de los sedimentos subductados, se fomenta el crecimiento de carbonatos formando una asociación estable de olivino-antigorita-dolomita-magnetita a temperaturas en torno a 500°C y 1.5 GPa de presión.
- Las antigorititas con Ti-condrodita y Ti-clinohumita representan el dominio de más alta presión y temperatura del área de la Cabaña, y muy posiblemente, el de mayor presión registrado en Chile. Estas rocas, probablemente, de protolito harzburgítico, alcanzan condiciones de peak de metamorfismo entre 600-700°C y 2.5-2.6 GPa. Estas condiciones vienen dadas por la asociación olivino-Ti-condrodita-Ti-clinohumita-antigorita generada durante una trayectoria prógrada.
- El desacople entre el canal de subducción y la cuña del manto anhidro produce que en las partes del canal cercanas al manto no exista deformación, por tanto, la serpentinización se produce de manera estática. Por otro lado, cerca del contacto del canal con la placa subductante se acomoda gran cantidad de deformación. Esto pone de manifiesto que existe un gradiente incremental de deformación desde la cuña del manto hasta el límite con la placa subductante dentro del canal de subducción. Los cuerpos ultramáficos de Lavaderos y Guzmán se serpentinizan dentro de la región sin deformación y su exhumación, posterior a su emplazamiento en el prisma de acreción, estuvo controlada por zonas de falla desarrolladas en niveles corticales.

- Los bordes de alteración de ferricromita y magnetita de las cromitas accesorias, incluidas en las diferentes litologías, se desarrollan a través de un proceso de migración de borde de grano. Este mecanismo toma lugar en la medida en que la deformación es activa conforme disminuye la temperatura. Por lo anterior, se estima que estos halos se generaron a temperaturas entre 300-500°C un poco por debajo de la temperatura de formación estimada para el borde de cromita rico en Fe^{+2} .
- La orientación cristalográfica preferente obtenida en las antigoritas deformadas según el evento de deformación D_1 ([010](001)) es característica de antigoritas deformadas dentro de un canal de subducción a través de un proceso de creep por dislocación a altas temperaturas y presiones.
- La morfología de los pliegues en vaina favorece que las litologías que están más cercanas al núcleo tengan menos interacción con agua, esto modifica el estado redox del sistema afectando las paragénesis de los minerales metálicos presentes.
- La asociación awaruita-heazlewoodita-magnetita se produce en litologías donde la razón fluido/roca es baja (dunitas y metadunitas) en el estadio final de la lizarditización, a temperaturas en torno a 400-450°C, en condiciones muy reductoras. La presencia de awaruita y heazlewoodita en asociación con millerita, en condiciones más oxidantes, dice relación con que la awaruita puede ampliar su campo de estabilidad hacia condiciones de mayor fO_2 debido a las bajas razones fluido/roca del sistema.
- La presencia de orcelita es consecuencia de la reacción del As de los fluidos serpentinizadores provenientes del slab, con el Ni liberado en la desestabilización de olivino. Este proceso se lleva a cabo durante la alteración de la cromita o bien durante la durante la serpentización de olivino propiamente tal a temperaturas entre 400-500°C.
- Los contenidos de elementos del grupo del platino de las peridotitas y serpentinitas del área de La Cabaña están controlados por el fraccionamiento de cromita y sulfuros magmáticos durante la cristalización de ambas fases a partir de un fundido. Las rocas con un mayor porcentaje modal de cromita i.e. dunitas impregnadas por cromita muestran mayores contenidos de Os, Ir y Ru. Esto se debe, posiblemente, al entrampamiento físico de pequeñas partículas o minerales de estos EGP durante la cristalización de cromita. Por otro lado, las litologías con mayores contenidos de sulfuros y arseniuros, esto es, antigoritas con diópsido (mayor serpentización y deformación), muestran los mayores contenidos de Pt y Pd. De este modo, la serpentización tiene influencia en la movilización de Pd y Pt, desde sulfuros magmáticos, hacia sulfuros y/o arseniuros formados por este

proceso e influye, también, en la alteración de la cromita hospedante de los EGP-I fomentando la movilización, especialmente, de Os e Ir.

- La deformación controla la distribución de la serpentización en los cuerpos ultramáficos a través de la formación de estructuras de pliegues en vaina. Dado que la serpentización controla la movilidad de los EGP, se concluye que la deformación tiene un efecto sobre la concentración y movilidad de estos elementos entre los distintos dominios petroestructurales que constituyen los cuerpos ultramáficos. En el núcleo de estas estructuras, donde existe un menor grado de serpentización dominan los EGP-I (especialmente Ru) y hacia los bordes de estas estructuras son dominantes los EGP-P (fundamentalmente, Pt y Pd).
- La movilidad de EGP en zonas de subducción está controlada por el ciclo de los fluidos en estos ambientes y la naturaleza de los mismos. La liberación de fluidos desde el slab subductante hacia la cuña del manto durante la subducción provoca la serpentización del manto suprayacente y la movilización de elementos tales como As, Sb y Pb desde el slab hacia las serpentinitas recientemente formadas. El proceso de serpentización, también, moviliza los EGP-P hospedados en los MMB de la peridotita original hacia los MMB estables en condiciones de serpentización, del mismo modo, fomenta la movilización de los EGP-I hospedados en las cromitas accesorias durante el proceso de alteración de estas. Cuando las serpentinitas alcanzan su temperatura límite de estabilidad, estas se deshidratan para generar olivino y piroxeno, los minerales no compatibles con estas fases anhidras, tales como As, Sb, LREE y EGP (en estas condiciones) son segregados al fluido que percola a través del manto de manera ascendente para generar magmas de arco por el proceso de fusión parcial.
- Los fluidos serpentinizadores son, altamente, oxidados y enriquecidos en Cl⁻. En estas condiciones, los EGP se comportan de manera incompatible con respecto a las litologías anhidras originadas en la cuña del manto durante el proceso de deshidratación de la serpentina (y consecuente desestabilización de los MMB contenidos en ellas) siendo solubles en el fluido acuoso y transportados por este.

9 BIBLIOGRAFÍA

- Agrinier, P., Cannat, M., 1997. Oxygen-isotope constraints on serpentinization processes in ultramafic rocks from the Mid-Atlantic Ridge (23°N), in Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, edited by J. A. Karson et al., pp. 381-388, 153, College Station, TX.
- Aguirre, L., Hervé, F., and Godoy, E., 1972, Distribution of metamorphic facies in Chile, an outline: *Kristalinikum* 9, 7–19.
- Angiboust, S., Wolf, S., Burov, E., Agard, P., Yamato, P., 2013b. Effect of fluid circulation on subduction interface tectonic processes: insights from thermo-mechanical numerical modelling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 358, 238–248.
- Alfaro, G., 1982. Distribución de la mineralización en la Cordillera de la Costa entre los 38° y 40° Lat. Sur. III Congreso Geológico Chileno, Concepción, pp E38-E59.
- Alfaro, G., 1980. Antecedentes preliminares sobre la composición y génesis de las cromitas de La Cabaña (Cautín). *Revista Geológica de Chile* 11, 29–41.
- Bach, W., Garrido, C. J., Paulick, H., Harvey, J., Rosner, M., 2004. Seawater peridotite interactions: First insights from ODP Leg 209, MAR 15°N.
- Bach, W., Paulick, H., Garrido, C.J., Ildefonse, B., Meurer, W.P., Humphris, S.E., 2006. Unraveling the sequence of serpentinization reactions: petrography, mineral chemistry, and petrophysics of serpentinites from MAR 15°Nn (ODP Leg 209, Site 1274): *Geoph Res Letters* 33, L13306.
- Ballhaus, C., 1998. Origin of podiform chromite deposits by magma mingling. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 156: 185-193.
- Ballhaus, C., Bockrath, C., Wohlgemuth-Ueberwasser, C., Laurenz, V., Berndt, J. (2006). Fractionation of the noble metals by physical processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152, 667-684.
- Barra, F., Rabbia, O., Alfaro, G., Miller, H., Hofer, C., Kraus, S., 1998. Las serpentinitas y cromitas de La Cabaña, provincia de Cautín. Chile. *Revista Geológica de Chile*, IX Región.

- Barra, F., Gervilla, F., Hernández, E., Reich, M., Padrón-Navarta, J.A., 2014. Altered chromian spinels from La Cabaña peridotite, south central Chile: Considerations on the formation of ferritchromite. *Mineral. Petrol.*
- Blanco-Quintero, I.F., Garcia-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.
- Brenan, J.M., Andrews, D., 2001. High-temperature stability of Laurite and Ru–Os–Ir alloy and their role in PGE fractionation in mafic magmas. *Can. Mineral.* 39, 341–360.
- Bucher, K., Frey, M., 2002. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 7th edition, Springer, Berlín, 341pp.
- Cardozo, N., and Allmendinger, R. W., 2013, Spherical projections with OSXStereonet: *Computers & Geosciences*, v. 51, no. 0, p. 193 – 205.
- Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E.R., Reichert, C., 2008. Upper lithospheric structure of the subduction zone offshore of southern Arauco Peninsula, Chile, at similar to 38 degrees S. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 113, B07303.
- Craig, J.R., 1973. Pyrite-pentlandite assemblages and other low temperature relations in the Fe-Ni-S system. *Am. J. Sci.* 273A, 496-518.
- Debret, B., Andreani M., Munoz, M., Bolfan-Casanova, N., Carlut, J., Nicollet, C., Schwartz, S., Trcera, N., (2014b). Evolution of Fe redox state in serpentine during subduction. *Earth Planet Sci Lett* 400:206–218.
- Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S., Hattori, K., 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos* 178, 96-127.
- De Hoog, J. C. M., Hattori, K., Jung, H. (2014): Titanium- and water-rich metamorphic olivine in high-pressure serpentinites from the Voltri Massif (Ligurian Alps, Italy): evidence for deep subduction of high-field strength and fluid-mobile elements. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 167, 990.
- Dungan, M. A. (1979). Bastite pseudomorphs after orthopyroxene, clinopyroxene and tremolite. *Canadian Mineralogist* 17,729-740.
- Ebsd.com. 2016. Oxford Instruments.

- Finnigan, C.S., Brenan, J.M., Mungall, J.E., McDonough, W.F. (2008). Experiments and models bearing on the role of chromite as a collector of platinum group minerals by local reduction. *J Petrol* 49:1647–1665.
- Foustoukos, D. I., Bizimis, M., Frisby, C., Shirey, S. B. (2015). Redox controls on Ni-Fe-PGE mineralization and Re/Os fractionation during serpentinization of abyssal peridotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 150, 11.
- Frost, B. R. (1985). On the stability of sulfides, oxides, and native metals in serpentinite. *J. Petrol.* 26, 31–63.
- Frost, B. R., Beard, J. S. (2007). On silica activity and serpentinization. *Journal of Petrology* 48,1351-1368.
- Frost, BR., Evans, K.A., Swapp, SM., Beard, JS., Mothersole, F.E. (2013). The process of serpentinization in dunite from New Caledonia. *Lithos* 178:24–39.
- Frutos, J., Alfaro, G., 1987. Metallogenic and tectonic characteristics of the Paleozoic ophiolitic belt of the southern Chile coast cordillera. *Geologische Rundschau* 76, 343–356.
- Galvez, M., Connolly, J., Manning, C. (2016). Implications for metal and volatile cycles from the pH of subductions zones. *Nature*. Vol 539: 420-424.
- Glodny, J., Lohrmann, J., Echtler, H., Gräfe, K., Seifert, W., Collao, S., Figueroa, O., 2005. Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge: insights from combined isotope tectonochronology and sandbox modelling of the South-Central Chilean forearc. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 231, 23–39.
- 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. *J. South. Am. Earth. Sci.* 26, 397–411.
- Godoy, E. 1979. Metabasitas del basamento metamórfico. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 2, Actas, 3, E133-E144. Arica.
- Godoy, E., Kato, T. 1990. Late Paleozoic serpentinites and mafic schists from the Coast Range accretionary complex, central Chile: their relation to aeromagnetic anomalies. *Geologische Rundschau*, Vol. 79, p. 121-130.

- González-Bonorino, F. 1970 Series metamórficas del basamento cristalino de la cordillera de la costa, Chile Central. Universidad de Chile, Departamento de Geología 37, 80.
- González-Jiménez, J.M., Gervilla, F., Proenza, J.A., Augé, T., Kerestedjian, T., 2009. Distribution of platinum-group minerals in ophiolitic chromitites. *Applied Earth Section B (Transactions Institution Mining and Metallurgy)* 118, 101–110.
- González-Jiménez, J.M., Barra, F., Walker, R.J., Reich, M., Gervilla, F., 2014a. Geodynamic implications of ophiolitic chromitites in the La Cabaña ultramafic bodies, Central Chile. *Int. Geol. Rev.* 56, 1466-1483.
- González-Jiménez, J.M., Barra, F., Garrido, L.N., Reich, M., Satsukawa, T., Romero, R., Salazar, E., Colás, V., Orellana, F., Rabbia, O., Plissart, G., Morata, D. (2016). A secondary precious and base metal mineralization in chromitites linked to the development of a Paleozoic accretionary complex in Central Chile. *Ore Geology Reviews* 78. 14-40.
- Guillot, S., Hattori, K., de Sigoyer, J., Nagler, T., and Auzende, A.L., 2001, Evidence of hydration of the mantle wedge and its role in the exhumation of eclogites: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 193, p. 115–127.
- Guillot, S., Hattori, K.H., Agard, P., Schwartz, S., Vidal, O., 2009. Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: a review. In: Lallemand, S., Funiciello, F. (Eds.), *Subduction Zone Dynamics*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 175–204.
- Guillot, S., Schwartz, S., Reynard, B., Agard, P., Prigent, C. 2015. Tectonic significance of serpentinites. *Tectonophysics*, 646: 1–19.
- Hattori, K. H., S. Guillot (2003), Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge, *Geology*, 31, 525–528.
- Hattori, K. H., 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.
- Hervé, F., 1977, Petrology of the Crystalline Basement of the Nahuelbuta Mountains, Southcentral Chile, in Ishikawa, T., and Aguirre, L. eds., *Comparative Studies on the Geology of the Circum Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile*: Tokyo, Japan Society for the Promotion of Science, p. 1–51.

- Hervé, F., Munizaga, F., Parada, M.A., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N., and Drake, R., 1988, Granitoids of the Coast Range of central Chile: Geochronology and geologic setting: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 1, p. 185–194.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., and Godoy, E., 2013, Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons: *Gondwana Research*, v. 23, p. 1122– 1135.
- Höfer, C., Kraus, S., Miller, H., Alfaro, G., and 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*, v. 14, p. 113–126.
- Hufmann, L., Miller, H., Alfaro, G., 1997, Ocean floor magmatic rocks within the accretionary belt of Cerro Maulén area, Coastal Range, IX Región, Chile. Octavo Congreso Geológico Chileno. Actas III: 1650-1655. Antofagasta, Chile.
- Hyppolito, T., García-Casco, A., Juliani, C., Meira, V.T., Hall, C., 2014a. Late Paleozoic onset of subduction and exhumation at the western margin of Gondwana (Chilenia Terrane): Counterclockwise P-T paths and timing of metamorphism of deep-seated garnet-mica schist and amphibolite of Punta Sirena, Coastal Accretionary Complex, Central Chile (34° S). *Lithos* 206-207, 409-434.
- Hyppolito, T., Juliani, C., García-Casco, A., Meira, T.V., Bustamante, A., Hervé, F., 2014b. The nature of the Paleozoic oceanic basin at the southwestern margin of Gondwana and implications for the origin of the Chilenia terrane (Pichilemu region, central Chile). *Int. Geol. Rev.* 56, 1097-1121.
- Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites: *Mineral Mag.* 30, 277-292.
- Hirauchi, K., Michibayashi, K., Ueda, H., Katayama, I., 2010. Spatial variations in antigorite fabric across a serpentinite subduction channel: insights from the Ohmachi Seamount, Izu–Bonin frontal arc. *Earth Planet. Sci. Lett.* 299, 196–206.
- Kaneda, H., Takenouchi, S., Shouji, T. (1986): Stability of pentlandite in the Fe–Ni–Co–S system. *Mineral. Deposita* 21, 167-180.
- Kato, T.T., 1976. The relationship between low-grade metamorphism and tectonics in the Coast Ranges of Central Chile. Ph.D. Thesis, Univ. California, 120 p. Los Angeles.
- Kulleurd, G., Yund, R.A., 1962. The Ni-S system and related minerals. *J. Petrol.* 3, 126-175.

- Kato, T.T., 1985. Pre-Andean orogenesis in the coast ranges of central Chile. *Geol.Soc.Am. Bull.* 96, 918-924.
- Klein, F., Bach, W. (2009). Fe–Ni–Co–O–S phase relations in peridotite–seawater interactions. *J. Petrol.* 50, 37–59.
- Martin, W., Kato, T.T., Rodríguez, C., Godoy, E., Duhart, P., Mcdonough, M., Campos, A., 1999. Evolution of the late paleozoic accretionary complex and overlying forearc-magmatic arc, South Central Chile (38°-41°): Constrains for the tectonic setting along the southwestern margin of Gondwana. *Tectonics.* 18, 582-605.
- Naldrett, A., and Duke, J.M., 1980, Pt metals in magmatic sulfide ores: *Science*, v. 208, p. 1417–1424.
- Nagaya, T., Wallis, S.R., Kobayashi, H., Michibayashi, K., Mizukami, T., Seto, Y., Miyake, A., Matsumoto, M. (2014a). Dehydration breakdown of antigorite and the formation of B-type olivine CPO. *Earth Planet Sci. Lett* 387:67–76.
- López Sánchez-Vizcaíno, V., Trommsdorff, V., Gómez-Pugnaire, M. T., Garrido, C. J., Müntener, O., Connolly, J. A. D. (2005): Petrology of titanian clinohumite and olivine at the high-pressure breakdown of antigorite serpentinite to chlorite harzburgite (Almirez Massif, S. Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 149, 627–646.
- Lorand JP, Alard O, Godard M (2009) Platinum-group element signature of the primitive mantle rejuvenated by melt-rock reactions: evidence from Sumail peridotites (Oman Ophiolite). *Terra Nova* 21:35–40.
- O'Neill, H.S.C., Dingwell, D.B., Borisov, A., Spettel, B., Palme, H., 1995. Experimental petrochemistry of some highly siderophile elements at high temperatures, and some implications for core formation and the mantle's early history. *Chem. Geol.* 120, 255–273.
- Padron-Navarta, J.A., Hermann, J., Garrido, C.J., Sanchez-Vizcaino, V.L., Gómez-Pugnaire, M.T., 2010. An experimental investigation of antigorite dehydration in natural silica-enriched serpentinite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 159, 25–42.
- Padrón-Navarta, J.A., Tommasi, A., Garrido, C.J., López Sánchez-Vizcaíno, V., 2012. Plastic deformation and development of antigorite crystal preferred orientation in high pressure serpentinites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 349–350, 75–86.
- Parkinson, I. J. & Arculus, R. J. (1999). The redox state of subduction zones: insights from arc-peridotites. *Chem. Geol.* 160, 409–423.

- Passchier, C.W., Trouw, R.A.T., 1998. *Microtectonics*. Springer, Berlín.
- Peacock, S.M., 1993. Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs: *Chemical Geology*. v.108.p 49-59.
- Pirard, C., Hermann, J. & O'Neil, H. S. C. (2013). Petrology and geochemistry of the crust–mantle boundary in a nascent arc, Massif du Sud Ophiolite, New Caledonia, SW Pacific. *Journal of Petrology* 54, 1759–1792.
- Prichard, H.M., Sá, J.H.S., and Fischer, P.C., 2001, Platinum-group mineral assemblages and chromite composition in the altered and deformed Bacuri Complex, Amapá, Northeastern Brazil: *Canadian Mineralogist*, v. 39, p. 377-396.
- Rabbia, O.M., Alfaro, G., Barra, F., 1994. Presencia de espilitas metasomatizadas en el cinturón serpentinitico de la Cordillera de la Costa. In *Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de rocas Ultrabásicas*, No. 2, Actas, 3, 607-615. La Plata, Argentina.
- Reynard, B. (2016). Mantle hydration and Cl-rich fluids in the subduction forearc. *Earth and planetary science* 3:9.
- Richter R.P., Ring, U., Willner, P.A., Leiss, B., 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: The Late Paleozoic coastal accretionary wedge of Central Chile. *J. Geol. Soc.* 164, 203-214.
- Rianudo, C., Gastaldi, D. (2003). Characterization of Chrysotile, Antigorite and Lizardite by FT- Raman Spectroscopy. *Canadian Mineralogist*, 41, 883-890.
- Rüpke, L. H., Morgan, J. P., Hort, M. & Connolly, J. A. D. (2004). Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth and Planetary Science Letters* 223,17-34.
- Scambelluri, M., Bebout, G. E., Belmonte, D., Gilio, M., Campomenosi, N., Collins, N., Crispini, L. (2016) Carbonation of subduction-zone serpentinite (high-pressure ophicarbonates; Ligurian Western Alps) and implications for the deep carbon cycling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 441, 155-166.
- Schwarzenbach E. M., Gazel E. and Caddick M. J. (2014) Hydrothermal processes in partially serpentinitized peridotites from Costa Rica: evidence from native copper and complex sulfur assemblages. *Contrib. Miner. Petrol.* 168, 1079.

- Shen, T., Hermann, J., Zhang, L., Lü, Z., Padrón-Navarta, J.A., Xia, B., Bader, T. (2015): UHP metamorphism documented in Ti-chondrodite and Ti-clinohumite-bearing serpentized ultramafic rocks from Chinese southwestern Tianshan. *J. Petrol.*, **56**, 1425-1458.
- Trommsdorff, V., Evans, B. W. (1980): Titanian hydroxyl-clino- humite: formation and breakdown in antigorite rocks (Malenco, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 229–242.
- Ulmer, P., Trommsdorff, V. (1995). Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science* 268, 858–861.
- Ulmer, P., Trommsdorff, V. (1999). Phase relations of hydrous mantle subducting to 300km. In: Fei, Y.-W., Bertka, C. & Mysen, B. O. (eds) *Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation: a Tribute to Francis R. (Joe) Boyd*. Geochemical Society, Special Publications 6, 259–281.
- Vergara, L., 1970. Prospección de yacimientos de cromo y hierro en La Cabaña, Cautín. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 96 p.
- Wada, I y Wang, K. (2009). Common depth of slab-mantle decoupling: reconciling diversity and uniformity of subduction zones. *Geochem Geophys Geosyst* 10: Q10009.
- Wallace, P. J. 2005. Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140, 217–240.
- Wicks, F. J., Whittaker, E. J.W. (1977). Serpentine textures and serpentization. *Canadian Mineralogist* 15, 459-488.
- Willner, A., Hervé, F., Massonne, H. 2000. Mineral chemistry pressure-temperature evolution of two contrasting high-pressure-low-temperature belts in the Chonos Archipiélago, Southern Chile. *Journal of Petrology*, Vol. 41, No. 3, p. 309-330.
- Willner, A.P., 2005. Pressure-temperature evolution of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in North-Central Chile (34 –35 30'S). *J. Petrol.* 46, 1805–1833.
- Willner, A.P., Thomson, S.N., Kröner, A., Wartho, J., Wijbrans, J.R., and 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). *J. Petrol* 46, 1835–1858.

- Whitney, D. L., Teyssier, C., Seaton, N. C. A., & Fornash, K. F. (2014). Petrofabrics of high-pressure rocks exhumed at the slab-mantle interface from the "point of no return" in a subduction zone (Sivrihisar, Turkey). *Tectonics*, 33 (12), 2315-2341.
- Xie, W., Song, X.-Y., Deng, Y.-F., Wang, Y.-S., Ba, D.-H., Zheng, W.-Q., and Li, X.-B., 2012. Geochemistry and petrogenetic implications of a Late Devonian mafic-ultramafic intrusion at the southern margin of the Central Asian orogenic belt: *Lithos*, v. 144–145, p. 209–230.
- Xiong, Y., Wood, S.A., 2002. Experimental quantification of hydrothermal solubility of platinum group elements with special reference to porphyry copper environments. *Mineral. Petrol.* 68, 1 –28.
- Yund, R. A., 1962. The system Ni-As-Si phase relations and mineralogic significance. *Am. J. Sci.* 260, 761-782.
- Zaccarini, F., Garuti, G., Meisel, T., Thalhammer, O.A.R. (2010): Chromium-Platinum group elements (PGE) mineralization as petrogenetic indicators: an example from the metasomatic sub-continental mantle of Finero (Western Alps, Italy). *Lithosphere*, 5, 64-74.

ANEXO 1. CLASIFICACIÓN PETROESTRUCTURAL

Muestra	Petrografía	Clasificación Litológica
Loma de las Ovejas (de A -->B mayor penetratividad/deformación)		
CA14-20A	Antigorita + cromita +magnetita	Antigoritita esquistosa
CA14-21A	Olivino (relicto)+antigorita+/-talco+ cromita zonada+ arseniuros +aleaciones Fe-N	Dunita impregnada por cromita
CA14-21B	Olivino (relicto)+antigorita+/-talco+ cromita zonada	Metaharzburgita
CA14-21C	Olivino (relicto)+Antigorita+Talco+cromita zonada+magnetita+sulfuros	Metaharzburgita
CA14-21D	Olivino (relicto)+Antigorita+Talco+prioxeno+ cromita zonada+sulfuros	Metaharzburgita
CA14-22A	Olivino-lizardita+cromita+clorita+cromita zonada	Dunita impregnada por cromita
CA14-22B	Olivino-lizardita+cromita+clorita+cromita zonada (con EGP)	Dunita impregnada por cromita
CA14-23	Antigorita+cromita-magnetita+ arseniuros	Antigoritita con diópsido
CA14-24	Olivino-lizardita+cromita+clorita	Dunita impregnada por cromita
Loma Rurik (de A -->B mayor penetratividad/deformación)		
CA14-25A	Antigorita+talco+cromita-magnetita	Antigoritita esquistosa
CA14-25B1	Olivino (relicto)+antigorita+talco+cromita-magnetita+sulfuros	Metaharzburgita
CA14-25B2	Olivino (relicto)+antigorita+talco+cromita-magnetita+sulfuros	Metaharzburgita
CA14-25C	Olivino (relicto)+antigorita+talco+cromita-magnetita+sulfuros	Metaharzburgita
CA14-25D	Olivino (relicto)+antigorita+talco+cromita-magnetita+sulfuros	Metaharzburgita
CA14-26	Olivino-lizardita+antigorita+cromita-magnetita	Dunita impregnada por cromita
CA14-27	Olivino-lizardita+magnetita+ cromita zonada	Dunita impregnada por cromita
Contacto Lavaderos (incremento en número indica desde peridotita-->esquisto encajante)		
CA14-28	Antigorita	Antigoritita Lavaderos
CA14-32	Antigorita+talco+cromita-magnetita +arseniurs y sulfoarseniuros	Antigoritita Lavaderos
CA14-33	Antigorita+talco+ magnetita	Contacto antigoritita-talco
CA14-34	Talco+cromita-clorita	Esquisto de talco con cromita y clorita
CA14-35	Antifolita+clorita	Antofilitita
Contacto Falla E-W Loma de Arriba		
CA14-37A	Olivino+cromita+oxido-arcilla+crisotilo+sulfuros	Dunita
CA14-37B	Olivino+cromita-magnetita	Dunita
CA14-37C	Olivino+antigorita+cromita+oxido-arcilla+crisotilo+sulfuros	Dunita
Falla Camioneta		
CA14-42	Antigorita+diposido+magnetita+arseniuros	Antigoritita con diópsido zona 1
CA14-43	Antigorita+diposido+magnetita+talco+arseniuros	Antigoritita con diópsido zona 2
CA14-44	Antigorita+magnetita+cromita+sulfuros	Antigoritita con diópsido zona 3
Loma Gúzman		
CA14-51	Antigotita+mgt+-carbonatos (magnesita)+ sulfuros	Antigoritita Guzmán
CA14-52	Antigotita+mgt+-carbonatos (magnesita)+ sulfuros	Antigoritita Guzmán
Otros Lugares del Macizo		
CA15-1	Roca metasedimentaria	Roca metasedimentaria
CA15-2	Antigorita+olivino+ magnetita+cromita zonada+carbonatos (dolomita)	Atigoritita con Ol met. Y Carb
CA15-3	Antigorita+olivino+ magnetita+ carbonatos (dolomita)	Atigoritita con Ol met. Y Carb
CA15-4	Antigorita+olivino+ magnetita+cromita zonada	Atigoritita
CA15-5	Antigorita+ magnetita plegada +cromita zonada	Atigoritita con magnetita plegada
CA15-6	Olivino-lizardita+antigorita+magnetita	Metadunita
CA15-7	Olivino-lizardita+antigorita+magnetita	Metadunita
CA15-8	Olivino-lizardita+antigorita+magnetita	Metadunita
CA15-9	Olivino-lizardita+antigorita+magnetita+sulfuros	Metadunita
CA15-16	Antigotita + magnetita	Antigoritita
CA15-17	Antigotita + talco + magnetita	Antigoritita
CA15-19	Antigotita + talco + magnetita	Antigoritita
CA15-21	Antigotita + magnetita	Antigoritita
CA15-22	Antigotita + magnetita	Antigoritita
CA15-31	Roca metasedimentaria	Roca metasedimentaria
GP-15-2	Roca metavolcanica con granate	Roca metavolcanica
GP-15-3	Roca metavolcanica con mica blanca	Roca metavolcanica
CA14-1	Plagioclasa+ clorita+zoisita	Rodingita
CA14-47	Antigorita+ magnetita+ cromita	Antigoritita

ANEXO 1. CLASIFICACIÓN PETROESTRUCTURAL (CONTINUACIÓN)

Muestra	Dominio Estructural	Lámina Delgada	
		Par	Per
CA14-20A	Tectonita		NO
CA14-21A	Peridotitas no deformadas	X	X
CA14-21B	Tectonita-Milonita	X	X
CA14-21C	Tectonita-Milonita	X	X
CA14-21D	Tectonita-Milonita	X	X
CA14-22A	Peridotitas no deformadas	X	X
CA14-22B	Peridotitas no deformadas		B-1, B-2
CA14-23	Tectonita	X	X
CA14-24	Peridotitas no deformadas		1,2
CA14-25A	Tectonita	X	X
CA14-25B1	Tectonita-Milonita	X	X
CA14-25B2	Tectonita-Milonita	X	X
CA14-25C	Tectonita-Milonita	X	X
CA14-25D	Tectonita-Milonita	X	X
CA14-26	Peridotitas no deformadas	X	X
CA14-27	Peridotitas no deformadas	X	X
CA14-28	Lavaderos (Bosque)		NO
CA14-32	Contacto lavaderos	X	X
CA14-33	Contacto lavaderos		1,2
CA14-34	Contacto lavaderos		1,2
CA14-35	Contacto lavaderos		1,2
CA14-37A	Falla	X	X
CA14-37B	Falla	X	X
CA14-37C	Falla	X	X
CA14-42	Tectonita-Milonita	X	X
CA14-43	Tectonita-Milonita	X	X
CA14-44	Tectonita-Milonita	X	X
CA14-51	Antigorititas masivas	X	X
CA14-52	Antigorititas masivas	X	X
CA15-1	Contacto lavaderos		NO
CA15-2	Tectonita río de las vacas		2A1, 2A2, 2B1, 2a-A1, 2a-A2
CA15-3	Tectonita río de las vacas		3A1, 3A2, 3B3, 3B1 inv
CA15-4	Tectonita río de las vacas		4, 4Binv
CA15-5	Tectonita-Milonita río de las vacas		5A1, 5A2, 5A4, 5A5, 5B1, 5B2, 5B4, 5B5, 5B7
CA15-6	Peridotitas no deformadas(pliegue en vaina)		NO
CA15-7	Peridotitas no deformadas(pliegue en vaina)		7A1, 7A2, 7A3, 7B1, 7B2
CA15-8	Peridotitas no deformadas(pliegue en vaina)		8A1inv, 8A2inv, 8A3inv, 8B1, 8B2, 8B3
CA15-9	Peridotitas no deformadas(pliegue en vaina)		9A2, 9A3, 9B2, 9B3, 9B4, 9B6
CA15-16	Tectonita Centinela Bajo Sur		16C
CA15-17	Tectonita contacto rio bateo		17A1, 17A2, 17B1, 17B2, 17B4, 17C
CA15-19	Tectonita contacto rio bateo		19Ainv, 19Binv
CA15-21	Tectonita contacto rio bateo		a-A2inv, 21a-A3inv, 21a-B1, 21a-B2, 21b-A2, 21b-A4, 21b-B1, 21b-B
CA15-22	Tectonita contacto rio bateo		22a-Ainv, 22b-C
CA15-31	Esquistos encajantes sector norte		31A1, 31A3, 31A5inv, 31B1, 31B2
GP-15-2	Filonos en Loma Guzmán		2a-A1, 2a-A2, 2c-A1, 2c-A2
GP-15-3	Filonos en Loma Guzmán		3
CA14-1	Contacto del cuerpo cercano a loma rurik		1
CA14-47	Masiva contacto rio bateo		1,2

ANEXO 2A. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN SILICATOS (OLIVINO)

Análisis #	Mineral	Muestra	Clasificación litológica de la muestra	Porcentaje en peso (%)										
				NazO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Total
1	Olivino	CA15-3A-1	Antigoritita con Ol. Met y Carb	-0,01	53,16	41,96	0,00	0,18	3,65	0,38	0,01	0,03	0,00	99,37
2	Olivino	CA15-3A-1	Antigoritita con Ol. Met y Carb	0,00	52,66	41,79	-0,01	0,23	3,78	0,40	0,01	0,03	0,02	98,89
3	Olivino	CA15-3A-1	Antigoritita con Ol. Met y Carb	0,00	53,08	41,66	0,00	0,16	3,42	0,39	0,01	0,01	-0,01	98,73
4	Olivino	CA15-3A-1	Antigoritita con Ol. Met y Carb	-0,01	53,17	41,65	-0,01	0,18	3,86	0,36	0,00	0,01	-0,01	99,21
5	Olivino	CA15-3A-1	Antigoritita con Ol. Met y Carb	-0,02	52,06	41,50	0,00	0,55	4,65	0,52	0,00	0,00	0,00	99,27
6	Olivino	CA15-3A-1	Antigoritita con Ol. Met y Carb	0,01	52,80	41,74	0,01	0,25	3,89	0,39	0,00	0,01	0,02	99,14
7	Olivino	CA15-3A-1	Antigoritita con Ol. Met y Carb	-0,03	52,51	41,85	0,00	0,23	3,76	0,43	0,00	0,00	0,00	98,77
8	Olivino	CA15-3A-1	Antigoritita con Ol. Met y Carb	0,04	52,95	41,82	-0,01	0,18	3,68	0,36	0,00	0,00	0,02	99,05
9	Olivino	CA15-9A3	Metadunita	0,00	49,65	41,20	0,15	0,13	6,73	0,34	0,02	0,01	0,05	98,27
10	Olivino	CA15-9A3	Metadunita	-0,01	50,27	41,26	0,00	0,14	7,13	0,43	0,01	0,00	0,01	99,25
11	Olivino	CA15-9A3	Metadunita	-0,01	50,72	41,51	0,02	0,14	6,91	0,38	0,01	-0,01	0,00	99,67
12	Olivino	CA15-9A3	Metadunita	0,01	49,46	41,27	0,18	0,13	6,55	0,37	0,02	0,01	0,10	98,10
13	Olivino	CA15-9A3	Metadunita	0,01	50,20	41,02	0,01	0,11	6,91	0,34	0,00	0,01	0,00	98,63
14	Olivino	CA15-9A3	Metadunita	0,02	49,98	41,13	-0,01	0,14	7,31	0,42	0,03	0,04	0,03	99,09
15	Olivino	CA15-9A3	Metadunita	-0,01	50,51	41,27	-0,01	0,12	7,05	0,35	0,00	-0,01	0,01	99,28
16	Olivino	CA15-9A3	Metadunita	0,00	50,08	40,85	0,00	0,13	7,21	0,40	0,00	0,00	0,01	98,68
17	Olivino	CA15-9A2	Metadunita	0,01	50,09	40,75	0,02	0,12	7,44	0,38	0,02	0,01	0,00	98,84
18	Olivino	CA15-9A2	Metadunita	0,01	50,09	40,75	0,02	0,12	7,44	0,38	0,02	0,01	0,00	98,84
19	Olivino	CA15-9A2	Metadunita	0,01	50,12	41,10	-0,02	0,15	7,18	0,39	0,01	-0,01	0,01	98,95
20	Olivino	CA15-9A3	Metadunita	0,01	50,01	41,01	0,01	0,13	7,25	0,37	0,01	0,00	0,00	98,81
21	Olivino	CA15-9A2	Metadunita	-0,01	50,02	41,39	-0,01	0,14	7,15	0,39	0,01	-0,01	0,03	99,10
22	Olivino	CA-14-26	Dunita impregnada por cromita	0,00	49,14	41,05	0,00	0,12	8,45	0,37	0,04	0,01	0,03	99,22
23	Olivino	CA-14-26	Dunita impregnada por cromita	0,01	49,09	40,94	0,01	0,14	8,40	0,38	0,04	-0,03	-0,01	98,97
24	Olivino	CA-14-26	Dunita impregnada por cromita	-0,02	49,57	41,31	-0,01	0,13	7,96	0,36	0,03	0,00	-0,01	99,33
25	Olivino	CA-14-26	Dunita impregnada por cromita	0,00	49,19	41,48	0,01	0,16	8,31	0,32	0,00	0,01	0,00	99,48
26	Olivino	CA-14-26	Dunita impregnada por cromita	0,00	49,57	41,22	0,00	0,14	7,04	0,39	0,01	0,01	0,02	98,42
27	Olivino	CA-14-22B1	Dunita impregnada por cromita	0,01	48,48	40,63	-0,01	0,21	9,52	0,37	0,01	0,00	0,03	99,24
28	Olivino	CA-14-22B1	Dunita impregnada por cromita	-0,01	47,65	40,78	0,01	0,14	10,26	0,30	0,02	0,00	0,00	99,13
29	Olivino	CA-14-22B1	Dunita impregnada por cromita	0,01	47,60	40,64	0,01	0,18	10,47	0,37	0,02	0,02	0,00	99,31
30	Olivino	CA-14-22B1	Dunita impregnada por cromita	0,01	47,60	40,58	-0,01	0,18	10,55	0,37	0,03	0,01	0,00	99,34
31	Olivino	CA-14-22B1	Dunita impregnada por cromita	0,01	47,58	40,88	0,03	0,16	9,81	0,32	0,01	0,02	0,01	98,83
32	Olivino	CA-14-22B1	Dunita impregnada por cromita	0,02	48,01	40,56	0,00	0,17	9,67	0,37	0,01	0,01	0,02	98,82
33	Olivino	CA-14-22B1	Dunita impregnada por cromita	-0,01	47,32	40,56	0,00	0,15	10,64	0,38	0,05	0,01	0,03	99,14
34	Olivino	CA-14-22B1	Dunita impregnada por cromita	-0,02	46,88	40,43	0,01	0,16	10,54	0,31	0,20	0,03	0,04	98,58
35	Olivino	CA-15-9B2	Metadunita	0,00	49,83	41,38	0,02	0,14	7,41	0,43	0,01	0,01	-0,01	99,20
36	Olivino	CA-15-9B2	Metadunita	-0,01	49,67	41,22	-0,01	0,12	7,51	0,38	0,01	0,00	0,03	98,91
37	Olivino	CA-15-9B2	Metadunita	0,01	50,30	41,36	0,00	0,14	6,89	0,37	0,01	0,01	-0,01	99,08
38	Olivino	CA-15-9B2	Metadunita	-0,01	50,09	41,54	0,00	0,11	6,90	0,42	0,02	-0,02	0,01	99,06

ANEXO 2A. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN SILICATOS (OLIVINO CONTINUACIÓN)

Análisis #	H ₂ O calc	Total (+H ₂ O)	O	OH	Apfu											Total	XMg
					Na	Mg	Si	Al	Mn	Fe	Ni	Ca	Ti	Cr			
1	0	99,37	4	0	0,00	1,90	1,01	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,96	
2	0	98,89	4	0	0,00	1,89	1,01	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,96	
3	0	98,73	4	0	0,00	1,91	1,01	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,97	
4	0	99,21	4	0	0,00	1,91	1,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	3,00	0,96	
5	0	99,27	4	0	0,00	1,88	1,00	0,00	0,09	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	3,00	0,95	
6	0	99,14	4	0	0,00	1,90	1,01	0,00	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,96	
7	0	98,77	4	0	0,00	1,89	1,01	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,96	
8	0	99,05	4	0	0,00	1,90	1,01	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,96	
9	0	98,27	4	0	0,00	1,82	1,01	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,98	0,93	
10	0	99,25	4	0	0,00	1,83	1,01	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,93	
11	0	99,67	4	0	0,00	1,83	1,01	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,93	
12	0	98,10	4	0	0,00	1,81	1,01	0,01	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,98	0,93	
13	0	98,63	4	0	0,00	1,84	1,01	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,93	
14	0	99,09	4	0	0,00	1,82	1,01	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,92	
15	0	99,28	4	0	0,00	1,84	1,01	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,93	
16	0	98,68	4	0	0,00	1,83	1,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	3,00	0,93	
17	0	98,84	4	0	0,00	1,83	1,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	3,00	0,92	
18	0	98,84	4	0	0,00	1,83	1,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	3,00	0,92	
19	0	98,95	4	0	0,00	1,83	1,01	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,93	
20	0	98,81	4	0	0,00	1,83	1,01	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,92	
21	0	99,10	4	0	0,00	1,82	1,01	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,93	
22	0	99,22	4	0	0,00	1,80	1,01	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,91	
23	0	98,97	4	0	0,00	1,80	1,01	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,91	
24	0	99,33	4	0	0,00	1,81	1,01	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,92	
25	0	99,48	4	0	0,00	1,79	1,01	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,91	
26	0	98,42	4	0	0,00	1,82	1,01	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,93	
27	0	99,24	4	0	0,00	1,78	1,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	3,00	0,90	
28	0	99,13	4	0	0,00	1,76	1,01	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,89	
29	0	99,31	4	0	0,00	1,76	1,01	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,89	
30	0	99,34	4	0	0,00	1,76	1,01	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,89	
31	0	98,83	4	0	0,00	1,76	1,01	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,90	
32	0	98,82	4	0	0,00	1,78	1,01	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,90	
33	0	99,14	4	0	0,00	1,75	1,01	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,89	
34	0	98,58	4	0	0,00	1,74	1,01	0,00	0,22	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	2,99	0,89	
35	0	99,20	4	0	0,00	1,81	1,01	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,92	
36	0	98,91	4	0	0,00	1,81	1,01	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,92	
37	0	99,08	4	0	0,00	1,83	1,01	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,93	
38	0	99,06	4	0	0,00	1,82	1,01	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,99	0,93	

ANEXO 2B. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN SILICATOS (SERPENTINA)

Análisis #	Mineral	Muestra	Clasificación litológica de la muestra	Porcentaje en peso (%)										
				Na ₂ O	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Total
39	Serpentina	CA-15-3A-1	Antigoritita con Ol. Met y Carb	-0,01	39,45	44,98	0,22	0,03	0,99	0,12	0,00	0,02	0,09	85,89
40	Serpentina	CA-15-3A-1	Antigoritita con Ol. Met y Carb	0,01	39,44	44,79	0,58	0,03	1,19	0,14	0,00	0,01	0,44	86,64
41	Serpentina	CA-15-3A-1	Antigoritita con Ol. Met y Carb	0,00	39,35	44,39	0,48	0,04	1,38	0,14	0,00	0,00	0,09	85,90
42	Serpentina	CA-15-3A-1	Antigoritita con Ol. Met y Carb	0,02	39,25	45,00	0,37	0,02	1,18	0,14	0,00	0,00	0,10	86,08
43	Serpentina	CA-15-3A-1	Antigoritita con Ol. Met y Carb	0,03	40,22	43,43	0,00	0,11	1,34	0,06	0,03	0,01	0,02	85,26
44	Serpentina	CA-15-3A-1	Antigoritita con Ol. Met y Carb	0,00	39,34	44,00	0,26	0,02	1,14	0,10	0,00	0,00	0,05	84,90
45	Serpentina	CA-15-9A3	Metadunita	0,01	37,71	41,76	2,59	0,00	2,45	0,15	0,01	0,02	1,27	85,96
46	Serpentina	CA-15-9A3	Metadunita	0,00	37,47	40,40	2,58	0,05	3,17	0,11	0,01	-0,01	1,65	85,44
47	Serpentina	CA-15-9A3	Metadunita	0,01	38,52	42,55	1,96	0,01	2,31	0,15	0,01	-0,01	0,76	86,26
48	Serpentina	CA-15-9A2	Metadunita	0,01	38,59	44,36	0,82	0,02	2,16	0,12	0,00	0,01	0,02	86,14
49	Serpentina	CA-15-9A2	Metadunita	0,01	38,59	44,36	0,82	0,02	2,16	0,12	0,00	0,01	0,02	86,14
50	Serpentina	CA-14-51-PAR	Antigoritita Guzmán	0,00	35,52	43,76	0,44	0,05	5,90	0,22	0,01	0,01	0,29	86,19
51	Serpentina	CA-14-51-PAR	Antigoritita Guzmán	0,01	36,06	44,99	0,21	0,05	5,95	0,12	0,02	-0,01	0,04	87,44
52	Serpentina	CA-15-21A-B1	Antigoritita	0,01	38,10	43,72	1,06	0,07	2,66	0,15	0,01	0,01	0,06	85,84
53	Serpentina	CA-15-21A-B1	Antigoritita	0,01	38,18	43,97	1,25	0,05	2,40	0,13	0,00	0,01	0,06	86,05
54	Serpentina	CA-15-21A-B1	Antigoritita	0,02	38,21	44,20	0,81	0,06	2,55	0,20	-0,01	0,01	0,07	86,12
55	Serpentina	CA-15-21A-B1	Antigoritita	-0,03	38,61	44,63	0,56	0,06	2,07	0,20	0,00	0,02	0,06	86,19
56	Serpentina	CA-15-21A-B1	Antigoritita	0,00	36,93	42,02	1,25	0,04	2,61	0,18	0,00	0,02	0,07	83,12
57	Serpentina	CA-15-21A-B1	Antigoritita	0,01	38,12	45,20	0,29	0,06	2,36	0,16	0,02	0,02	0,04	86,32
58	Serpentina	CA-15-21A-B1	Antigoritita	0,02	38,24	43,43	1,01	0,05	2,50	0,15	0,01	0,02	0,04	85,48
59	Serpentina	CA-15-21A-B1	Antigoritita	0,03	38,45	44,28	0,66	0,06	2,38	0,22	0,01	0,00	0,13	86,20
60	Serpentina	CA-14-22B1	Dunita impregnada por cromita	0,01	38,31	36,54	0,00	0,04	6,37	0,36	0,06	0,01	-0,04	81,67
61	Serpentina	CA-14-22B1	Dunita impregnada por cromita	-0,02	36,07	37,57	5,74	0,04	4,10	0,16	0,02	0,01	0,31	84,00
62	Serpentina	CA-14-22B1	Dunita impregnada por cromita	0,03	38,64	35,17	0,00	0,12	7,23	0,42	0,07	0,00	0,02	81,70
63	Serpentina	CA-15-9B2	Metadunita	0,00	38,91	44,51	0,97	0,01	2,15	0,12	0,00	-0,02	0,06	86,72
64	Serpentina	CA-15-9B2	Metadunita	0,00	38,37	42,80	1,75	0,00	2,17	0,16	0,01	0,00	0,73	86,01
65	Serpentina	CA-15-9B2	Metadunita	0,00	37,44	43,11	2,25	0,03	2,15	0,14	0,02	0,02	1,00	86,16
66	Serpentina	CA-15-9B2	Metadunita	0,01	38,16	43,34	1,63	0,02	2,36	0,11	0,01	0,01	0,25	85,90
67	Serpentina	CA-15-9B2	Metadunita	0,01	37,29	41,88	2,71	0,03	2,72	0,15	0,01	-0,01	1,23	86,02
68	Serpentina	CA-15-9B2	Metadunita	0,02	37,78	41,58	3,29	0,01	2,46	0,14	0,00	0,00	0,86	86,15
69	Serpentina	CA-15-9B2	Metadunita	-0,01	38,02	42,40	1,04	0,02	2,82	0,12	0,01	0,00	0,22	84,66
70	Serpentina	CA-15-9B2	Metadunita	0,00	37,54	42,43	0,01	0,06	3,12	0,05	0,03	0,03	0,01	83,28
71	Serpentina	CA-15-9B2	Metadunita	0,01	38,98	39,27	-0,01	0,07	4,43	0,29	0,03	-0,01	0,02	83,07
72	Serpentina	CA-15-9B2	Metadunita	0,01	40,81	37,01	0,03	0,06	4,87	0,28	0,05	-0,02	0,02	83,13
73	Serpentina	CA-15-9B2	Metadunita	0,00	38,27	44,86	0,72	0,08	2,01	0,13	0,02	0,02	0,39	86,49
74	Serpentina	CA-15-9B2	Metadunita	0,00	38,36	45,13	0,34	0,09	1,89	0,08	0,00	-0,01	0,07	85,96
75	Serpentina	CA-15-5B4	Antigoritita con magnetita	-0,02	38,28	45,00	0,52	0,08	1,91	0,12	0,01	0,01	0,30	86,21
76	Serpentina	CA-15-5B4	Antigoritita con magnetita	0,01	38,23	44,93	0,39	0,09	1,88	0,35	0,01	0,01	0,09	86,00
77	Serpentina	CA-15-5B4	Antigoritita con magnetita	0,00	37,90	44,65	0,67	0,07	1,98	0,36	0,01	0,02	0,44	86,09
78	Serpentina	CA-15-5B4	Antigoritita con magnetita	0,00	38,13	44,60	0,75	0,10	1,98	0,09	0,01	0,00	0,55	86,18
79	Serpentina	CA-15-5B4	Antigoritita con magnetita	0,01	38,62	45,01	0,46	0,09	1,92	0,09	0,01	0,00	0,13	86,34
80	Serpentina	CA-15-5B4	Antigoritita con magnetita	0,00	38,39	44,62	0,84	0,08	2,02	0,13	0,00	0,01	0,33	86,42
81	Serpentina	CA-15-5B4	Antigoritita con magnetita	0,01	37,94	44,43	0,71	0,09	1,97	0,20	0,01	0,00	0,42	85,76
82	Serpentina	CA-15-5B4	Antigoritita con magnetita	-0,01	38,29	44,76	0,56	0,09	1,95	0,15	0,01	0,00	0,36	86,16

ANEXO 2B. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN SILICATOS (SERPENTINA CONTINUACIÓN)

Análisis #	H ₂ O calc	Total (+H ₂ O)	O	OH	Apfu											Total	XMg	
					Na	Mg	Si	Al	Mn	Fe	Ni	Ca	Ti	Cr				
39	12,04	97,93	6,82	3,65	0,00	2,67	2,04	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,77	0,99
40	12,11	98,74	6,82	3,65	0,00	2,66	2,02	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	4,78	0,98
41	11,99	97,85	6,82	3,65	0,00	2,67	2,02	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,79	0,98
42	12,05	98,13	6,82	3,65	0,00	2,65	2,04	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,77	0,98
43	11,87	97,12	6,82	3,65	0,00	2,76	2,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,82	0,98
44	11,88	96,78	6,82	3,65	0,00	2,70	2,03	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,79	0,98
45	11,86	97,83	6,82	3,65	0,00	2,59	1,92	0,14	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	4,81	0,96
46	11,70	97,14	6,82	3,65	0,00	2,61	1,89	0,14	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	4,83	0,95
47	11,93	98,19	6,82	3,65	0,00	2,63	1,95	0,11	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	4,81	0,97
48	11,99	98,12	6,82	3,65	0,00	2,62	2,02	0,04	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,78	0,97
49	11,99	98,12	6,82	3,65	0,00	2,62	2,02	0,04	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,78	0,97
50	11,76	97,94	6,82	3,65	0,00	2,46	2,03	0,02	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	4,77	0,91
51	11,96	99,40	6,82	3,65	0,00	2,46	2,06	0,01	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,76	0,92
52	11,91	97,75	6,82	3,65	0,00	2,61	2,01	0,06	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	4,79	0,96
53	11,96	98,02	6,82	3,65	0,00	2,60	2,01	0,07	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,78	0,97
54	11,96	98,07	6,82	3,65	0,00	2,60	2,02	0,04	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	4,78	0,96
55	12,00	98,19	6,82	3,65	0,00	2,62	2,03	0,03	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	4,77	0,97
56	11,52	94,64	6,82	3,65	0,00	2,61	1,99	0,07	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	4,79	0,96
57	12,02	98,32	6,82	3,65	0,00	2,59	2,06	0,02	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	4,76	0,97
58	11,86	97,31	6,82	3,65	0,00	2,63	2,00	0,05	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	4,79	0,96
59	11,97	98,17	6,82	3,65	0,00	2,62	2,02	0,04	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	4,78	0,97
60	10,89	92,56	6,82	3,65	0,00	2,87	1,83	0,00	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	4,99	0,91
61	11,46	95,47	6,82	3,65	0,00	2,57	1,79	0,32	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	4,86	0,94
62	10,78	92,48	6,82	3,65	0,00	2,92	1,78	0,00	0,31	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	5,04	0,90
63	12,07	98,79	6,82	3,65	0,00	2,63	2,02	0,05	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,78	0,97
64	11,92	97,92	6,82	3,65	0,00	2,62	1,96	0,09	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	4,80	0,97
65	11,95	98,11	6,82	3,65	0,00	2,55	1,97	0,12	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	4,77	0,97
66	11,93	97,83	6,82	3,65	0,00	2,61	1,99	0,09	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	4,79	0,97
67	11,86	97,87	6,82	3,65	0,00	2,56	1,93	0,15	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	4,80	0,96
68	11,90	98,05	6,82	3,65	0,00	2,59	1,91	0,18	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	4,81	0,96
69	11,70	96,35	6,82	3,65	0,00	2,65	1,98	0,06	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	4,81	0,96
70	11,51	94,78	6,82	3,65	0,00	2,66	2,02	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,81	0,96
71	11,27	94,34	6,82	3,65	0,00	2,82	1,91	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	4,92	0,94
72	11,16	94,29	6,82	3,65	0,00	2,98	1,81	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	5,01	0,94
73	12,05	98,53	6,82	3,65	0,00	2,59	2,04	0,04	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	4,76	0,97
74	12,01	97,97	6,82	3,65	0,00	2,60	2,06	0,02	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,76	0,97
75	12,03	98,23	6,82	3,65	0,00	2,59	2,05	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	4,76	0,97
76	11,99	97,97	6,82	3,65	0,00	2,60	2,05	0,02	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	4,76	0,97
77	11,98	98,07	6,82	3,65	0,00	2,58	2,04	0,04	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	4,76	0,97
78	12,00	98,19	6,82	3,65	0,00	2,59	2,03	0,04	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	4,76	0,97
79	12,05	98,38	6,82	3,65	0,00	2,61	2,04	0,02	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,77	0,97
80	12,04	98,46	6,82	3,65	0,00	2,60	2,03	0,04	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	4,77	0,97
81	11,94	97,70	6,82	3,65	0,00	2,59	2,03	0,04	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	4,76	0,97
82	12,01	98,16	6,82	3,65	0,00	2,60	2,04	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	4,76	0,97

ANEXO 2C. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN SILICATOS (TALCO, PIROXENOS, ANFÍBOLES Y CLORITA)

Análisis #	Mineral	Muestra	Clasificación litológica de la muestra	Porcentaje en peso (%)										
				Na ₂ O	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Total
83	Talco	CA-14-33	Esquisto de talco Lavaderos	-0,02	29,54	61,76	0,02	0,04	2,24	0,27	0,01	0,00	0,00	93,87
84	Talco	CA-14-33	Esquisto de talco Lavaderos	-0,01	29,31	62,31	0,00	0,02	2,27	0,29	0,01	0,01	0,02	94,23
85	Talco	CA-14-33	Esquisto de talco Lavaderos	0,01	28,90	62,44	0,00	0,02	2,25	0,31	0,00	0,02	-0,04	93,91
86	Talco	CA-14-33	Esquisto de talco Lavaderos	0,01	29,05	62,73	0,02	0,05	2,30	0,29	0,00	0,02	0,00	94,46
87	Diópsido	CA-14-42-PAR	Antigoritita con diópsido	0,02	17,53	54,69	0,02	0,06	1,13	0,02	26,00	0,00	0,00	99,46
88	Diópsido	CA-14-42-PAR	Antigoritita con diópsido	0,01	17,45	54,70	0,01	0,06	1,05	0,01	26,09	0,03	0,03	99,43
89	Diópsido	CA-14-42-PAR	Antigoritita con diópsido	0,04	17,17	54,84	0,06	0,08	1,38	0,02	25,87	0,01	0,05	99,54
90	Diópsido	CA-14-42-PAR	Antigoritita con diópsido	0,01	17,14	54,34	0,02	0,08	1,40	-0,01	25,88	0,02	0,04	98,91
91	Antofilita	CA-14-35	Anfibolita Lavaderos	0,01	28,98	62,65	0,02	0,00	2,45	0,36	0,01	0,00	0,00	94,46
92	Antofilita	CA-14-35	Anfibolita Lavaderos	0,00	28,40	62,58	0,03	0,02	2,46	0,36	0,00	0,00	-0,01	93,86
93	Antofilita	CA-14-35	Anfibolita Lavaderos	0,03	28,42	62,26	0,02	0,02	2,46	0,36	0,01	0,03	0,00	93,60
94	Antofilita	CA-14-35	Anfibolita Lavaderos	0,01	27,98	62,30	0,04	0,01	2,52	0,35	0,02	0,00	0,02	93,24
95	Antofilita	CA-14-35	Anfibolita Lavaderos	0,02	28,41	61,24	0,03	0,04	2,53	0,36	0,04	0,00	-0,01	92,67
96	Antofilita	CA-14-35	Anfibolita Lavaderos	0,02	28,13	62,07	0,01	0,01	2,41	0,31	0,01	0,01	-0,01	92,97
97	Antofilita	CA-14-35	Anfibolita Lavaderos	0,01	28,74	62,56	0,01	0,02	2,47	0,38	0,01	0,01	0,00	94,20
98	Clorita	CA-14-35	Anfibolita Lavaderos	0,03	29,01	37,92	13,04	0,07	6,09	0,26	0,37	0,04	0,27	87,12
99	Clorita	CA-14-35	Anfibolita Lavaderos	0,03	29,08	37,97	12,74	0,06	6,22	0,23	0,34	0,01	0,16	86,87
100	Clorita	CA-14-35	Anfibolita Lavaderos	0,07	29,42	36,69	13,10	0,08	6,55	0,25	0,43	0,00	0,16	86,75
101	Clorita	CA-14-35	Anfibolita Lavaderos	0,02	28,12	37,28	12,76	0,03	5,61	0,29	0,36	0,01	0,29	84,76
102	Clorita	CA-14-35	Anfibolita Lavaderos	0,04	29,40	32,53	12,56	0,08	5,47	0,30	0,14	0,00	0,10	80,61
103	Clorita	CA-14-35	Anfibolita Lavaderos	0,05	28,61	37,63	12,84	0,05	6,02	0,23	0,34	0,01	0,06	85,85
104	Tremolita	CA-14-35	Anfibolita Lavaderos	0,46	21,88	58,18	0,09	0,32	3,38	0,14	12,63	0,00	0,10	97,27

ANEXO 2C. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN SILICATOS (TALCO, PIROXENOS, ANFÍBOLES Y CLORITA CONTINUACIÓN)

Análisis #	H ₂ O calc	Total (+H ₂ O)	O	OH	Apfu											Total	XMg
					Na	Mg	Si	Al	Mn	Fe	Ni	Ca	Ti	Cr			
83	4,63	98,49	11	2	0,00	2,85	4,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	7,00	0,96
84	4,65	98,87	11	2	0,00	2,82	4,02	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	6,98	0,96
85	4,64	98,54	11	2	0,00	2,79	4,04	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	6,96	0,96
86	4,66	99,13	11	2	0,00	2,78	4,03	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	6,96	0,96
87	0,00	99,46	6	0	0,00	0,95	2,00	0,00	0,03	0,00	1,02	0,00	0,00	0,00	0,00	4,00	0,97
88	0,00	99,43	6	0	0,00	0,95	2,00	0,00	0,03	0,00	1,02	0,00	0,00	0,00	0,00	4,00	0,97
89	0,00	99,54	6	0	0,00	0,93	2,00	0,00	0,04	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	4,00	0,96
90	0,00	98,91	6	0	0,00	0,94	2,00	0,00	0,04	0,00	1,02	0,00	0,00	0,00	0,00	4,00	0,96
91	2,23	96,69	23	2	0,00	5,81	8,43	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	14,57	0,95
92	2,22	96,07	23	2	0,00	5,73	8,47	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	14,53	0,95
93	2,21	95,81	23	2	0,01	5,75	8,45	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	14,54	0,95
94	2,20	95,44	23	2	0,00	5,68	8,49	0,01	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	14,51	0,95
95	2,18	94,85	23	2	0,01	5,82	8,42	0,01	0,29	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	14,59	0,95
96	2,20	95,17	23	2	0,01	5,73	8,48	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	14,52	0,95
97	2,22	96,41	23	2	0,00	5,78	8,44	0,00	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	14,56	0,95
98	12,71	99,82	28	16	0,01	8,17	7,16	2,90	0,96	0,01	0,08	0,01	0,04	0,04	0,04	19,37	0,89
99	12,67	99,52	28	16	0,01	8,21	7,19	2,84	0,98	0,01	0,07	0,00	0,02	0,03	0,03	19,38	0,89
100	12,58	99,33	28	16	0,03	8,36	7,00	2,94	1,04	0,01	0,09	0,00	0,02	0,04	0,04	19,53	0,89
101	12,40	97,16	28	16	0,01	8,11	7,21	2,91	0,91	0,01	0,07	0,00	0,04	0,04	0,04	19,31	0,90
102	11,67	92,28	28	16	0,01	9,01	6,68	3,04	0,94	0,01	0,03	0,00	0,02	0,05	0,05	19,80	0,91
103	12,54	98,38	28	16	0,02	8,16	7,20	2,90	0,96	0,01	0,07	0,00	0,01	0,04	0,04	19,36	0,89
104	2,17	99,36	23	2	0,12	4,51	8,04	0,02	0,39	0,04	1,87	0,00	0,01	0,02	0,02	15,01	0,92

ANEXO 2D. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN SILICATOS DE ANTIGORITITAS CON Ti-CONDRODITA Y Ti-CLINOHUMITA

Análisis #	Mineral	Muestra	Clasificación litológica de la muestra	Porcentaje en peso (%)											F	Total
				Na ₂ O	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃			
1	Olivino	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	48,79	41,47	0,02	0,63	8,81	0,45	0,01	0,00	0,00	0,00	100,24	
2	Olivino	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	49,48	41,60	0,00	0,63	8,14	0,44	0,03	0,00	0,01	0,00	100,33	
3	Olivino	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	49,43	41,87	0,00	0,55	7,83	0,34	0,00	0,00	0,01	0,00	100,06	
4	Olivino	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	48,26	41,69	0,03	0,51	8,72	0,51	0,01	0,00	0,00	0,00	99,73	
5	Olivino	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	48,52	41,35	0,04	0,34	9,24	0,39	0,00	0,00	0,02	0,00	99,89	
6	Olivino	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	48,54	41,58	0,03	0,33	9,21	0,45	0,02	0,00	0,03	0,00	100,21	
7	Olivino	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	48,96	41,63	0,01	0,36	9,14	0,43	0,00	0,00	0,01	0,00	100,60	
8	Olivino	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,05	48,62	40,16	0,00	0,59	7,65		0,06	1,21	0,05	0,00	98,42	
9	Olivino	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	49,30	41,57	0,00	0,66	8,00	0,41	0,02	0,04	0,00	0,04	100,05	
10	Olivino	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	48,30	40,95	0,00	0,62	8,32	0,41	0,00	0,35	0,06	0,00	99,05	
11	Olivino	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,01	48,64	41,85	0,00	0,53	9,12	0,49	0,00	0,00	0,00	0,00	100,65	
12	Olivino	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	48,38	40,73	0,00	0,45	9,21	0,41	0,00	0,00	0,00	0,02	99,21	
13	Olivino	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	49,16	41,68	0,02	0,51	8,53	0,40	0,00	0,00	0,02	0,00	100,34	
14	Ti-Clinohumita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	47,04	37,08	0,00	0,59	7,43	0,25	0,00	4,66	0,00	0,11	97,23	
15	Ti-Clinohumita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	47,04	37,56	0,00	0,65	7,57	0,00	0,00	4,42	0,00	0,00	97,23	
16	Ti-Clinohumita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	47,25	37,72	0,00	0,70	7,42	0,35	0,00	4,37	0,00	0,00	97,89	
17	Ti-Clinohumita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	46,34	37,26	0,00	0,65	7,66	0,40	0,00	4,67	0,00	0,00	97,25	
18	Ti-Clinohumita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	46,63	36,75	0,00	0,59	7,46	0,00	0,00	5,18	0,00	0,00	96,70	
19	Ti-Clinohumita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	47,79	37,15	0,00	0,55	7,41	0,00	0,00	4,06	0,00	0,18	97,18	
20	Ti-Clinohumita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	47,35	36,58	0,00	0,52	7,36	0,00	0,00	5,20	0,00	0,00	97,04	
21	Ti-Clinohumita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	47,01	36,82	0,00	0,63	7,75	0,34	0,00	4,78	0,00	0,00	97,34	
22	Ti-Clinohumita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	47,70	36,95	0,00	0,52	7,46	0,24	0,00	4,12	0,00	0,15	97,23	
23	Ti-Clinohumita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	47,37	37,29	0,00	0,60	7,61	0,00	0,00	4,14	0,00	0,22	97,32	
24	Ti-Clinohumita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	47,70	37,14	0,00	0,67	7,68	0,36	0,00	3,46	0,00	0,00	97,04	
25	Ti-Clinohumita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	47,76	37,91	0,00	0,53	7,47	0,00	0,00	3,63	0,00	0,00	97,36	
26	Ti-Clinohumita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	46,54	36,64	0,00	0,57	7,85	0,30	0,00	5,19	0,00	0,00	97,16	
27	Ti-Clinohumita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	46,76	36,93	0,00	0,58	7,68	0,22	0,00	4,94	0,00	0,00	97,17	
28	Ti-Condrodita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	44,97	33,66	0,00	0,67	7,91	0,31	0,00	7,85	0,00	0,02	95,43	
29	Ti-Condrodita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	45,87	34,48	0,00	0,62	7,52	0,00	0,00	6,48	0,00	0,00	94,98	
30	Ti-Condrodita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	45,33	33,28	0,00	0,70	7,65	0,27	0,00	7,82	0,00	0,22	95,33	
31	Ti-Condrodita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	44,71	32,78	0,00	0,61	7,65	0,00	0,00	9,30	0,00	0,14	95,36	
32	Ti-Condrodita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	44,41	33,20	0,00	0,70	7,83	0,00	0,00	8,91	0,00	0,59	95,70	
33	Ti-Condrodita	CA-15-37-B	Antigoritita con Ti-condrodita y Ti-Clinohumita	0,00	46,42	35,01	0,00	0,65	7,93	0,25	0,00	6,47	0,00	0,00	96,88	

ANEXO 2D. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN SILICATOS DE ANTIGORITITAS CON Ti-CONDRODITA Y Ti-CLINOHUMITA CONTINUACIÓN

Análisis #	H ₂ O calc	Total (+H ₂ O)	OH	Apfu											Total	XMg
				Na	Mg	Si	Al	Mn	Fe	Ni	Ca	Ti	Cr	F		
1	0,00	100,24	0,00	0,00	1,77	1,01	0,00	0,01	0,18	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	2,99	0,91
2	0,00	100,33	0,00	0,00	1,79	1,01	0,00	0,01	0,17	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	2,99	0,92
3	0,00	100,06	0,00	0,00	1,79	1,02	0,00	0,01	0,16	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	2,98	0,92
4	0,00	99,73	0,00	0,00	1,76	1,02	0,00	0,01	0,18	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	2,98	0,91
5	0,00	99,89	0,00	0,00	1,77	1,01	0,00	0,01	0,19	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	2,99	0,90
6	0,00	100,21	0,00	0,00	1,77	1,01	0,00	0,01	0,19	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	2,98	0,90
7	0,00	100,60	0,00	0,00	1,77	1,01	0,00	0,01	0,19	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	2,99	0,91
8	0,00	98,42	0,00	0,00	1,79	0,99	0,00	0,01	0,16		0,00	0,02	0,00	0,00	2,98	0,92
9	0,00	100,05	0,00	0,00	1,79	1,01	0,00	0,01	0,16	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	2,99	0,92
10	0,00	99,05	0,00	0,00	1,77	1,01	0,00	0,01	0,17	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	2,98	0,91
11	0,00	100,65	0,00	0,00	1,76	1,02	0,00	0,01	0,19	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	2,98	0,90
12	0,00	99,21	0,00	0,00	1,78	1,01	0,00	0,01	0,19	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	2,99	0,90
13	0,00	100,34	0,00	0,00	1,78	1,01	0,00	0,01	0,17	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	2,99	0,91
14	1,58	98,81	1,20	0,00	7,98	4,22	0,00	0,06	0,71	0,02	0,00	0,40	0,00	0,00	13,38	0,92
15	1,65	98,88	1,25	0,00	7,95	4,26	0,00	0,06	0,72	0,00	0,00	0,38	0,00	0,00	13,37	0,92
16	1,67	99,57	1,26	0,00	7,95	4,26	0,00	0,07	0,70	0,03	0,00	0,37	0,00	0,00	13,37	0,92
17	1,58	98,82	1,20	0,00	7,87	4,25	0,00	0,06	0,73	0,04	0,00	0,40	0,00	0,00	13,35	0,92
18	1,46	98,16	1,11	0,00	7,94	4,20	0,00	0,06	0,71	0,00	0,00	0,44	0,00	0,00	13,36	0,92
19	1,72	98,90	1,31	0,00	8,10	4,22	0,00	0,05	0,70	0,00	0,00	0,35	0,00	0,00	13,43	0,92
20	1,46	98,50	1,11	0,00	8,03	4,16	0,00	0,05	0,70	0,00	0,00	0,45	0,00	0,00	13,39	0,92
21	1,56	98,90	1,18	0,00	7,97	4,19	0,00	0,06	0,74	0,03	0,00	0,41	0,00	0,00	13,40	0,92
22	1,70	98,94	1,29	0,00	8,10	4,21	0,00	0,05	0,71	0,02	0,00	0,35	0,00	0,00	13,44	0,92
23	1,70	99,02	1,29	0,00	8,03	4,24	0,00	0,06	0,72	0,00	0,00	0,35	0,00	0,00	13,41	0,92
24	1,85	98,89	1,41	0,00	8,11	4,23	0,00	0,06	0,73	0,03	0,00	0,30	0,00	0,00	13,47	0,92
25	1,83	99,19	1,38	0,00	8,05	4,29	0,00	0,05	0,71	0,00	0,00	0,31	0,00	0,00	13,40	0,92
26	1,46	98,61	1,11	0,00	7,92	4,18	0,00	0,06	0,75	0,03	0,00	0,45	0,00	0,00	13,37	0,91
27	1,52	98,69	1,15	0,00	7,94	4,21	0,00	0,06	0,73	0,02	0,00	0,42	0,00	0,00	13,37	0,92
28	2,83	98,27	1,23	0,00	4,36	2,19	0,00	0,04	0,43	0,02	0,00	0,38	0,00	0,00	7,42	0,91
29	3,15	98,13	1,37	0,00	4,44	2,24	0,00	0,03	0,41	0,00	0,00	0,32	0,00	0,00	7,44	0,92
30	2,83	98,16	1,23	0,00	4,41	2,17	0,00	0,04	0,42	0,01	0,00	0,38	0,00	0,00	7,44	0,91
31	2,49	97,85	1,09	0,00	4,35	2,14	0,00	0,03	0,42	0,00	0,00	0,46	0,00	0,00	7,40	0,91
32	2,58	98,28	1,12	0,00	4,32	2,17	0,00	0,04	0,43	0,00	0,00	0,44	0,00	0,00	7,39	0,91
33	3,23	100,10	1,38	0,00	4,43	2,24	0,00	0,03	0,42	0,01	0,00	0,31	0,00	0,00	7,45	0,91

ANEXO 3A. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (HEAZLEWOODITA)

Análisis #	Mineral	Muestra	Porcentaje en peso (%)									TOTAL
			Si	Fe	Ni	Cu	Co	S	As	Sb	Pb	
1	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-15-9A3	0,00	0,72	72,13	0,00	0,26	26,44	0,00	0,01	0,06	99,62
2	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-15-9A3	0,00	0,49	72,08	0,02	0,37	26,81	0,07	0,02	0,11	99,98
3	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-15-9A3	0,02	0,86	72,09	0,00	0,45	26,89	0,00	0,00	0,03	100,35
4	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-15-9A3	0,00	1,01	71,68	0,00	0,44	26,70	0,00	0,00	0,06	99,90
5	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-15-9A3	0,02	1,57	71,67	0,00	0,45	26,58	0,00	0,00	0,14	100,43
6	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-15-9A3	0,03	0,62	72,14	0,02	0,40	26,67	0,00	0,01	0,06	99,94
7	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-15-9A3	0,00	0,46	71,59	0,00	0,40	26,87	0,00	0,01	0,02	99,34
8	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-44-PER	0,02	0,87	72,91	0,01	0,00	26,49	0,00	0,00	0,00	100,30
9	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-44-PER	0,01	0,24	73,17	0,00	0,02	26,72	0,03	0,00	0,02	100,21
10	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-44-PER	0,00	0,28	73,13	0,03	0,00	27,00	0,00	0,00	0,04	100,48
11	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-44-PER	0,02	0,53	72,97	0,00	0,00	26,75	0,02	0,00	0,06	100,35
12	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-44-PER	0,02	0,29	72,60	0,03	0,00	26,56	0,01	0,00	0,03	99,54
13	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-44-PER	0,00	0,46	72,52	0,00	0,00	26,65	0,00	0,03	0,01	99,68
14	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-44-PER	0,02	0,34	73,56	0,00	0,00	26,61	0,00	0,01	0,00	100,55
15	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-44-PER	0,00	0,24	72,44	0,01	0,02	26,76	0,00	0,02	0,03	99,52
16	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-44-PER	0,00	0,14	73,01	0,02	0,02	26,14	0,02	0,01	0,00	99,36
17	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-44-PER	0,00	0,18	72,77	0,00	0,01	26,61	0,01	0,01	0,00	99,59
18	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-44-PER	0,00	0,26	73,27	0,00	0,01	27,16	0,00	0,05	0,02	100,77
19	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-44-PER	0,02	0,36	73,31	0,00	0,00	26,87	0,00	0,01	0,00	100,57
20	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-21C-PAR	0,00	1,30	72,16	0,01	0,02	26,72	0,02	0,01	0,04	100,28
21	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-21C-PAR	0,00	0,71	72,32	0,00	0,01	26,84	0,00	0,02	0,11	100,01
22	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-21C-PAR	0,00	2,87	70,93	0,00	0,00	26,92	0,00	0,02	0,00	100,74
23	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-21D-PAR	0,00	2,28	70,19	0,02	1,63	26,52	0,00	0,00	0,01	100,65
24	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-21D-PAR	0,00	1,55	70,65	0,02	1,58	26,84	0,00	0,01	0,10	100,75
25	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-21D-PAR	0,02	2,04	70,32	0,03	1,66	27,10	0,00	0,01	0,06	101,24
26	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-21D-PAR	0,08	3,11	69,37	0,00	1,58	26,84	0,00	0,00	0,04	101,02
27	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-21D-PAR	0,04	1,69	69,97	0,00	1,72	26,70	0,00	0,02	0,03	100,17
28	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-21D-PAR	0,00	7,79	69,21	0,02	0,44	26,02	0,00	0,00	0,04	103,53
29	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-21A-PAR	0,00	0,94	73,04	0,07	0,00	27,21	0,01	0,00	0,00	101,33
30	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-21A-PAR	0,02	0,81	72,95	0,11	0,18	27,36	0,00	0,00	0,08	101,52
31	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-21A-PAR	0,02	0,73	73,33	0,10	0,04	27,35	0,00	0,00	0,00	101,59
32	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-21A-PAR	0,02	0,59	73,12	0,07	0,00	27,46	0,00	0,00	0,09	101,38
33	Heazlewoodita (Ni3S2)	CA-14-21A-PAR	0,01	0,70	73,31	0,13	0,00	27,36	0,01	0,02	0,08	101,67

ANEXO 3A. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (HEAZLEWOODITA CONTINUACIÓN)

Análisis #	% Atómico								Apfu								
	Fe	Ni	Cu	Co	S	As	Sb	Pb	Ni	Co	Fe	Cu	Pb	Σ metales	As	Sb	S
1	0,62	59,33	0,00	0,21	39,82	0,00	0,00	0,01	2,97	0,01	0,03			3,01			2,00
2	0,42	58,99	0,02	0,30	40,18	0,05	0,01	0,02	2,96	0,01	0,02			3,00			2,02
3	0,73	58,74	0,00	0,37	40,12	0,00	0,00	0,01	2,95	0,02	0,04			3,00			2,01
4	0,87	58,71	0,00	0,36	40,05	0,00	0,00	0,01	2,95	0,02	0,04			3,01			2,01
5	1,35	58,49	0,00	0,36	39,73	0,00	0,00	0,03	2,94	0,02	0,07			3,02			1,99
6	0,54	59,07	0,02	0,32	39,99	0,00	0,00	0,01	2,97	0,02	0,03			3,01			2,01
7	0,40	58,83	0,00	0,32	40,44	0,00	0,00	0,00	2,95	0,02	0,02			2,99			2,03
8	0,75	59,57	0,01	0,00	39,64	0,00	0,00	0,00	2,98		0,02			3,00			1,98
9	0,20	59,77	0,00	0,02	39,97	0,02	0,00	0,00	2,99		0,04			3,03			2,00
10	0,24	59,50	0,02	0,00	40,23	0,00	0,00	0,01	2,98		0,01			2,99			2,01
11	0,45	59,52	0,00	0,00	39,96	0,01	0,00	0,01	2,98		0,02			3,00			2,00
12	0,25	59,69	0,02	0,00	39,99	0,01	0,00	0,01	2,99		0,01			3,00			2,00
13	0,40	59,53	0,00	0,00	40,06	0,00	0,01	0,00	2,98		0,02			3,00			2,00
14	0,29	59,95	0,00	0,00	39,71	0,00	0,00	0,00	3,00		0,01			3,01			1,99
15	0,21	59,50	0,00	0,02	40,25	0,00	0,01	0,01	2,98		0,01			2,99			2,01
16	0,12	60,30	0,01	0,02	39,53	0,01	0,00	0,00	3,02		0,01			3,02			1,98
17	0,15	59,79	0,00	0,01	40,03	0,01	0,00	0,00	2,99		0,01			3,00			2,00
18	0,22	59,41	0,00	0,01	40,33	0,00	0,02	0,01	2,97		0,01			2,98			2,02
19	0,30	59,63	0,00	0,00	40,03	0,00	0,00	0,00	2,98		0,02			3,00			2,00
20	1,12	58,90	0,01	0,01	39,94	0,01	0,01	0,00	2,95	0,00	0,06			3,00			2,00
21	0,61	59,16	0,00	0,01	40,21	0,00	0,01	0,00	2,96	0,00	0,03			2,99			2,01
22	2,45	57,55	0,00	0,00	40,00	0,00	0,01	0,00	2,88	0,00	0,12			3,00			2,00
23	1,95	57,16	0,02	1,32	39,55	0,00	0,00	0,00	2,86	0,07	0,10			3,02			1,98
24	1,32	57,42	0,02	1,28	39,95	0,00	0,00	0,00	2,87	0,06	0,07			3,00			2,00
25	1,73	56,79	0,02	1,34	40,08	0,00	0,00	0,00	2,84	0,07	0,09			2,99			2,00
26	2,65	56,15	0,00	1,27	39,79	0,00	0,00	0,00	2,81	0,06	0,13			3,00			1,99
27	1,45	57,14	0,00	1,40	39,93	0,00	0,01	0,00	2,86	0,07	0,07			3,00			2,00
28	6,52	55,14	0,02	0,35	37,96	0,00	0,00	0,00	2,76	0,02	0,33			3,10			1,90
29	0,80	58,92	0,05	0,00	40,18	0,00	0,00	0,00	2,97					2,97			2,03
30	0,69	58,72	0,08	0,14	40,31	0,00	0,00	0,02	2,96					2,96			2,04
31	0,62	58,97	0,08	0,03	40,26	0,00	0,00	0,00	2,97					2,97			2,03
32	0,50	58,90	0,05	0,00	40,48	0,00	0,00	0,02	2,96					2,96			2,04
33	0,59	58,96	0,09	0,00	40,27	0,01	0,01	0,02	2,97					2,97			2,03

ANEXO 3B. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (MILLERITA Y AWARUITA)

Análisis #	Mineral	Muestra	Porcentaje en peso (%)									TOTAL
			Si	Fe	Ni	Cu	Co	S	As	Sb	Pb	
34	Millerita (NiS)	CA-14-44-PER	0,01	0,21	64,98	0,00	0,09	34,75	0,00	0,03	0,16	100,23
35	Millerita (NiS)	CA-14-44-PER	0,00	0,37	65,62	0,00	0,03	33,75	0,00	0,00	0,06	99,82
36	Millerita (NiS)	CA-14-44-PER	0,00	0,27	66,94	0,00	0,01	32,71	0,05	0,02	0,02	100,03
37	Millerita (NiS)	CA-14-44-PER	0,00	0,15	67,37	0,00	0,05	32,81	0,00	0,00	0,00	100,38
38	Millerita (NiS)	CA-14-44-PER	0,01	0,24	66,29	0,00	0,09	33,03	0,00	0,01	0,04	99,70
39	Millerita (NiS)	CA-14-44-PER	0,01	0,27	65,37	0,00	0,05	34,10	0,00	0,01	0,04	99,85
40	Millerita (NiS)	CA-14-44-PER	0,02	0,21	66,99	0,00	0,02	32,78	0,00	0,03	0,09	100,13
41	Millerita (NiS)	CA-14-44-PER	0,02	0,16	65,63	0,00	0,06	33,87	0,00	0,00	0,09	99,83
42	Millerita (NiS)	CA-14-21C-PAR	0,02	0,59	65,25	0,00	0,07	33,90	0,00	0,03	0,02	99,88
43	Millerita (NiS)	CA-14-21C-PAR	0,00	1,01	64,94	0,01	0,04	32,77	0,00	0,02	0,06	98,84
44	Millerita (NiS)	CA-14-21C-PAR	0,02	0,57	65,86	0,01	0,06	32,62	0,00	0,00	0,21	99,35
45	Millerita (NiS)	CA-14-21C-PAR	0,00	1,01	66,37	0,03	0,05	32,70	0,00	0,00	0,07	100,24
46	Millerita (NiS)	CA-14-21C-PAR	0,00	0,53	65,14	0,01	0,06	34,16	0,00	0,00	0,04	99,93
47	Millerita (NiS)	CA-14-21D-PAR	0,62	6,69	65,42	0,01	0,14	24,52	0,00	0,04	0,08	97,52
48	Awaruita (Ni3Fe)	CA-15-9A3	1,49	21,24	71,23	0,49	0,48	0,06	0,00	0,00	0,03	95,02
49	Awaruita (Ni3Fe)	CA-14-21C-PAR	0,02	19,68	76,87	0,91	0,81	0,02	0,18	0,18	0,00	98,67
50	Awaruita (Ni3Fe)	CA-14-21C-PAR	0,00	24,01	73,39	0,16	1,25	0,02	0,00	0,01	0,09	98,92
51	Awaruita (Ni3Fe)	CA-14-21C-PAR	0,00	20,08	62,82	0,03	6,94	9,17	0,00	0,02	0,06	99,12
52	Awaruita (Ni3Fe)	CA-14-21C-PAR	0,00	20,70	61,13	0,04	8,04	8,44	0,00	0,00	0,02	98,38
53	Awaruita (Ni3Fe)	CA-14-21C-PAR	0,00	22,33	57,02	0,07	8,15	13,82	0,00	0,02	0,09	101,50
54	Awaruita (Ni3Fe)	CA-14-21D-PAR	0,00	24,69	71,24	0,18	3,64	0,01	0,00	0,01	0,09	99,85
55	Awaruita (Ni3Fe)	CA-14-21D-PAR	0,02	25,06	70,88	0,17	3,71	0,02	0,00	0,00	0,00	99,85
56	Awaruita (Ni3Fe)	CA-14-21D-PAR	0,01	24,39	71,71	0,10	3,26	0,02	0,00	0,01	0,00	99,50
57	Awaruita (Ni3Fe)	CA-14-21D-PAR	0,02	24,14	71,57	0,10	3,13	0,01	0,00	0,00	0,08	99,04
58	Awaruita (Ni3Fe)	CA-14-21D-PAR	0,00	25,43	71,11	0,04	3,67	0,01	0,00	0,03	0,10	100,38
59	Awaruita (Ni3Fe)	CA-14-21A-PAR	0,02	13,99	81,21	1,86	0,58	0,00	0,88	0,17	0,04	98,74
60	Awaruita (Ni3Fe)	CA-14-21A-PAR	0,01	21,28	76,09	0,50	0,75	0,00	0,22	0,06	0,00	99,01
61	Awaruita (Ni3Fe)	CA-14-21A-PAR	0,02	14,98	81,25	1,45	0,67	0,02	0,87	0,10	0,00	99,42
62	Awaruita (Ni3Fe)	CA-14-21A-PAR	0,13	22,51	68,75	0,21	1,62	0,61	0,00	0,00	0,00	93,90

ANEXO 3B. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (MILLERITA Y AWARUITA CONTINUACIÓN)

Análisis #	% Atómico								Apfu								
	Fe	Ni	Cu	Co	S	As	Sb	Pb	Ni	Co	Fe	Cu	Pb	Σ metales	As	Sb	S
34	0,17	50,37	0,00	0,07	49,33	0,00	0,01	0,03	1,01		0,00			1,01			0,99
35	0,30	51,32	0,00	0,02	48,34	0,00	0,00	0,01	1,03		0,01			1,03			0,97
36	0,22	52,63	0,00	0,01	47,09	0,00	0,01	0,00	1,05		0,00			1,06			0,94
37	0,13	52,77	0,00	0,04	47,06	0,00	0,00	0,00	1,06		0,00			1,06			0,94
38	0,19	52,14	0,00	0,07	47,57	0,00	0,00	0,01	1,04		0,00			1,05			0,95
39	0,22	51,00	0,00	0,04	48,72	0,00	0,00	0,01	1,02		0,00			1,02			0,97
40	0,17	52,61	0,00	0,02	47,14	0,00	0,01	0,02	1,05		0,00			1,06			0,94
41	0,13	51,29	0,00	0,05	48,48	0,00	0,00	0,02	1,03		0,00			1,03			0,97
42	0,48	50,95	0,00	0,06	48,47	0,00	0,01	0,00	1,02		0,01			1,03			0,97
43	0,84	51,51	0,01	0,03	47,60	0,00	0,01	0,00	1,03		0,02			1,05			0,95
44	0,48	52,14	0,01	0,05	47,29	0,00	0,00	0,00	1,04		0,01			1,05			0,95
45	0,83	52,10	0,02	0,04	47,00	0,00	0,00	0,00	1,04		0,02			1,06			0,94
46	0,43	50,77	0,00	0,04	48,75	0,00	0,00	0,00	1,02		0,01			1,02			0,98
47	5,92	55,06	0,01	0,11	37,79	0,00	0,02	0,00	1,10		0,12			1,22			0,76
48	22,85	72,89	0,47	0,49	0,11	0,00	0,00	0,01	3,04	0,02	0,95			4,02			
49	20,79	77,24	0,84	0,81	0,04	0,15	0,09	0,00	3,09	0,03	0,83	0,03		3,99			
50	25,22	73,34	0,15	1,24	0,04	0,00	0,00	0,00	2,93	0,05	1,01	0,01		4,00			
51	19,61	58,34	0,02	6,42	15,60	0,00	0,01	0,00	2,33	0,26	0,78			3,37			
52	20,45	57,45	0,04	7,53	14,53	0,00	0,00	0,00	2,30	0,30	0,82			3,42			
53	20,59	50,02	0,06	7,12	22,20	0,00	0,01	0,00	2,00	0,28	0,82			3,11			
54	25,70	70,53	0,16	3,59	0,02	0,00	0,00	0,00	2,82	0,14	1,03			3,99			
55	26,05	70,08	0,15	3,65	0,03	0,00	0,00	0,00	2,80	0,15	1,04			3,99			
56	25,45	71,18	0,10	3,22	0,03	0,00	0,00	0,00	2,85	0,13	1,02			3,99			
57	25,33	71,42	0,09	3,11	0,02	0,00	0,00	0,00	2,86	0,12	1,01			3,99			
58	26,32	70,02	0,03	3,60	0,01	0,00	0,01	0,00	2,80	0,14	1,05			4,00			
59	14,85	82,01	1,73	0,58	0,00	0,70	0,08	0,01	3,33	0,02	0,60			3,95			
60	22,37	76,12	0,47	0,75	0,00	0,17	0,03	0,00	3,09	0,03	0,91			4,03			
61	15,77	81,37	1,34	0,67	0,04	0,68	0,05	0,00	3,31	0,03	0,64			3,97			
62	24,73	71,87	0,20	1,69	1,16	0,00	0,00	0,00	2,89	0,07	0,99			3,95			

ANEXO 3C. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (PENTLANDITAS)

Análisis #	Mineral	Muestra	Porcentaje en peso (%)									TOTAL
			Si	Fe	Ni	Cu	Co	S	As	Sb	Pb	
63	Co-Pentlandita ((Fe,Ni,Co)9S8)	CA-14-21C-PAR	0,00	22,32	27,69	0,00	16,60	32,53	0,00	0,00	0,08	99,23
64	Co-Pentlandita ((Fe,Ni,Co)9S8)	CA-14-21C-PAR	0,00	17,79	24,91	0,01	25,19	32,32	0,00	0,00	0,11	100,33
65	Co-Pentlandita ((Fe,Ni,Co)9S8)	CA-14-21C-PAR	0,00	13,17	38,11	0,02	17,49	31,35	0,00	0,00	0,12	100,25
66	Co-Pentlandita ((Fe,Ni,Co)9S8)	CA-14-21C-PAR	0,02	16,06	32,65	0,00	19,61	31,48	0,00	0,02	0,11	99,95
67	Co-Pentlandita ((Fe,Ni,Co)9S8)	CA-14-21C-PAR	0,00	21,89	37,37	0,04	15,13	25,44	0,00	0,01	0,02	99,90
68	Co-Pentlandita ((Fe,Ni,Co)9S8)	CA-14-21C-PAR	0,00	19,79	30,89	0,01	19,70	27,37	0,04	0,00	0,05	97,85
69	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,00	28,70	35,95	0,02	1,51	33,81	0,03	0,00	0,09	100,11
70	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,02	28,58	35,81	0,03	1,52	33,72	0,00	0,00	0,06	99,75
71	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,01	28,65	36,06	0,03	1,52	33,44	0,02	0,00	0,07	99,88
72	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,00	28,69	35,95	0,03	1,58	33,70	0,00	0,00	0,06	100,08
73	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,01	28,66	36,03	0,05	1,63	33,71	0,00	0,00	0,11	100,21
74	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,01	28,49	35,86	0,00	1,58	33,69	0,00	0,00	0,06	99,72
75	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,01	28,51	36,00	0,02	1,58	33,70	0,00	0,00	0,05	99,89
76	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,01	27,56	37,87	0,04	0,95	33,58	0,03	0,00	0,12	100,18
77	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,00	27,66	38,00	0,05	0,96	33,78	0,00	0,00	0,01	100,47
78	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,01	27,66	38,07	0,03	0,92	33,49	0,00	0,00	0,02	100,23
79	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,02	28,83	35,92	0,12	1,68	33,23	0,00	0,00	0,11	99,90
80	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,00	28,62	35,96	0,08	1,69	33,51	0,00	0,00	0,04	99,95
81	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,00	28,60	35,68	0,04	1,62	33,40	0,02	0,00	0,07	99,43
82	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,02	28,64	35,95	0,03	1,62	33,41	0,01	0,00	0,00	99,70
83	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,02	28,88	36,10	0,06	1,63	33,47	0,00	0,00	0,06	100,24
84	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,01	28,90	35,97	0,03	1,56	33,34	0,00	0,00	0,02	99,83
85	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,01	28,83	36,02	0,05	1,62	33,33	0,00	0,00	0,02	99,90
86	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,00	28,89	35,82	0,04	1,61	33,44	0,03	0,00	0,06	99,89
87	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,01	28,81	36,00	0,01	1,59	33,35	0,00	0,00	0,11	99,97
88	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,00	28,96	35,79	0,04	1,60	33,49	0,04	0,00	0,03	99,95
89	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,04	29,08	33,77	0,04	1,54	34,15	0,00	0,00	0,10	98,74
90	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,04	28,94	32,78	0,04	1,56	35,33	0,04	0,00	0,02	98,82
91	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,00	28,62	35,96	0,06	1,56	33,73	0,04	0,00	0,04	100,03
92	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,00	28,77	36,27	0,05	1,58	33,72	0,01	0,00	0,05	100,54
93	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,01	28,75	36,16	0,06	1,51	33,33	0,00	0,00	0,00	99,91
94	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,01	28,88	36,21	0,04	1,48	33,47	0,02	0,00	0,05	100,21
95	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,02	28,73	36,45	0,06	1,48	33,50	0,00	0,00	0,05	100,33
96	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,00	28,77	36,24	0,05	1,54	33,45	0,00	0,00	0,09	100,15
97	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,01	28,75	36,20	0,06	1,53	33,44	0,00	0,00	0,07	100,07
98	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,03	28,94	36,02	0,04	1,56	33,59	0,00	0,00	0,01	100,23
99	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,03	28,65	36,01	0,05	1,51	33,70	0,05	0,00	0,07	100,12
100	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,00	28,82	36,17	0,05	1,49	33,61	0,04	0,00	0,05	100,31
101	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,02	28,76	36,30	0,07	1,53	33,60	0,00	0,00	0,16	100,45
102	Pentlandita ((Fe,Ni)9S8)	CA-14-51-PER	0,04	28,72	36,16	0,06	1,49	33,62	0,00	0,00	0,11	100,27

ANEXO 3C. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (PENTLANDITAS CONTINUACIÓN)

Análisis #	% Atómico								Apfu								
	Fe	Ni	Cu	Co	S	As	Sb	Pb	Ni	Co	Fe	Cu	Pb	Σ metales	As	Sb	S
63	0,00	21,76	0,00	12,99	46,81	0,00	0,00	0,00	3,70	2,21	3,13			9,04			7,96
64	0,00	19,47	0,01	19,62	46,27	0,00	0,00	0,00	3,31	3,34	2,49			9,13			7,87
65	0,00	30,05	0,01	13,74	45,27	0,00	0,00	0,00	5,11	2,34	1,86			9,30			7,70
66	0,01	25,75	0,00	15,41	45,47	0,00	0,01	0,00	4,38	2,62	2,26			9,26			7,73
67	0,00	30,61	0,03	12,35	38,16	0,00	0,00	0,00	5,20	2,10	3,20			10,51			6,49
68	0,00	25,42	0,01	16,15	41,25	0,03	0,00	0,00	4,32	2,75	2,91			9,98			7,01
69	23,28	27,75	0,01	1,16	47,76	0,02	0,00	0,02	4,72	0,20	3,96			8,88			8,12
70	23,25	27,72	0,02	1,17	47,78	0,00	0,00	0,01	4,72	0,20	3,96			8,87			8,13
71	23,34	27,94	0,02	1,17	47,43	0,01	0,00	0,01	4,76	0,20	3,97			8,93			8,07
72	23,29	27,77	0,02	1,22	47,65	0,00	0,00	0,01	4,72	0,21	3,96			8,89			8,11
73	23,25	27,80	0,03	1,25	47,62	0,00	0,00	0,02	4,73	0,21	3,95			8,90			8,10
74	23,19	27,77	0,00	1,22	47,76	0,00	0,00	0,01	4,72	0,21	3,94			8,88			8,12
75	23,18	27,84	0,02	1,22	47,71	0,00	0,00	0,01	4,74	0,21	3,94			8,89			8,11
76	22,39	29,27	0,03	0,73	47,51	0,02	0,00	0,03	5,02	0,13	3,84			8,98			8,14
77	22,38	29,25	0,03	0,73	47,59	0,00	0,00	0,00	5,01	0,13	3,83			8,97			8,15
78	22,46	29,41	0,02	0,70	47,36	0,00	0,00	0,01	5,04	0,12	3,85			9,01			8,11
79	23,51	27,87	0,08	1,30	47,19	0,00	0,00	0,02	4,74	0,22	4,00			8,97			8,03
80	23,28	27,84	0,06	1,30	47,48	0,00	0,00	0,01	4,74	0,22	3,96			8,92			8,08
81	23,38	27,75	0,03	1,26	47,55	0,01	0,00	0,01	4,72	0,21	3,98			8,91			8,09
82	23,35	27,88	0,02	1,25	47,43	0,01	0,00	0,00	4,74	0,21	3,97			8,93			8,07
83	23,44	27,88	0,04	1,25	47,32	0,00	0,00	0,01	4,74	0,21	3,99			8,95			8,05
84	23,55	27,89	0,02	1,20	47,31	0,00	0,00	0,00	4,74	0,20	4,01			8,95			8,05
85	23,48	27,91	0,03	1,25	47,28	0,00	0,00	0,00	4,75	0,21	4,00			8,96			8,04
86	23,52	27,75	0,03	1,24	47,42	0,02	0,00	0,01	4,72	0,21	4,00			8,93			8,07
87	23,47	27,90	0,01	1,23	47,31	0,00	0,00	0,02	4,75	0,21	3,99			8,95			8,05
88	23,56	27,70	0,03	1,23	47,45	0,02	0,00	0,01	4,71	0,21	4,01			8,93			8,07
89	23,78	26,27	0,03	1,19	48,63	0,00	0,00	0,02	4,47	0,20	4,05			8,72			8,28
90	23,46	25,29	0,03	1,20	49,89	0,03	0,00	0,01	4,31	0,20	4,00			8,51			8,49
91	23,24	27,78	0,04	1,20	47,69	0,03	0,00	0,01	4,73	0,20	3,95			8,88			8,12
92	23,27	27,91	0,04	1,21	47,50	0,01	0,00	0,01	4,75	0,21	3,96			8,92			8,08
93	23,42	28,02	0,04	1,17	47,28	0,00	0,00	0,00	4,77	0,20	3,99			8,95			8,05
94	23,45	27,98	0,03	1,14	47,34	0,01	0,00	0,01	4,76	0,19	3,99			8,95			8,05
95	23,30	28,13	0,04	1,14	47,32	0,00	0,00	0,01	4,79	0,19	3,97			8,95			8,05
96	23,38	28,02	0,04	1,19	47,34	0,00	0,00	0,02	4,77	0,20	3,98			8,95			8,05
97	23,38	28,01	0,05	1,18	47,36	0,00	0,00	0,02	4,77	0,20	3,98			8,94			8,06
98	23,47	27,79	0,03	1,20	47,44	0,00	0,00	0,00	4,73	0,20	3,99			8,93			8,07
99	23,25	27,80	0,04	1,16	47,63	0,03	0,00	0,02	4,73	0,20	3,96			8,89			8,08
100	23,37	27,90	0,03	1,15	47,46	0,03	0,00	0,01	4,75	0,19	3,98			8,92			8,07
101	23,30	27,99	0,05	1,17	47,41	0,00	0,00	0,04	4,76	0,20	3,97			8,93			8,09
102	23,29	27,90	0,05	1,15	47,49	0,00	0,00	0,02	4,75	0,20	3,97			8,91			8,13

ANEXO 3D. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (PIRROTINA, VIOLARITA Y PIRITA)

Análisis #	Mineral	Muestra	Porcentaje en peso (%)									
			Si	Fe	Ni	Cu	Co	S	As	Sb	Pb	TOTAL
103	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,00	58,10	1,02	0,00	0,14	39,99	0,02	0,00	0,03	99,41
104	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,01	58,32	0,93	0,01	0,14	39,77	0,00	0,00	0,11	99,31
105	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,00	58,17	0,93	0,00	0,13	39,92	0,00	0,00	0,12	99,28
106	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,04	58,11	0,69	0,02	0,14	39,83	0,00	0,00	0,10	99,00
107	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,04	58,38	0,77	0,02	0,12	39,76	0,00	0,00	0,00	99,10
108	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,16	57,23	1,08	0,01	0,11	39,63	0,00	0,00	0,11	98,34
109	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,01	58,71	0,77	0,00	0,11	40,01	0,00	0,00	0,07	99,71
110	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,00	58,64	0,74	0,06	0,13	40,23	0,00	0,00	0,19	100,03
111	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,00	58,32	0,75	0,04	0,14	39,55	0,00	0,00	0,02	98,94
112	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,00	58,52	0,79	0,01	0,12	39,51	0,00	0,00	0,05	99,01
113	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,01	58,44	0,93	0,01	0,14	39,93	0,02	0,00	0,06	99,55
114	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,01	58,49	0,94	0,00	0,12	39,91	0,01	0,00	0,13	99,61
115	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,01	58,73	0,75	0,01	0,13	39,67	0,00	0,00	0,08	99,37
116	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,01	58,26	0,97	0,00	0,11	39,58	0,01	0,00	0,05	99,04
117	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,01	58,55	0,90	0,01	0,15	39,58	0,01	0,00	0,04	99,25
118	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,01	58,62	0,89	0,00	0,12	39,72	0,00	0,00	0,09	99,47
119	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,01	58,38	0,94	0,00	0,12	39,71	0,01	0,00	0,05	99,34
120	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,02	58,46	0,94	0,00	0,11	39,85	0,00	0,00	0,05	99,43
121	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,03	58,55	0,91	0,01	0,13	39,75	0,00	0,00	0,08	99,49
122	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,01	58,50	0,86	0,01	0,13	39,75	0,01	0,00	0,05	99,34
123	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,02	58,94	0,68	0,02	0,14	39,69	0,00	0,00	0,02	99,54
124	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,03	58,67	0,64	0,01	0,11	39,89	0,00	0,00	0,05	99,42
125	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,01	58,82	0,69	0,01	0,10	40,12	0,00	0,00	0,02	99,77
126	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,01	58,31	0,91	0,00	0,11	39,91	0,00	0,00	0,08	99,42
127	Pirrotina (FeS)	CA-14-51-PER	0,01	58,35	0,90	0,00	0,13	40,00	0,02	0,00	0,06	99,52
128	Violarita (FeNi2S4)	CA-14-51-PER	0,04	24,00	29,63	0,05	1,65	38,31	0,04	0,00	0,04	93,76
129	Violarita (FeNi2S4)	CA-14-51-PER	0,94	18,27	35,25	0,04	1,89	34,49	0,02	0,00	0,14	91,05
130	Violarita (FeNi2S4)	CA-14-51-PER	0,75	19,14	35,47	0,04	1,76	35,48	0,00	0,00	0,07	92,72
131	Violarita (FeNi2S4)	CA-14-51-PER	0,05	23,08	30,48	0,04	1,75	39,51	0,02	0,00	0,04	95,04
132	Violarita (FeNi2S4)	CA-14-51-PER	0,32	22,71	32,44	0,06	1,66	35,50	0,00	0,00	0,12	92,82
133	Violarita (FeNi2S4)	CA-14-51-PER	0,10	21,08	34,41	0,05	1,18	39,18	0,02	0,00	0,20	96,23
134	Violarita (FeNi2S4)	CA-14-51-PER	0,09	18,21	37,85	0,09	1,20	38,23	0,00	0,00	0,10	95,88
135	Violarita (FeNi2S4)	CA-14-51-PER	0,00	25,84	31,27	0,05	1,01	39,33	0,05	0,00	0,14	97,69
136	Violarita (FeNi2S4)	CA-14-51-PER	0,51	20,82	33,98	0,02	2,01	35,34	0,02	0,00	0,09	92,83
137	Pirita (FeS2)	CA-14-51-PER	0,08	38,60	8,82	0,01	1,71	49,33	0,03	0,00	0,12	98,75

ANEXO 3D. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (PIRROTINA, VIOLARITA Y PIRITA CONTINUACIÓN)

Análisis #	% Atómico								Apfu								
	Fe	Ni	Cu	Co	S	As	Sb	Pb	Ni	Co	Fe	Cu	Pb	Σ metales	As	Sb	S
103	45,06	0,75	0,00	0,10	54,01	0,01	0,00	0,01			0,91			0,91			1,09
104	45,32	0,69	0,00	0,10	53,83	0,00	0,00	0,02			0,91			0,91			1,09
105	45,18	0,69	0,00	0,10	54,00	0,00	0,00	0,03			0,91			0,91			1,09
106	45,25	0,51	0,01	0,10	54,01	0,00	0,00	0,02			0,91			0,91			1,09
107	45,41	0,57	0,01	0,09	53,86	0,00	0,00	0,00			0,91			0,91			1,09
108	44,80	0,80	0,01	0,08	54,03	0,00	0,00	0,02			0,91			0,91			1,09
109	45,41	0,56	0,00	0,08	53,89	0,00	0,00	0,01			0,91			0,91			1,09
110	45,23	0,54	0,04	0,10	54,03	0,00	0,00	0,04			0,91			0,91			1,09
111	45,50	0,56	0,03	0,11	53,74	0,00	0,00	0,00			0,92			0,92			1,08
112	45,64	0,59	0,00	0,09	53,66	0,00	0,00	0,01			0,92			0,92			1,08
113	45,28	0,68	0,01	0,10	53,88	0,01	0,00	0,01			0,91			0,91			1,09
114	45,32	0,69	0,00	0,09	53,85	0,01	0,00	0,03			0,91			0,91			1,09
115	45,63	0,55	0,01	0,09	53,68	0,00	0,00	0,02			0,92			0,92			1,08
116	45,41	0,72	0,00	0,08	53,73	0,01	0,00	0,01			0,92			0,92			1,08
117	45,56	0,67	0,01	0,11	53,63	0,01	0,00	0,01			0,92			0,92			1,08
118	45,51	0,66	0,00	0,09	53,70	0,00	0,00	0,02			0,92			0,92			1,08
119	45,37	0,69	0,00	0,09	53,74	0,01	0,00	0,01			0,92			0,92			1,08
120	45,35	0,69	0,00	0,08	53,84	0,00	0,00	0,01			0,91			0,91			1,09
121	45,43	0,67	0,00	0,10	53,71	0,00	0,00	0,02			0,92			0,92			1,08
122	45,44	0,64	0,01	0,09	53,77	0,00	0,00	0,01			0,92			0,92			1,08
123	45,72	0,50	0,01	0,10	53,62	0,00	0,00	0,00			0,92			0,92			1,08
124	45,50	0,47	0,01	0,08	53,87	0,00	0,00	0,01			0,92			0,92			1,08
125	45,43	0,51	0,00	0,07	53,96	0,00	0,00	0,00			0,91			0,91			1,09
126	45,24	0,67	0,00	0,08	53,92	0,00	0,00	0,02			0,91			0,91			1,09
127	45,21	0,66	0,00	0,10	53,97	0,01	0,00	0,01			0,91			0,91			1,09
128	19,89	23,37	0,04	1,30	55,31	0,03	0,00	0,01	1,64	0,09	1,39			3,12			3,88
129	15,80	29,01	0,03	1,55	51,95	0,02	0,00	0,03	2,03	0,11	1,11			3,25			3,64
130	16,23	28,62	0,03	1,41	52,41	0,00	0,00	0,02	2,00	0,10	1,14			3,24			3,67
131	18,80	23,62	0,03	1,35	56,05	0,01	0,00	0,01	1,66	0,09	1,32			3,07			3,93
132	19,30	26,22	0,04	1,34	52,53	0,00	0,00	0,03	1,85	0,09	1,36			3,30			3,70
133	17,07	26,51	0,04	0,91	55,26	0,01	0,00	0,04	1,88	0,06	1,21			3,15	0,06		3,91
134	14,89	29,45	0,06	0,93	54,44	0,00	0,00	0,02	2,09	0,07	1,06			3,21			3,86
135	20,64	23,77	0,03	0,76	54,72	0,03	0,00	0,03	1,68	0,05	1,46			3,19			3,86
136	17,69	27,47	0,01	1,62	52,29	0,01	0,00	0,02	1,94	0,11	1,25			3,31			3,69
137	28,64	6,23	0,01	1,20	63,74	0,01	0,00	0,02	0,19	0,04	0,87			1,09			1,92

ANEXO 3E. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (ARSENIUROS: ORCELITAS)

Análisis #	Mineral	Muestra	Porcentaje en peso (%)									
			Si	Fe	Ni	Cu	Co	S	As	Sb	Pb	TOTAL
138	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-43-PAR	0,01	0,69	62,02	0,01	0,02	0,02	34,11	1,21	0,03	98,12
139	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-43-PAR	0,01	0,48	62,85	0,01	0,00	0,02	33,87	1,13	0,06	98,44
140	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-43-PAR	0,02	0,57	64,85	0,02	0,00	0,01	31,38	1,09	0,00	97,94
141	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-43-PAR	0,00	0,35	62,48	0,02	0,00	0,00	33,86	1,20	0,00	97,92
142	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-43-PAR	0,00	0,64	62,66	0,00	0,00	0,00	33,83	1,13	0,00	98,26
143	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-43-PAR	0,01	1,31	62,36	0,02	0,00	0,01	34,01	1,22	0,00	98,94
144	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-43-PAR	0,00	0,47	62,15	0,02	0,00	0,01	33,31	1,20	0,08	97,25
145	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,00	2,46	64,71	0,09	0,01	0,00	29,73	3,22	0,04	100,69
146	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,02	2,20	64,53	0,07	0,00	0,02	29,89	3,23	0,03	100,45
147	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,01	0,36	65,33	0,09	0,02	0,01	30,15	3,20	0,00	99,34
148	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,00	0,10	65,27	0,09	0,02	0,01	29,78	3,25	0,04	98,82
149	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,00	0,26	65,62	0,08	0,02	0,01	30,08	3,15	0,07	99,73
150	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,04	0,18	65,36	0,08	0,03	0,02	29,78	3,38	0,00	99,04
151	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,01	0,67	64,85	0,11	0,02	0,00	30,82	2,74	0,00	99,62
152	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,00	1,45	65,72	0,08	0,05	0,01	29,60	2,48	0,06	99,76
153	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,01	0,31	66,09	0,07	0,07	0,14	27,65	3,88	0,00	98,44
154	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,01	0,42	66,15	0,08	0,08	0,14	27,61	4,05	0,08	98,83
155	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,01	0,44	66,51	0,07	0,11	0,16	27,64	3,98	0,02	99,22
156	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,02	0,91	65,90	0,06	0,11	0,12	27,61	3,98	0,01	98,96
157	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,02	1,32	63,77	0,07	0,01	0,08	27,83	4,87	0,03	98,32
158	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,02	0,54	63,86	0,08	0,05	0,14	30,19	4,26	0,04	99,36
159	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,01	0,31	64,72	0,08	0,08	0,13	29,67	4,24	0,00	99,46
160	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,04	0,33	64,63	0,08	0,04	0,14	29,47	4,26	0,07	99,36
161	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,01	0,28	64,34	0,08	0,08	0,15	30,21	3,92	0,00	99,41
162	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,00	0,26	64,30	0,10	0,02	0,14	30,17	4,27	0,06	99,78
163	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,01	0,36	58,84	0,11	0,03	0,19	35,09	4,75	0,06	99,87
164	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,01	0,03	63,68	0,37	0,87	0,01	30,21	3,84	0,00	99,33
165	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,01	0,09	63,89	0,38	0,85	0,01	30,67	3,79	0,05	100,00
166	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,02	0,06	63,66	0,36	0,74	0,01	31,17	3,88	0,03	100,38
167	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,05	12,06	48,05	0,04	0,04	0,02	21,57	2,24	0,00	84,41
168	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,01	0,03	65,20	0,12	0,08	0,01	30,10	3,45	0,02	99,36
169	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,01	0,07	65,26	0,11	0,10	0,00	30,09	3,47	0,00	99,44
170	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,03	0,05	65,24	0,11	0,09	0,01	30,18	3,45	0,01	99,56
171	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-21A-PAR	0,01	0,13	65,02	0,11	0,02	0,01	30,29	3,52	0,00	99,40

ANEXO 3E. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (ARSENIUROS: ORCELITAS CONTINUACIÓN)

Análisis #	% Atómico								Apfu								
	Fe	Ni	Cu	Co	S	As	Sb	Pb	Ni	Co	Fe	Cu	Pb	Σ metales	As	Sb	S
138	0,80	68,79	0,01	0,02	0,04	29,65	0,65	0,01	4,82		0,06			4,88	2,08	0,05	
139	0,56	69,43	0,01	0,00	0,03	29,32	0,60	0,02	4,86		0,04			4,90	2,05	0,04	
140	0,67	71,55	0,02	0,00	0,01	27,13	0,58	0,00	5,01		0,05			5,06	1,90	0,04	
141	0,41	69,43	0,02	0,00	0,00	29,49	0,64	0,00	4,86		0,03			4,89	2,06	0,05	
142	0,74	69,32	0,00	0,00	0,00	29,33	0,60	0,00	4,85		0,05			4,90	2,05	0,04	
143	1,51	68,50	0,02	0,00	0,02	29,28	0,65	0,00	4,80		0,11			4,90	2,05	0,05	
144	0,55	69,53	0,03	0,00	0,02	29,20	0,65	0,03	4,87		0,04			4,91	2,05	0,05	
145	2,79	69,90	0,09	0,01	0,01	25,16	1,68	0,01	4,92		0,20			5,11	1,77	0,12	
146	2,50	69,91	0,07	0,00	0,04	25,37	1,69	0,01	4,92		0,18			5,10	1,79	0,12	
147	0,42	71,68	0,09	0,02	0,02	25,92	1,69	0,00	5,05		0,03			5,08	1,83	0,12	
148	0,12	72,04	0,09	0,02	0,02	25,75	1,73	0,01	5,07		0,01			5,08	1,81	0,12	
149	0,29	71,76	0,08	0,03	0,03	25,77	1,66	0,02	5,06		0,02			5,08	1,82	0,12	
150	0,21	71,93	0,08	0,04	0,04	25,68	1,79	0,00	5,07		0,01			5,08	1,81	0,13	
151	0,77	70,91	0,11	0,02	0,00	26,40	1,44	0,00	5,03		0,05			5,08	1,87	0,10	
152	1,66	71,42	0,09	0,05	0,02	25,20	1,30	0,02	5,02		0,12			5,14	1,77	0,09	
153	0,36	73,01	0,07	0,08	0,29	23,93	2,07	0,00	5,16		0,03			5,19	1,69	0,15	
154	0,49	72,86	0,08	0,09	0,29	23,83	2,15	0,03	5,16		0,03			5,19	1,69	0,15	
155	0,50	72,89	0,07	0,12	0,31	23,73	2,10	0,01	5,17		0,04			5,20	1,68	0,15	
156	1,05	72,40	0,06	0,12	0,25	23,77	2,11	0,00	5,10		0,07			5,18	1,68	0,15	
157	1,54	70,99	0,07	0,02	0,17	24,27	2,61	0,01	5,00		0,11			5,11	1,71	0,18	
158	0,63	70,41	0,08	0,05	0,27	26,08	2,26	0,01	4,99		0,04			5,04	1,85	0,16	
159	0,35	71,19	0,08	0,09	0,26	25,57	2,25	0,00	5,03		0,03			5,06	1,81	0,16	
160	0,39	71,17	0,08	0,04	0,28	25,43	2,26	0,02	5,04		0,03			5,07	1,80	0,16	
161	0,32	70,79	0,08	0,09	0,30	26,04	2,08	0,00	5,01		0,02			5,03	1,84	0,15	
162	0,30	70,65	0,10	0,02	0,29	25,97	2,26	0,02	5,00		0,02			5,02	1,84	0,16	
163	0,42	65,49	0,11	0,03	0,39	30,60	2,55	0,02	4,65		0,03			4,68	2,17	0,18	
164	0,03	70,20	0,38	0,96	0,02	26,09	2,04	0,00	5,00		0,00			5,00	1,86	0,15	
165	0,11	69,99	0,38	0,93	0,01	26,33	2,00	0,02	4,98		0,01			4,99	1,87	0,14	
166	0,07	69,58	0,36	0,80	0,02	26,69	2,04	0,01	4,95		0,01			4,96	1,90	0,15	
167	16,01	60,68	0,04	0,05	0,05	21,34	1,36	0,00	4,27		1,13			5,40	1,50	0,10	
168	0,04	71,67	0,12	0,09	0,02	25,92	1,83	0,00	5,05		0,00			5,05	1,83	0,13	
169	0,08	71,67	0,12	0,11	0,00	25,89	1,84	0,00	5,05		0,01			5,05	1,82	0,13	
170	0,06	71,56	0,11	0,10	0,01	25,94	1,82	0,00	5,04		0,00			5,05	1,83	0,13	
171	0,15	71,48	0,11	0,02	0,02	26,09	1,87	0,00	5,03		0,01			5,04	1,84	0,13	

ANEXO 3E. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (ARSENIUROS 2: ORCELITAS)

Análisis #	Mineral	Muestra	Porcentaje en peso (%)									
			Si	Fe	Ni	Cu	Co	S	As	Sb	Pb	TOTAL
172	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,02	0,08	66,28	0,09	0,01	0,00	31,37	0,68	0,05	99,06
173	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,02	0,08	63,43	0,09	0,00	0,01	33,32	0,76	0,00	98,18
174	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,01	0,08	65,92	0,10	0,00	0,01	31,12	0,72	0,06	98,42
175	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,02	0,15	63,41	0,05	0,00	0,00	33,92	0,74	0,02	98,64
176	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,01	0,12	57,23	0,06	0,00	0,00	38,75	0,98	0,00	97,45
177	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,02	0,22	63,38	0,05	0,00	0,00	33,60	0,90	0,07	98,63
178	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,00	0,27	63,38	0,07	0,01	0,00	33,96	0,73	0,02	98,71
179	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,01	0,38	66,12	0,10	0,00	0,01	31,59	0,63	0,06	99,23
180	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,01	0,50	66,06	0,06	0,00	0,00	31,38	0,70	0,07	99,16
181	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,04	0,16	63,21	0,11	0,00	0,01	32,85	0,94	0,00	97,61
182	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,02	0,15	63,36	0,08	0,00	0,00	33,54	0,87	0,00	98,31
183	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,02	0,26	63,39	0,10	0,02	0,00	33,59	0,93	0,10	98,79
184	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,16	0,82	61,35	0,12	0,10	0,12	33,52	0,83	0,00	97,37
185	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,00	1,32	63,26	0,07	0,00	0,00	33,72	0,93	0,01	99,81
186	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,00	2,14	62,61	0,13	0,05	0,00	33,55	0,94	0,00	99,80
187	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,02	4,48	61,74	0,12	0,03	0,00	33,58	1,04	0,14	101,42
188	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,00	2,04	65,20	0,15	0,00	0,00	31,50	0,84	0,03	100,01
189	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,00	1,73	65,38	0,15	0,00	0,01	31,52	0,89	0,03	100,08
190	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,01	2,37	65,31	0,13	0,03	0,00	31,58	0,84	0,00	100,57
191	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,00	1,53	65,49	0,07	0,01	0,00	31,64	0,91	0,00	99,97
192	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,02	0,72	64,29	0,10	0,00	0,01	33,38	0,61	0,00	99,50
193	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,02	0,37	63,37	0,08	0,00	0,01	34,11	0,66	0,06	99,01
194	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,01	0,33	65,12	0,10	0,00	0,01	32,76	0,63	0,02	99,44
195	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,03	0,26	63,62	0,05	0,01	0,00	33,95	0,68	0,03	99,12
196	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,00	0,07	63,81	0,06	0,01	0,00	34,85	0,79	0,00	100,01
197	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,01	0,07	63,33	0,09	0,00	0,00	33,88	0,81	0,01	98,59
198	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-42-PER	0,02	0,09	63,40	0,10	0,00	0,00	33,90	0,78	0,01	98,41
199	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-23-PAR	0,01	2,09	65,84	0,13	0,01	0,01	31,54	0,79	0,05	100,69
200	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-23-PAR	0,01	1,11	66,18	0,10	0,00	0,00	31,58	0,84	0,00	99,99
201	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-23-PAR	0,01	1,05	66,46	0,14	0,00	0,00	31,71	0,81	0,00	100,43
202	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-23-PAR	0,01	0,01	66,25	0,25	0,27	0,01	31,38	0,66	0,00	99,11
203	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-23-PAR	0,03	0,00	66,49	0,23	0,25	0,00	31,78	0,66	0,00	99,71
204	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-23-PAR	0,04	0,02	66,77	0,22	0,19	0,00	31,45	0,69	0,00	99,87
205	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-23-PAR	0,00	0,04	66,30	0,20	0,23	0,00	31,59	0,72	0,02	99,35
206	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-23-PAR	0,03	0,90	63,82	0,19	0,00	0,00	33,90	0,82	0,04	100,18
207	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-23-PAR	0,02	0,90	63,63	0,13	0,00	0,00	33,74	0,87	0,00	99,69
208	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-23-PAR	0,01	2,54	65,16	0,19	0,00	0,01	31,50	0,80	0,03	100,53
209	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-23-PAR	0,00	1,06	63,64	0,09	0,00	0,02	34,08	0,86	0,03	100,23
210	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-23-PAR	0,02	0,61	65,98	0,22	0,00	0,00	31,37	0,75	0,00	99,32
211	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-23-PAR	0,02	0,37	66,39	0,22	0,00	0,01	31,49	0,74	0,00	99,60
212	Orcelita (Ni(5-x)As ₂)	CA-14-23-PAR	0,02	0,33	66,70	0,18	0,01	0,00	31,38	0,75	0,00	99,70

ANEXO 3E. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (ARSENIUROS 2: ORCELITAS CONTINUACIÓN)

Análisis #	% Atómico									Apfu								
	Fe	Ni	Cu	Co	S	As	Sb	Pb		Ni	Co	Fe	Cu	Pb	Σ metales	As	Sb	S
172	0,10	72,22	0,09	0,01	0,00	26,78	0,36	0,02		5,11		0,01			5,11	1,89	0,03	
173	0,09	70,11	0,09	0,00	0,02	28,85	0,41	0,00		4,96		0,01			4,97	2,04	0,03	
174	0,09	72,30	0,10	0,00	0,02	26,74	0,38	0,02		5,11		0,01			5,12	1,89	0,03	
175	0,18	69,80	0,05	0,00	0,00	29,25	0,39	0,01		4,93		0,01			4,95	2,07	0,03	
176	0,14	64,68	0,07	0,00	0,00	34,31	0,53	0,00		4,57		0,01			4,58	2,43	0,04	
177	0,26	69,82	0,06	0,00	0,00	29,00	0,48	0,02		4,95		0,02			4,96	2,05	0,03	
178	0,31	69,72	0,07	0,01	0,00	29,27	0,39	0,01		4,93		0,02			4,95	2,07	0,03	
179	0,44	71,90	0,10	0,00	0,01	26,91	0,33	0,02		5,09		0,03			5,12	1,91	0,02	
180	0,57	71,89	0,06	0,00	0,00	26,76	0,37	0,02		5,10		0,04			5,14	1,90	0,03	
181	0,19	70,24	0,11	0,00	0,02	28,60	0,50	0,00		4,97		0,01			4,99	2,03	0,04	
182	0,17	69,97	0,08	0,00	0,00	29,02	0,46	0,00		4,95		0,01			4,96	2,05	0,03	
183	0,31	69,73	0,10	0,03	0,00	28,95	0,49	0,03		4,95		0,02			4,97	2,05	0,03	
184	0,95	68,24	0,12	0,11	0,24	29,21	0,44	0,00		4,90		0,07			4,97	2,10	0,03	
185	1,51	68,79	0,07	0,00	0,00	28,73	0,49	0,00		4,86		0,11			4,97	2,03	0,03	
186	2,44	68,02	0,13	0,06	0,00	28,56	0,49	0,00		4,81		0,17			4,98	2,02	0,03	
187	5,03	65,90	0,12	0,03	0,01	28,08	0,54	0,04		4,66		0,36			5,01	1,99	0,04	
188	2,31	70,29	0,14	0,00	0,00	26,61	0,44	0,01		4,96		0,16			5,12	1,88	0,03	
189	1,96	70,48	0,15	0,00	0,01	26,62	0,46	0,01		4,98		0,14			5,12	1,88	0,03	
190	2,67	69,96	0,13	0,03	0,00	26,51	0,44	0,00		4,94		0,19			5,13	1,87	0,03	
191	1,74	70,69	0,07	0,01	0,00	26,76	0,47	0,00		4,99		0,12			5,11	1,89	0,03	
192	0,83	69,94	0,10	0,00	0,03	28,45	0,32	0,00		4,98		0,06			5,03	2,02	0,02	
193	0,43	69,48	0,08	0,00	0,03	29,30	0,35	0,02		4,92		0,03			4,95	2,08	0,02	
194	0,38	70,84	0,10	0,00	0,02	27,92	0,33	0,01		5,02		0,03			5,05	1,98	0,02	
195	0,30	69,68	0,05	0,01	0,00	29,13	0,36	0,01		4,94		0,02			4,96	2,06	0,03	
196	0,08	69,39	0,06	0,01	0,01	29,69	0,41	0,00		4,90		0,01			4,91	2,10	0,03	
197	0,09	69,79	0,09	0,00	0,00	29,25	0,43	0,00		4,93		0,01			4,94	2,07	0,03	
198	0,11	69,93	0,10	0,00	0,01	29,30	0,41	0,00		4,93		0,01			4,94	2,07	0,03	
199	2,35	70,44	0,13	0,01	0,01	26,44	0,41	0,01		4,97		0,17			5,13	1,87	0,03	
200	1,26	71,37	0,10	0,00	0,00	26,68	0,44	0,00		5,03		0,09			5,12	1,88	0,03	
201	1,18	71,35	0,14	0,00	0,01	26,67	0,42	0,00		5,03		0,08			5,12	1,88	0,03	
202	0,02	72,08	0,25	0,29	0,01	26,75	0,34	0,00		5,11		0,00			5,11	1,89	0,02	
203	0,00	71,92	0,23	0,27	0,01	26,93	0,35	0,00		5,09		0,00			5,09	1,91	0,02	
204	0,02	72,10	0,22	0,20	0,01	26,61	0,36	0,00		5,11		0,00			5,11	1,89	0,03	
205	0,04	72,03	0,20	0,24	0,00	26,89	0,38	0,01		5,10		0,00			5,10	1,90	0,03	
206	1,03	69,12	0,19	0,00	0,00	28,77	0,43	0,01		4,89		0,07			4,96	2,04	0,03	
207	1,03	69,24	0,13	0,00	0,00	28,77	0,46	0,00		4,89		0,07			4,97	2,03	0,03	
208	2,86	69,81	0,19	0,00	0,02	26,44	0,41	0,01		4,93		0,20			5,13	1,87	0,03	
209	1,21	68,92	0,09	0,00	0,03	28,92	0,45	0,01		4,87		0,09			4,96	2,04	0,03	
210	0,69	71,65	0,22	0,00	0,00	26,69	0,39	0,00		5,10		0,05			5,15	1,90	0,03	
211	0,43	71,89	0,22	0,00	0,02	26,72	0,39	0,00		5,10		0,03			5,13	1,90	0,03	
212	0,38	72,14	0,18	0,01	0,00	26,59	0,39	0,00		5,11		0,03			5,14	1,89	0,03	

ANEXO 3F. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN MMB (ARSENIUROS 3: MAUCHERITAS)

Análisis #	Mineral	Muestra	Porcentaje en peso (%)									
			Si	Fe	Ni	Cu	Co	S	As	Sb	Pb	TOTAL
213	Maucherita-Sb (Ni ₁₁ (AsSb) ₈)	CA-14-44-PER	0,19	2,15	50,23	0,01	0,00	0,09	38,89	8,54	0,00	100,10
214	Maucherita-Sb (Ni ₁₁ (AsSb) ₈)	CA-14-44-PER	0,03	0,14	48,28	0,00	0,03	3,95	36,82	8,36	0,01	97,62
215	Maucherita-Sb (Ni ₁₁ (AsSb) ₈)	CA-14-44-PER	0,01	0,17	51,64	0,02	0,03	1,78	36,70	8,78	0,00	99,12
216	Maucherita-Sb (Ni ₁₁ (AsSb) ₈)	CA-14-44-PER	0,20	0,19	49,10	0,00	0,03	1,82	40,99	8,19	0,06	100,57
217	Maucherita-Sb (Ni ₁₁ (AsSb) ₈)	CA-14-21A-PAR	0,01	0,61	51,58	0,03	0,00	0,31	36,57	10,87	0,00	100,38
218	Maucherita-Sb (Ni ₁₁ (AsSb) ₈)	CA-14-21A-PAR	0,01	0,61	51,56	0,02	0,01	0,36	36,45	10,91	0,00	100,08
219	Maucherita-Sb (Ni ₁₁ (AsSb) ₈)	CA-14-21A-PAR	0,08	0,61	52,04	0,05	0,00	0,63	35,34	10,67	0,05	99,80

Análisis #	% Atómico								Apfu								
	Fe	Ni	Cu	Co	S	As	Sb	Pb	Ni	Co	Fe	Cu	Pb	Σ metales	As	Sb	S
213	2,58	57,31	0,01	0,00	0,18	34,77	4,70	0,00	10,94		0,49			11,43	6,64	0,90	
214	0,17	54,47	0,00	0,04	8,16	32,55	4,55	0,00	10,36		0,03			10,39	6,19	0,87	
215	0,20	58,60	0,02	0,03	3,70	32,63	4,80	0,00	11,14		0,04			11,18	6,20	0,91	
216	0,22	55,07	0,00	0,03	3,74	36,03	4,43	0,02	10,52		0,04			10,56	6,88	0,85	
217	0,74	59,27	0,03	0,00	0,64	32,92	6,02	0,00	11,47		0,14			11,61	6,37	1,16	
218	0,74	59,38	0,02	0,01	0,75	32,89	6,06	0,00	11,47		0,14			11,62	6,36	1,17	
219	0,73	59,72	0,05	0,00	1,32	31,78	5,90	0,02	11,49		0,14			11,64	6,12	1,14	

ANEXO 4. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN CROMITAS

Análisis #	Muestra	Dominio petroestructural	Zona de cromita	Porcentaje en peso (%)									
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	FeOt	TiO ₂	MnO	NiO	ZnO	Total
1	CA-14-43-PAR	Antigoritita con diópsido	Núcleo	0,02	21,14	38,64	5,19	29,14	1,23	1,85	0,05	1,18	98,44
2	CA-14-43-PAR	Antigoritita con diópsido	Núcleo	0,03	21,09	39,19	5,01	28,65	1,09	1,83	0,07	1,34	98,29
3	CA-14-43-PAR	Antigoritita con diópsido	Ferricromita	0,05	3,67	33,65	1,41	52,30	2,09	2,77	0,23	0,68	96,85
4	CA-14-43-PAR	Antigoritita con diópsido	Ferricromita	0,24	1,28	27,78	1,28	61,05	2,04	2,37	0,30	0,41	96,76
5	CA-14-43-PAR	Antigoritita con diópsido	Ferricromita	0,06	1,19	34,46	1,12	53,50	2,33	2,89	0,25	0,51	96,30
6	CA-14-43-PAR	Antigoritita con diópsido	Magnetita	0,04	0,05	1,12	0,21	93,89	0,48	0,15	0,36	0,01	96,31
7	CA-14-43-PAR	Antigoritita con diópsido	Magnetita	0,04	0,03	0,84	0,17	94,46	0,56	0,13	0,37	0,00	96,60
8	CA-14-43-PAR	Antigoritita con diópsido	Núcleo	0,04	19,76	39,98	4,47	29,69	0,61	2,05	0,07	1,53	98,19
9	CA-14-43-PAR	Antigoritita con diópsido	Ferricromita	0,03	0,85	32,20	1,13	55,58	2,56	2,91	0,26	0,46	95,98
10	CA-14-43-PAR	Antigoritita con diópsido	Núcleo	0,03	19,68	39,32	4,31	29,69	1,04	2,08	0,06	1,48	97,69
11	CA-14-43-PAR	Antigoritita con diópsido	Ferricromita	0,14	0,94	25,16	1,13	63,76	2,10	2,26	0,28	0,37	96,15
12	CA-14-43-PAR	Antigoritita con diópsido	Magnetita	0,01	0,01	0,83	0,26	94,36	0,56	0,13	0,33	0,01	96,50
13	CA-14-43-PAR	Antigoritita con diópsido	Magnetita	0,05	0,04	1,86	0,26	93,00	0,58	0,23	0,39	0,03	96,44
14	CA-15-9A3	Metadunita	Magnetita	0,28	0,11	9,95	2,07	84,39	0,11	0,13	0,57	0,04	97,64
15	CA-15-9A3	Metadunita	Ferricromita	0,91	1,38	40,71	4,70	48,25	0,23	0,77	0,18	0,23	97,36
16	CA-15-9A3	Metadunita	Núcleo	0,04	20,20	47,70	10,39	20,27	0,12	0,44	0,08	0,19	99,43
17	CA-15-9A3	Metadunita	Núcleo	0,03	20,17	47,95	10,71	20,03	0,10	0,44	0,11	0,19	99,74
18	CA-15-9A3	Metadunita	Porosa	0,03	1,03	50,26	3,89	41,16	0,13	0,85	0,12	0,34	97,81
19	CA-15-9A3	Metadunita	Magnetita	0,01	0,06	8,00	1,55	87,03	0,10	0,14	0,60	0,04	97,53
20	CA-15-9A3	Metadunita	Magnetita	0,61	0,05	6,95	2,43	87,69	0,06	0,09	0,60	0,00	98,48
21	CA-15-9A3	Metadunita	Ferricromita	1,65	1,21	37,60	6,08	50,96	0,21	0,77	0,21	0,24	98,92
22	CA-15-9A3	Metadunita	Ferricromita	0,07	3,19	41,04	4,15	46,84	0,20	0,78	0,18	0,34	96,80
23	CA-15-9A3	Metadunita	Núcleo	0,01	21,00	48,40	13,53	16,43	0,12	0,35	0,08	0,05	99,96
24	CA-15-9A3	Metadunita	Porosa	0,03	4,04	53,44	4,56	34,56	0,12	0,89	0,03	0,38	98,04
25	CA-15-9A3	Metadunita	Porosa	0,00	1,70	51,88	4,07	38,61	0,10	0,89	0,06	0,37	97,68
26	CA-15-9A3	Metadunita	Magnetita	1,48	0,03	7,87	4,23	84,67	0,08	0,13	0,66	0,06	99,21
27	CA-14-22A-PER	Peridotita no deformada	Núcleo	0,01	21,92	43,24	10,46	23,37	0,37	0,40	0,13	0,17	100,06
28	CA-14-22A-PER	Peridotita no deformada	Núcleo	0,03	21,53	43,12	10,49	23,60	0,36	0,38	0,10	0,13	99,75
29	CA-14-22A-PER	Peridotita no deformada	Magnetita	0,01	0,01	5,36	0,92	89,93	0,24	0,08	0,54	0,00	97,10
30	CA-14-22A-PER	Peridotita no deformada	Magnetita	0,04	0,04	4,28	0,77	91,14	0,22	0,07	0,56	0,04	97,15
31	CA-14-22A-PER	Peridotita no deformada	Magnetita	0,02	0,01	3,75	0,74	92,12	0,20	0,06	0,46	0,02	97,39
32	CA-14-22A-PER	Peridotita no deformada	Núcleo	0,01	21,75	42,63	9,90	23,99	0,42	0,35	0,13	0,23	99,41
33	CA-14-22A-PER	Peridotita no deformada	Magnetita	0,00	0,01	13,29	1,30	80,25	0,57	0,30	0,50	0,07	96,30
34	CA-14-22A-PER	Peridotita no deformada	Magnetita	0,06	0,02	6,43	0,93	89,34	0,27	0,10	0,51	0,00	97,65
35	CA-14-22A-PER	Peridotita no deformada	Porosa	0,01	0,73	56,20	3,14	35,10	0,36	0,97	0,06	0,57	97,14
36	CA-14-22A-PER	Peridotita no deformada	Porosa	0,02	0,54	50,08	2,90	40,97	0,47	1,02	0,07	0,45	96,53

ANEXO 4. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN CROMITAS CONTINUACIÓN

Análisis #	Apfu									Cr# _{at}	Mg# _{at}	Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺) _{at}
	Al	Cr	Fe ³⁺	Mg	Fe ²⁺	Ti	Mn	Ni	Zn			
1	0,82	1,01	0,10	0,26	0,69	0,03	0,05	0,00	0,03	0,55	0,27	0,13
2	0,83	1,03	0,09	0,25	0,69	0,03	0,05	0,00	0,03	0,55	0,26	0,12
3	0,16	1,01	0,71	0,08	0,87	0,06	0,09	0,01	0,02	0,86	0,08	0,45
4	0,06	0,85	0,98	0,07	0,89	0,06	0,08	0,01	0,01	0,94	0,08	0,52
5	0,05	1,05	0,76	0,06	0,89	0,07	0,09	0,01	0,01	0,95	0,07	0,46
6	0,00	0,04	1,93	0,01	0,99	0,01	0,01	0,01	0,00	0,94	0,01	0,66
7	0,00	0,03	1,94	0,01	0,99	0,02	0,00	0,01	0,00	0,95	0,01	0,66
8	0,78	1,06	0,13	0,22	0,69	0,02	0,06	0,00	0,04	0,58	0,24	0,15
9	0,04	0,99	0,82	0,07	0,89	0,07	0,10	0,01	0,01	0,96	0,07	0,48
10	0,78	1,05	0,11	0,22	0,71	0,03	0,06	0,00	0,04	0,57	0,23	0,14
11	0,04	0,78	1,06	0,07	0,90	0,06	0,07	0,01	0,01	0,95	0,07	0,54
12	0,00	0,03	1,94	0,02	0,99	0,02	0,00	0,01	0,00	0,99	0,02	0,66
13	0,00	0,06	1,91	0,02	0,98	0,02	0,01	0,01	0,00	0,97	0,02	0,66
14	0,00	0,30	1,68	0,12	0,86	0,00	0,00	0,02	0,00	0,98	0,12	0,66
15	0,06	1,20	0,72	0,26	0,71	0,01	0,02	0,01	0,01	0,95	0,27	0,50
16	0,76	1,20	0,04	0,49	0,49	0,00	0,01	0,00	0,00	0,61	0,50	0,08
17	0,75	1,20	0,05	0,50	0,48	0,00	0,01	0,00	0,00	0,61	0,51	0,09
18	0,04	1,47	0,47	0,21	0,75	0,00	0,03	0,00	0,01	0,97	0,22	0,39
19	0,00	0,25	1,75	0,09	0,89	0,00	0,00	0,02	0,00	0,99	0,09	0,66
20	0,00	0,21	1,78	0,14	0,84	0,00	0,00	0,02	0,00	0,99	0,14	0,68
21	0,05	1,10	0,84	0,33	0,64	0,01	0,02	0,01	0,01	0,95	0,34	0,57
22	0,14	1,20	0,65	0,23	0,74	0,01	0,02	0,01	0,01	0,90	0,24	0,47
23	0,76	1,18	0,05	0,62	0,37	0,00	0,01	0,00	0,00	0,61	0,63	0,12
24	0,17	1,53	0,29	0,25	0,72	0,00	0,03	0,00	0,01	0,90	0,25	0,29
25	0,07	1,51	0,41	0,22	0,74	0,00	0,03	0,00	0,01	0,95	0,23	0,35
26	0,00	0,24	1,76	0,24	0,74	0,00	0,00	0,02	0,00	0,99	0,25	0,70
27	0,81	1,07	0,10	0,49	0,50	0,01	0,01	0,00	0,00	0,57	0,49	0,17
28	0,80	1,07	0,11	0,49	0,50	0,01	0,01	0,00	0,00	0,57	0,50	0,18
29	0,00	0,17	1,82	0,05	0,93	0,01	0,00	0,02	0,00	1,00	0,05	0,66
30	0,00	0,13	1,85	0,04	0,94	0,01	0,00	0,02	0,00	0,99	0,05	0,66
31	0,00	0,12	1,87	0,04	0,95	0,01	0,00	0,01	0,00	0,99	0,04	0,66
32	0,81	1,07	0,10	0,47	0,52	0,01	0,01	0,00	0,01	0,57	0,47	0,16
33	0,00	0,41	1,55	0,08	0,91	0,02	0,01	0,02	0,00	1,00	0,08	0,63
34	0,00	0,20	1,79	0,05	0,93	0,01	0,00	0,02	0,00	1,00	0,05	0,66
35	0,03	1,67	0,28	0,18	0,79	0,01	0,03	0,00	0,02	0,98	0,18	0,26
36	0,02	1,50	0,45	0,16	0,80	0,01	0,03	0,00	0,01	0,98	0,17	0,36

ANEXO 4. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN CROMITAS 2

Análisis #	Muestra	Dominio petroestructural	Zona de cromita	Porcentaje en peso (%)									
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	FeOt	TiO ₂	MnO	NiO	ZnO	Total
37	CA-14-21B-PAR	Metaharzburgita	Núcleo	0,01	16,15	51,15	7,90	23,17	0,00	0,50	0,03	0,42	99,32
38	CA-14-21B-PAR	Metaharzburgita	Porosa	0,01	3,34	55,79	3,71	32,68	0,03	1,06	0,03	0,79	97,45
39	CA-14-21B-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	0,05	0,05	1,04	0,66	95,18	0,01	0,06	0,64	0,00	97,68
40	CA-14-21B-PAR	Metaharzburgita	Porosa	0,00	2,91	45,27	3,16	43,87	0,07	1,18	0,12	0,76	97,34
41	CA-14-21B-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	0,05	0,02	0,65	0,64	94,93	0,02	0,10	0,67	0,03	97,10
42	CA-14-21B-PAR	Metaharzburgita	Núcleo	0,03	16,41	50,82	7,07	23,82	0,01	0,59	0,02	0,61	99,38
43	CA-14-21B-PAR	Metaharzburgita	Ferricromita	0,03	0,36	43,98	2,73	47,89	0,14	1,07	0,22	0,51	96,94
44	CA-14-21B-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	0,00	0,00	2,68	0,62	95,14	0,03	0,07	0,68	0,03	99,25
45	CA-14-21B-PAR	Metaharzburgita	Núcleo	0,02	16,04	50,43	7,23	24,17	0,00	0,51	0,03	0,52	98,96
46	CA-14-21B-PAR	Metaharzburgita	Ferricromita	0,01	0,68	38,97	2,54	52,90	0,11	0,99	0,32	0,46	96,99
47	CA-14-21B-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	0,03	0,02	1,30	0,72	95,89	0,03	0,05	0,67	0,00	98,70
48	CA-14-21B-PAR	Metaharzburgita	Núcleo	0,01	15,81	50,30	6,85	24,37	0,01	0,75	0,00	0,89	98,99
49	CA-14-21B-PAR	Metaharzburgita	Ferricromita	0,03	1,76	43,76	2,93	47,29	0,10	1,10	0,20	0,52	97,69
50	CA-14-21B-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	0,06	0,00	1,44	0,81	94,46	0,04	0,06	0,66	0,00	97,53
51	CA-15-3A1	Antigoritita con Ol. Met y Carb.	Núcleo	0,04	17,38	51,44	9,48	19,76	0,00	0,82	0,02	0,35	99,29
52	CA-15-3A1	Antigoritita con Ol. Met y Carb.	Ferricromita	0,00	1,48	46,62	5,37	41,66	0,00	1,71	0,22	0,84	97,90
53	CA-15-3A1	Antigoritita con Ol. Met y Carb.	Magnetita	0,02	0,01	2,89	1,89	92,05	0,00	0,15	1,00	0,02	98,03
54	CA-15-3A1	Antigoritita con Ol. Met y Carb.	Núcleo	0,02	17,35	51,72	9,65	19,07	0,01	1,06	0,02	0,60	99,50
55	CA-15-3A1	Antigoritita con Ol. Met y Carb.	Ferricromita	0,00	7,17	46,12	7,14	35,24	0,02	1,67	0,10	1,03	98,50
56	CA-15-3A1	Antigoritita con Ol. Met y Carb.	Magnetita	0,05	0,00	17,04	3,36	75,14	0,00	0,87	1,08	0,17	97,72
57	CA-15-3A1	Antigoritita con Ol. Met y Carb.	Núcleo	0,02	17,76	51,52	10,99	17,16	0,00	1,10	0,01	1,15	99,70
58	CA-15-3A1	Antigoritita con Ol. Met y Carb.	Ferricromita	0,00	2,59	45,71	5,73	41,46	0,03	1,58	0,18	0,87	98,16
59	CA-15-3A1	Antigoritita con Ol. Met y Carb.	Magnetita	0,00	0,01	6,19	2,11	88,26	0,01	0,32	1,12	0,02	98,05
60	CA-15-3A1	Antigoritita con Ol. Met y Carb.	Magnetita	0,03	0,00	1,17	1,60	93,98	0,02	0,14	1,08	0,00	98,03
61	CA-15-3A1	Antigoritita con Ol. Met y Carb.	Magnetita	0,00	0,01	0,67	1,27	94,55	0,03	0,17	1,01	0,02	97,71
62	CA-15-3A1	Antigoritita con Ol. Met y Carb.	Magnetita	0,00	0,00	0,75	1,54	94,06	0,00	0,20	1,02	0,04	97,62
63	CA-15-3A1	Antigoritita con Ol. Met y Carb.	Magnetita	0,00	0,01	1,22	1,53	93,85	0,00	0,20	1,03	0,04	97,87
64	CA-15-3A1	Antigoritita con Ol. Met y Carb.	Magnetita	0,00	0,00	0,72	1,34	93,92	0,00	0,17	1,00	0,02	97,18
65	CA-14-25A-PER	Antigoritita esquistosa	Núcleo	0,06	17,76	49,72	8,61	21,83	0,00	0,57	0,02	0,31	98,88
66	CA-14-25A-PER	Antigoritita esquistosa	Núcleo	0,05	17,17	50,12	8,50	21,72	0,02	0,45	0,05	0,18	98,26
67	CA-14-25A-PER	Antigoritita esquistosa	Núcleo	0,05	17,30	49,94	8,39	22,00	0,01	0,58	0,07	0,35	98,69
68	CA-14-25A-PER	Antigoritita esquistosa	Ferricromita	0,01	2,38	39,49	3,58	49,99	0,17	1,18	0,27	0,44	97,51
69	CA-14-25A-PER	Antigoritita esquistosa	Ferricromita	0,02	3,22	45,46	4,26	42,34	0,11	1,20	0,10	0,60	97,31
70	CA-14-25A-PER	Antigoritita esquistosa	Ferricromita	0,08	2,27	41,44	3,83	47,55	0,16	1,21	0,17	0,48	97,19
71	CA-14-25A-PER	Antigoritita esquistosa	Magnetita	0,00	0,01	0,63	0,89	95,41	0,03	0,06	0,55	0,00	97,57
72	CA-14-25A-PER	Antigoritita esquistosa	Magnetita	0,00	0,01	1,19	0,97	94,26	0,02	0,07	0,55	0,00	97,08
73	CA-14-25A-PER	Antigoritita esquistosa	Magnetita	0,04	0,01	1,78	0,88	94,05	0,03	0,09	0,52	0,01	97,40

ANEXO 4. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN CROMITAS 2 CONTINUACIÓN

Análisis #	Apfu									Cr# _{at}	Mg# _{at}	Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺) _{at}
	Al	Cr	Fe ³⁺	Mg	Fe ²⁺	Ti	Mn	Ni	Zn			
37	0,63	1,33	0,04	0,39	0,59	0,00	0,01	0,00	0,01	0,68	0,40	0,07
38	0,14	1,62	0,23	0,20	0,74	0,00	0,03	0,00	0,02	0,92	0,21	0,24
39	0,00	0,03	1,97	0,04	0,94	0,00	0,00	0,02	0,00	0,94	0,04	0,68
40	0,13	1,33	0,54	0,18	0,77	0,00	0,04	0,00	0,02	0,91	0,19	0,41
41	0,00	0,02	1,98	0,04	0,94	0,00	0,00	0,02	0,00	0,95	0,04	0,68
42	0,64	1,33	0,03	0,35	0,62	0,00	0,02	0,00	0,01	0,67	0,36	0,05
43	0,02	1,32	0,65	0,15	0,79	0,00	0,03	0,01	0,01	0,99	0,16	0,45
44	0,00	0,08	1,92	0,04	0,94	0,00	0,00	0,02	0,00	1,00	0,04	0,67
45	0,63	1,32	0,05	0,36	0,61	0,00	0,01	0,00	0,01	0,68	0,37	0,08
46	0,03	1,17	0,79	0,14	0,80	0,00	0,03	0,01	0,01	0,97	0,15	0,50
47	0,00	0,04	1,96	0,04	0,94	0,00	0,00	0,02	0,00	0,97	0,04	0,68
48	0,62	1,32	0,06	0,34	0,62	0,00	0,02	0,00	0,02	0,68	0,36	0,08
49	0,08	1,29	0,62	0,16	0,78	0,00	0,03	0,01	0,01	0,94	0,17	0,44
50	0,00	0,04	1,95	0,05	0,93	0,00	0,00	0,02	0,00	1,00	0,05	0,68
51	0,66	1,32	0,02	0,46	0,51	0,00	0,02	0,00	0,01	0,66	0,47	0,04
52	0,06	1,35	0,59	0,29	0,62	0,00	0,05	0,01	0,02	0,95	0,32	0,48
53	0,00	0,09	1,91	0,11	0,85	0,00	0,00	0,03	0,00	0,99	0,11	0,69
54	0,66	1,32	0,02	0,46	0,49	0,00	0,03	0,00	0,01	0,67	0,49	0,04
55	0,30	1,27	0,43	0,37	0,55	0,00	0,05	0,00	0,03	0,81	0,40	0,44
56	0,00	0,51	1,49	0,19	0,74	0,00	0,03	0,03	0,00	1,00	0,20	0,67
57	0,67	1,30	0,03	0,52	0,42	0,00	0,03	0,00	0,03	0,66	0,55	0,07
58	0,11	1,31	0,58	0,31	0,61	0,00	0,05	0,01	0,02	0,92	0,34	0,48
59	0,00	0,19	1,81	0,12	0,83	0,00	0,01	0,03	0,00	1,00	0,13	0,68
60	0,00	0,04	1,96	0,09	0,87	0,00	0,00	0,03	0,00	1,00	0,10	0,69
61	0,00	0,02	1,98	0,07	0,89	0,00	0,01	0,03	0,00	0,98	0,08	0,69
62	0,00	0,02	1,98	0,09	0,87	0,00	0,01	0,03	0,00	1,00	0,09	0,69
63	0,00	0,04	1,96	0,09	0,87	0,00	0,01	0,03	0,00	0,99	0,09	0,69
64	0,00	0,02	1,98	0,08	0,88	0,00	0,01	0,03	0,00	1,00	0,08	0,69
65	0,68	1,28	0,03	0,42	0,56	0,00	0,02	0,00	0,01	0,65	0,43	0,06
66	0,67	1,30	0,03	0,42	0,57	0,00	0,01	0,00	0,00	0,66	0,42	0,05
67	0,67	1,29	0,04	0,41	0,56	0,00	0,02	0,00	0,01	0,66	0,42	0,06
68	0,10	1,16	0,72	0,20	0,75	0,00	0,04	0,01	0,01	0,92	0,21	0,49
69	0,14	1,32	0,53	0,23	0,71	0,00	0,04	0,00	0,02	0,90	0,25	0,43
70	0,10	1,22	0,67	0,21	0,74	0,00	0,04	0,01	0,01	0,92	0,22	0,48
71	0,00	0,02	1,98	0,05	0,93	0,00	0,00	0,02	0,00	0,97	0,05	0,68
72	0,00	0,04	1,96	0,06	0,92	0,00	0,00	0,02	0,00	0,98	0,06	0,68
73	0,00	0,06	1,94	0,05	0,93	0,00	0,00	0,02	0,00	0,99	0,05	0,68

ANEXO 4. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN CROMITAS 3

Análisis #	Muestra	Dominio petroestructural	Zona de cromita	Porcentaje en peso (%)									
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	FeOt	TiO ₂	MnO	NiO	ZnO	Total
74	CA-14-44-PER	Antigoritita con diópsido	Núcleo	0,01	16,86	48,24	7,97	25,08	0,01	0,54	0,03	0,48	99,21
75	CA-14-44-PER	Antigoritita con diópsido	Núcleo	0,01	17,35	47,99	7,67	24,57	0,01	0,69	0,04	0,69	99,02
76	CA-14-44-PER	Antigoritita con diópsido	Núcleo	0,02	16,91	48,27	7,56	24,82	0,00	0,83	0,07	0,75	99,24
77	CA-14-44-PER	Antigoritita con diópsido	Núcleo	0,02	16,91	48,09	7,60	24,71	0,01	0,80	0,05	0,77	98,96
78	CA-14-44-PER	Antigoritita con diópsido	Núcleo	0,00	16,89	47,91	7,68	24,48	0,01	1,29	0,07	1,07	99,39
79	CA-14-44-PER	Antigoritita con diópsido	Porosa	0,02	5,86	50,04	5,30	34,09	0,08	2,35	0,04	1,06	98,85
80	CA-14-44-PER	Antigoritita con diópsido	Porosa	0,00	1,02	42,36	3,96	45,64	0,45	2,98	0,17	0,79	97,37
81	CA-14-44-PER	Antigoritita con diópsido	Porosa	0,02	6,34	52,59	5,25	31,26	0,07	1,92	0,02	0,85	98,32
82	CA-14-44-PER	Antigoritita con diópsido	Porosa	0,03	3,62	48,98	4,88	37,48	0,18	2,78	0,07	0,93	98,95
83	CA-14-44-PER	Antigoritita con diópsido	Magnetita	0,04	0,03	1,77	1,27	94,48	0,15	0,17	0,61	0,02	98,55
84	CA-14-44-PER	Antigoritita con diópsido	Magnetita	0,00	0,02	0,81	1,24	95,19	0,13	0,18	0,64	0,00	98,21
85	CA-14-44-PER	Antigoritita con diópsido	Magnetita	0,03	0,00	0,92	1,27	94,82	0,12	0,19	0,67	0,02	98,06
86	CA-14-44-PER	Antigoritita con diópsido	Magnetita	0,00	0,07	0,53	1,35	95,24	0,11	0,17	0,65	0,00	98,11
87	CA-14-21C-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	0,01	0,00	0,02	0,07	95,36	0,00	0,11	0,94	0,00	96,50
88	CA-14-21C-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	0,05	0,00	0,04	0,12	95,56	0,01	0,15	0,44	0,03	96,40
89	CA-14-21C-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	23,70	0,66	0,24	33,34	58,15	0,01	0,09	0,52	0,02	116,74
90	CA-14-21C-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	5,22	0,12	0,10	9,31	89,98	0,00	0,12	0,34	0,00	105,19
91	CA-14-21C-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	0,15	0,01	0,00	0,26	89,68	0,01	0,15	6,35	0,02	96,63
92	CA-14-21C-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	0,00	0,01	0,02	0,11	95,25	0,00	0,13	1,99	0,02	97,52
93	CA-14-21C-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	1,74	0,03	0,03	1,97	27,89	0,01	0,02	67,34	0,00	99,04
94	CA-14-21D-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	0,26	0,00	0,04	0,53	95,77	0,00	0,05	0,77	0,04	97,45
95	CA-14-21D-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	0,26	0,00	0,05	0,45	95,28	0,00	0,05	0,35	0,00	96,44
96	CA-14-21D-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	0,00	0,03	0,03	0,09	95,98	0,00	0,12	0,48	0,04	96,77
97	CA-14-21D-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	0,02	0,00	0,02	0,08	96,81	0,01	0,12	0,41	0,02	97,49
98	CA-14-21D-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	0,03	0,03	0,14	0,22	95,40	0,02	0,17	0,27	0,02	96,29
99	CA-14-21D-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	5,87	0,00	0,06	2,73	41,81	0,00	0,12	31,13	0,01	81,74
100	CA-14-21D-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	10,86	0,03	0,04	13,68	33,39	0,02	0,12	21,61	0,02	79,77
101	CA-14-21D-PAR	Metaharzburgita	Magnetita	11,56	0,02	0,04	11,87	41,82	0,04	0,17	28,84	0,01	94,38

ANEXO 4. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA EN CROMITAS 3 CONTINUACIÓN

Análisis #	Apfu									Cr# _{at}	Mg# _{at}	Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺) _{at}
	Al	Cr	Fe3+	Mg	Fe2+	Ti	Mn	Ni	Zn			
74	0,65	1,25	0,10	0,39	0,58	0,00	0,01	0,00	0,01	0,66	0,40	0,14
75	0,67	1,25	0,08	0,38	0,59	0,00	0,02	0,00	0,02	0,65	0,39	0,12
76	0,66	1,26	0,09	0,37	0,59	0,00	0,02	0,00	0,02	0,66	0,39	0,13
77	0,66	1,25	0,09	0,37	0,58	0,00	0,02	0,00	0,02	0,66	0,39	0,13
78	0,65	1,24	0,10	0,38	0,56	0,00	0,04	0,00	0,03	0,66	0,40	0,15
79	0,24	1,40	0,35	0,28	0,62	0,00	0,07	0,00	0,03	0,85	0,31	0,36
80	0,04	1,25	0,68	0,22	0,67	0,01	0,09	0,01	0,02	0,97	0,25	0,50
81	0,27	1,48	0,26	0,28	0,64	0,00	0,06	0,00	0,02	0,85	0,30	0,28
82	0,15	1,39	0,45	0,26	0,63	0,00	0,08	0,00	0,02	0,90	0,29	0,41
83	0,00	0,05	1,94	0,07	0,91	0,00	0,01	0,02	0,00	0,97	0,07	0,68
84	0,00	0,03	1,97	0,07	0,91	0,00	0,01	0,02	0,00	0,97	0,07	0,68
85	0,00	0,03	1,96	0,07	0,90	0,00	0,01	0,02	0,00	0,99	0,08	0,69
86	0,00	0,02	1,97	0,08	0,90	0,00	0,01	0,02	0,00	0,84	0,08	0,69
87	0,00	0,00	2,00	0,00	0,96	0,00	0,00	0,03	0,00	1,00	0,00	0,68
88	0,00	0,00	2,00	0,01	0,97	0,00	0,00	0,01	0,00	1,00	0,01	0,67
89	0,03	0,01	1,97	1,60	-0,62	0,00	0,00	0,01	0,00	0,19	1,63	1,46
90	0,00	0,00	1,99	0,50	0,49	0,00	0,00	0,01	0,00	0,37	0,51	0,80
91	0,00	0,00	2,00	0,02	0,78	0,00	0,01	0,20	0,00	0,34	0,02	0,72
92	0,00	0,00	2,00	0,01	0,93	0,00	0,00	0,06	0,00	0,54	0,01	0,68
93	0,00	0,00	2,00	0,12	-1,29	0,00	0,00	2,17	0,00	0,38	-0,10	2,81
94	0,00	0,00	2,00	0,03	0,94	0,00	0,00	0,02	0,00	1,00	0,03	0,68
95	0,00	0,00	2,00	0,03	0,96	0,00	0,00	0,01	0,00	1,00	0,03	0,68
96	0,00	0,00	2,00	0,01	0,97	0,00	0,00	0,02	0,00	0,40	0,01	0,67
97	0,00	0,00	2,00	0,00	0,98	0,00	0,00	0,01	0,00	1,00	0,00	0,67
98	0,00	0,00	1,99	0,01	0,97	0,00	0,01	0,01	0,00	0,77	0,01	0,67
99	0,00	0,00	2,00	0,20	-0,47	0,00	0,01	1,26	0,00	1,00	-0,78	1,30
100	0,00	0,00	2,00	1,00	-0,85	0,00	0,00	0,85	0,00	0,50	6,86	1,74
101	0,00	0,00	1,99	0,75	-0,74	0,00	0,01	0,98	0,00	0,57	58,29	1,58

ANEXO 5A. MEDICIONES ESTRUCTURALES EN ROCAS ULTRAMÁFICAS (ELEMENTOS PLANARES)

Mediciones estructurales rocas ultramáficas					
Dominio petroestructural	Tipo de medición	Buzamiento (°)	Dirección de buzamiento (°)	Coordenada S	Coordenada O
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	35	147	-38,54613	-73,29417
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	35	142	-38,54613	-73,29417
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	30	92	-38,54867	-73,28836
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	34	88	-38,5481	-73,28819
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	41	63	-38,5481	-73,28819
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	49	121	-38,54856	-73,28851
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	40	116	-38,54514	-73,29339
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	52	103	-38,54187	-73,29164
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	60	116	-38,54187	-73,29164
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	35	102	-38,54514	-73,29334
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	42	121	-38,54514	-73,29334
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	14	82	-38,55549	-73,28288
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	19	162	-38,56022	-73,30269
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	35	101	-38,55545	-73,28287
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	19	67	-38,55521	-73,28295
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	28	69	-38,55514	-73,28292
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	24	75	-38,55498	-73,28284
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	50	68	-38,55492	-73,28282
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	45	37	-38,55491	-73,28283
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	40	52	-38,55484	-73,28282
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	43	81	-38,5547	-73,28282
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	50	110	38°32'49.13"	73°17'38.6"
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	30	190	38°32'49.1"	73°17'21.3"
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	47	70	38°32'50.9"	73°17'19.8"
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	70	70	38°32'50.9"	73°17'19.8"
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	40	100	38°32'46.2"	73°17'37"
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	28	140	38°32'42.5"	73°17'39"
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	15	140	38°32'42.8"	73°17'38.7"
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	42	90	38°32'37.8"	73°17'37.2"
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	58	60	38°32'25.1"	73°17'24.6"
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	20	150	38°32'26.4"	73°17'26.3"
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	50	90	38°32'26.4"	73°17'26.3"
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	20	120	38°32'45.9"	73°17'32"
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	30	100	38°32'44"	73°17'37.6"
Antigoritita esquistosa	Foliación S2	34	150	38°32'44"	73°17'37.6"

ANEXO 5A. MEDICIONES ESTRUCTURALES EN ROCAS ULTRAMÁFICAS (ELEMENTOS PLANARES 2)

Mediciones estructurales rocas ultramáficas					
Dominio petroestructural	Tipo de medición	Buzamiento (°)	Dirección de buzamiento (°)	Coordenada S	Coordenada O
Metaharzburgita	Foliación S2	50	130	38°32'45.3"	73°17'36.6"
Metaharzburgita	Foliación S2	30	100	38°32'46.4"	73°17'37.1"
Metaharzburgita	Foliación S2	20	140	38°32'46.4"	73°17'37.1"
Metaharzburgita	Foliación S2	30	140	38°32'44.3"	73°17'37.5"
Metaharzburgita	Foliación S2	32	120	38°32'48.5"	73°17'30.4"
Metaharzburgita	Foliación S2	40	120	38°32'51.6"	73°17'41.1"
Metaharzburgita	Foliación S2	40	110	38°32'43.7"	73°17'37.9"
Metaharzburgita	Foliación S2	30	120	38°32'43.4"	73°17'38.4"
Metaharzburgita	Foliación S2	42	90	38°32'44"	73°17'37.6"
Metaharzburgita	Foliación S2	80	50	38°32'52.9"	73°17'18.2"
Metaharzburgita	Foliación S2	30	150	38°32'52.9"	73°17'18.2"
Antigoritas con diópsido	Foliación S2	60	95	38°32'47.5"	73°17'41.1"
Antigoritas con diópsido	Foliación S2	55	160	38°32'47.5"	73°17'41.1"
Antigoritas con diópsido	Foliación S2	52	100	38°32'46.5"	73°17'39.5"
Antigoritas con diópsido	Foliación S2	40	150	38°32'46.5"	73°17'39.5"
Antigoritas con diópsido	Foliación S2	40	110	38°32'46.5"	73°17'39.5"
Antigoritas con diópsido	Foliación S2	45	90	38°32'46.3"	73°17'38.9"
Antigoritas con diópsido	Foliación S2	30	60	38°32'46.5"	73°17'37.4"
Antigoritas con diópsido	Foliación S2	30	160	38°32'46.5"	73°17'37.4"
Antigoritas con diópsido	Foliación S2	50	110	38°32'58.7"	73°16'33.1"
Antigoritas con diópsido	Foliación S2	40	130	38°32'32.1"	73°16'31.3"
Antigoritas con diópsido	Foliación S2	20	120	38°32'36.3"	73°16'35.1"
Antigoritas con diópsido	Foliación S2	45	130	38°32'36.3"	73°16'35.1"
Antigoritas con diópsido	Foliación S2	45	120	38°32'36.3"	73°16'35.1"
Antigoritas con diópsido	Foliación S3	80	293	-38,56022	-73,30269
Antigoritas con diópsido	Foliación S3	67	104	-38,5555	-73,28287

ANEXO 5A. MEDICIONES ESTRUCTURALES EN ROCAS ULTRAMÁFICAS (ELEMENTOS PLANARES 3)

Mediciones estructurales rocas ultramáficas					
Dominio petroestructural	Tipo de medición	Buzamiento (°)	Dirección de buzamiento (°)	Coordenada S	Coordenada O
Antigoritita esquistosa	Foliación espinelas	30	120	38°32'55.6"	73°17'18.8"
Antigoritita esquistosa	Foliación espinelas	40	120	38°32'55.6"	73°17'18.8"
Antigoritita esquistosa	Foliación espinelas	20	120	38°32'55.6"	73°17'18.8"
Peridotita no deformada	Foliación espinelas	35	150	38°32'46.8"	73°17'38.6"
Peridotita no deformada	Foliación espinelas	40	10	38°32'46.7"	73°17'34"
Antigoritita esquistosa	Foliación espinelas	30	100	38°32'43.7"	73°17'37.9"
Antigoritita esquistosa	Foliación espinelas	40	100	38°32'54.7"	73°17'18.7"
Peridotita no deformada	Foliación espinelas	40	110	38°32'54.7"	73°17'18.7"
Peridotita no deformada	Foliación espinelas	40	120	38°32'54.7"	73°17'18.7"
Peridotita no deformada	Foliación espinelas	30	100	38°32'54.7"	73°17'18.7"
Metaharzburgita	Foliación espinelas	25	120	38°32'54.7"	73°17'18.7"
Metaharzburgita	Foliación espinelas	30	140	38°32'54.7"	73°17'18.7"
Metaharzburgita	Foliación espinelas	36	72	38°32'54.7"	73°17'18.7"
Metaharzburgita	Foliación espinelas	32	160	38°32'54.7"	73°17'18.7"
Metaharzburgita	Foliación espinelas	30	50	38°32'52.9"	73°17'18.2"
Metaharzburgita	Foliación piroxenos	12	110	38°32'43.7"	73°17'37.9"
Metaharzburgita	Foliación piroxenos	36	120	38°32'43.7"	73°17'37.9"
Metaharzburgita	Foliación piroxenos	78	190	38°32'43.4"	73°17'38.4"
Metaharzburgita	Foliación piroxenos	30	110	38°32'43.4"	73°17'38.4"

ANEXO 5B. MEDICIONES ESTRUCTURALES EN ROCAS ULTRAMÁFICAS (ELEMENTOS LINEALES)

Mediciones estructurales rocas ultramáficas					
Dominio petroestructural	Tipo de medición	Rumbo (°)	Hundimiento (°)	Coordenada S	Coordenada O
Antigoritita con Ol. Met y Carb.	L1 estiramiento serpentina	47	31	-38,5481	-73,28819
Antigoritita con Ol. Met y Carb.	L1 estiramiento serpentina	67	46	-38,54187	-73,29164
Antigoritita con Ol. Met y Carb.	L1 estiramiento serpentina	65	47	-38,54187	-73,29164
Antigoritita esquistosa	L1 estiramiento serpentina	77	47	-38,54187	-73,29164
Antigoritita esquistosa	L1 estiramiento serpentina	93	14	-38,55549	-73,28288
Antigoritita esquistosa	L1 estiramiento serpentina	78	26	-38,55514	-73,28292
Antigoritita esquistosa	L1 estiramiento serpentina	67	48	-38,55492	-73,28282
Antigoritita esquistosa	L1 estiramiento serpentina	70	37	-38,55491	-73,28283
Antigoritita esquistosa	L2 crenulación serpentina	17	6	-38,55549	-73,28288
Antigoritita esquistosa	L2 crenulación serpentina	42	5	-38,56022	-73,30269
Metadunita	Eje axial pliegue en vaina	207	20	-38,54613	-73,29417
Metadunita	Eje axial pliegue en vaina	73	49	-38,5481	-73,28819
Metadunita	Eje axial pliegue en vaina	77	32	-38,54514	-73,29339
Metadunita	Eje axial pliegue en vaina	107	54	-38,54187	-73,29164
Metadunita	Eje axial pliegue en vaina	77	54	-38,54187	-73,29164
Antigoritita esquistosa	Eje axial S2	42	1	-38,56022	-73,30269
Antigoritita esquistosa	Eje axial S3	207	20	-38,56022	-73,30269

ANEXO 5C. MEDICIONES ESTRUCTURALES EN MICAESQUISTOS ENCAJANTES (ELEMENTOS PLANARES)

Mediciones estructurales micaesquistos encajantes					
Dominio petroestructural	Tipo de medición	Buzamiento (°)	Dirección de buzamiento (°)	Coordenada S	Coordenada O
Esquistos	Foliación S2	46	104	-38,54751	-73,27669
Esquistos	Foliación S2	18	106	-38,54751	-73,27669
Esquistos	Foliación S2	37	286	-38,54751	-73,27669
Esquistos	Foliación S2	50	102	-38,54729	-73,27631
Esquistos	Foliación S2	55	111	-38,53544	-73,25394
Esquistos	Foliación S2	65	112	-38,54495	-73,27601
Esquistos	Foliación S2	60	97	-38,54773	-73,27636
Esquistos	Foliación S2	35	87	-38,55555	-73,28227
Esquistos	Foliación S2	46	162	-38,53497	-73,26312
Esquistos	Foliación S2	39	102	-38,53494	-73,25077
Esquistos	Foliación S2	43	123	-38,53465	-73,25098
Esquistos	Foliación S2	60	88	-38,55559	-73,28261
Esquistos	Foliación S2	55	89	-38,55559	-73,28261
Esquistos	Foliación S2	45	89	-38,55563	-73,28267
Esquistos	Foliación S2	36	82	-38,55565	-73,28274
Esquistos	Foliación S2	35	99	-38,55565	-73,28274
Esquistos	Foliación S2	32	9	-38,52328	-73,26294
Esquistos	Foliación S2	16	7	-38,52328	-73,26294
Esquistos	Foliación S2	26	82	-38,52017	-73,27293
Esquistos	Foliación S2	41	282	-38,56876	-73,30989
Esquistos	Foliación S2	41	167	-38,56876	-73,30989
Esquistos	Foliación S2	41	262	-38,56876	-73,30989
Esquistos	Foliación S2	41	107	-38,5576	-73,32858
Esquistos	Foliación S2	11	197	-38,54419	-73,33225
Esquistos	Foliación S2	30	157	-38,54419	-73,33225
Esquistos	Foliación S2	11	187	-38,53934	-73,33913
Esquistos	Foliación S2	41	127	-38,52886	-73,34522
Esquistos	Foliación S2	24	27	-38,51561	-73,32077
Esquistos	Foliación S2	36	293	-38,52441	-73,30606
Esquistos	Foliación S2	22	167	-38,55303	-73,30506
Esquistos	Foliación S2	10	102	-38,63757	-73,32186

ANEXO 5C. MEDICIONES ESTRUCTURALES EN MICAESQUISTOS ENCAJANTES (ELEMENTOS PLANARES 2)

Mediciones estructurales micaesquistos encajantes					
Dominio petroestructural	Tipo de medición	Buzamiento (°)	Dirección de buzamiento (°)	Coordenada S	Coordenada O
Esquistos	Foliación S3	55	111	-38,54751	-73,27669
Esquistos	Foliación S3	89	102	-38,54729	-73,27631
Esquistos	Foliación S3	89	127	-38,53408	-73,25858
Esquistos	Foliación S3	89	312	-38,53497	-73,26312
Esquistos	Foliación S3	89	112	-38,52017	-73,27293
Esquistos	Foliación S3	89	307	-38,55303	-73,30506
Esquistos	Foliación S3	84	93	-38,53836	-73,27215
Esquistos	Foliación S3	85	318	-38,51729	-73,25952

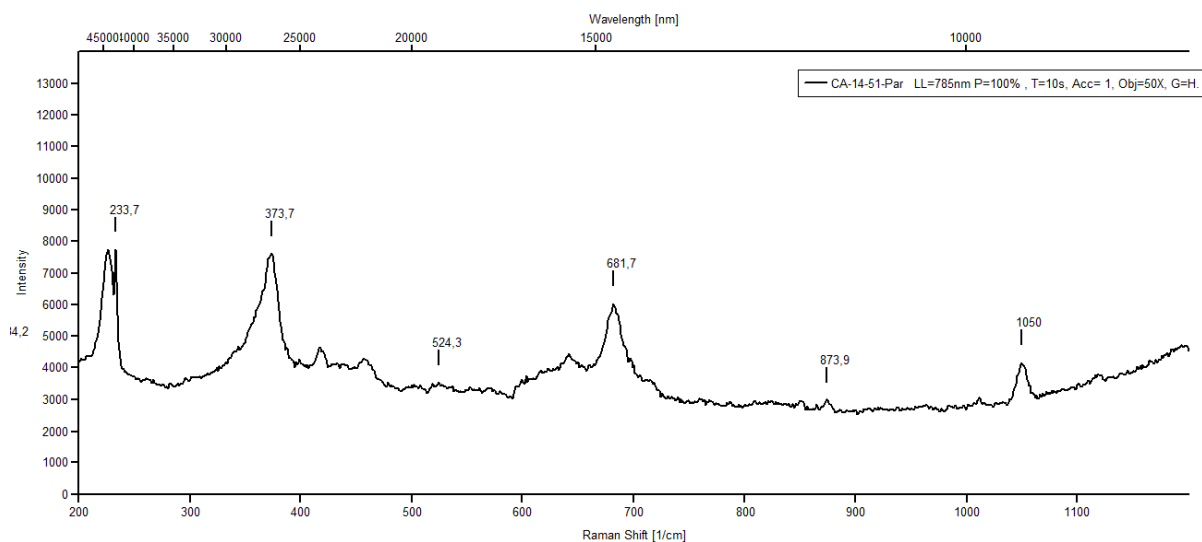
ANEXO 5D. MEDICIONES ESTRUCTURALES EN MICAESQUISTOS ENCAJANTES (ELEMENTOS LINEALES)

Mediciones estructurales micaesquistos encajantes					
Dominio petroestructural	Tipo de medición	Rumbo (°)	Hundimiento (°)	Coordenada S	Coordenada O
Esquistos	L2 crenulación	53	31	-38,53494	-73,25077
Esquistos	L2 crenulación	43	19	-38,53465	-73,25098
Esquistos	L2 crenulación	8	16	-38,55559	-73,28261
Esquistos	L2 crenulación	22	16	-38,55563	-73,28267
Esquistos	L2 crenulación	21	14	-38,55565	-73,28274
Esquistos	L2 crenulación	17	30	-38,52328	-73,26294
Esquistos	L2 crenulación	28	12	-38,52328	-73,26294
Esquistos	L2 crenulación	46	24	-38,51729	-73,25952
Esquistos	L2 crenulación	262	40	-38,56876	-73,30989
Esquistos	L2 crenulación	17	6	-38,5576	-73,32858
Esquistos	L2 crenulación	219	13	-38,54419	-73,33225
Esquistos	L2 crenulación	197	11	-38,53934	-73,33913
Esquistos	L2 crenulación	47	20	-38,51561	-73,32077
Esquistos	L2 crenulación	14	1	-38,63757	-73,32186
Esquistos	L2 crenulación	47	32	-38,53544	-73,25394
Esquistos	Eje axial S2	183	3	-38,53836	-73,27215
Esquistos	Eje axial S3	21	1	-38,54751	-73,27669
Esquistos	Eje axial S3	12	1	-38,54729	-73,27631
Esquistos	Eje axial S3	37	16	-38,53408	-73,25858
Esquistos	Eje axial S3	222	16	-38,53497	-73,26312
Esquistos	Eje axial S3	22	15	-38,52017	-73,27293
Esquistos	Eje axial S3	217	20	-38,55303	-73,30506

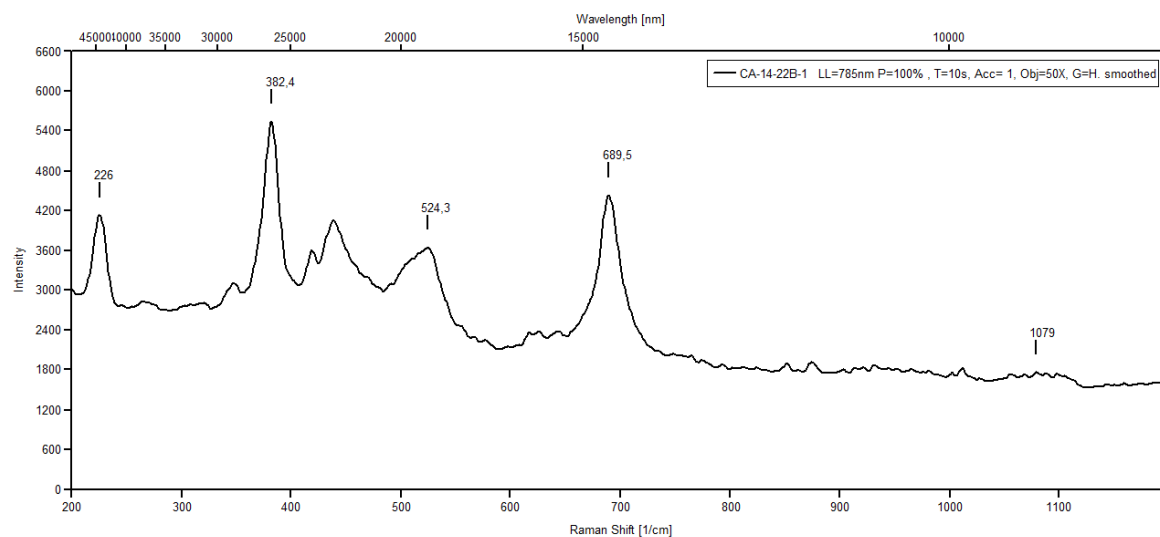
ANEXO 6. CONCENTRACIÓN DE ELEMENTOS DEL GRUPO DEL PLATINO (EGP) EN ROCAS ULTRAMÁFICAS DE LA CABAÑA

Muestra	Dominio petroestructural	Sector	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Total	EGP-I	EGP-P	Pd/Ir
CA-14-28	Antigoritita	Lavaderos	1	3	5	1	7	2	19	9	10	0,7
CA-14-34	Esquistos de talco con cromita y clorita	Lavaderos	8	13	39	4	5	2	71	60	11	0,2
CA-14-35	Antofilita	Lavaderos	2	5	9	1	5	4	26	16	10	0,8
CA-14-22B	Peridotita no deformada	Loma de las ovejas	10	8	126	3	18	13	178	144	34	1,6
CA-14-24	Peridotita no deformada	Loma de las ovejas	1	1	9	1	3	3	18	11	7	3
CA-14-26	Peridotita no deformada	Loma ruriik	4	4	6	2	7	6	29	14	15	1,5
CA-14-27	Peridotita no deformada	Loma ruriik	1	1	15	1	4	6	28	17	11	6
CA-14-21D	Metaharzburgita	Loma de las ovejas	1	1	8	1	2	2	15	10	5	2
CA-14-25B1	Metaharzburgita	Loma ruriik	5	3	7	1	6	2	24	15	9	0,7
CA-14-25B2	Metaharzburgita	Loma ruriik	4	4	12	2	8	3	33	20	13	0,8
CA-14-25C	Metaharzburgita	Loma ruriik	4	5	10	3	18	13	53	19	34	2,6
CA-14-25D	Metaharzburgita	Loma ruriik	5	4	9	2	12	12	44	18	26	3
CA-14-25A	Antigoritita esquistosa	Loma ruriik	4	4	9	2	9	5	33	17	16	1,3
CA-14-42	Antigoritita con diópsido (zona 1)	Loma ruriik	2	2	6	1	8	5	24	10	14	2,5
CA-14-43	Antigoritita con diópsido (zona 2)	Loma ruriik	9	9	17	3	34	49	121	35	86	5,4
CA-14-44	Antigoritita con diópsido (zona 3)	Loma ruriik	2	4	7	2	13	14	42	13	29	3,5

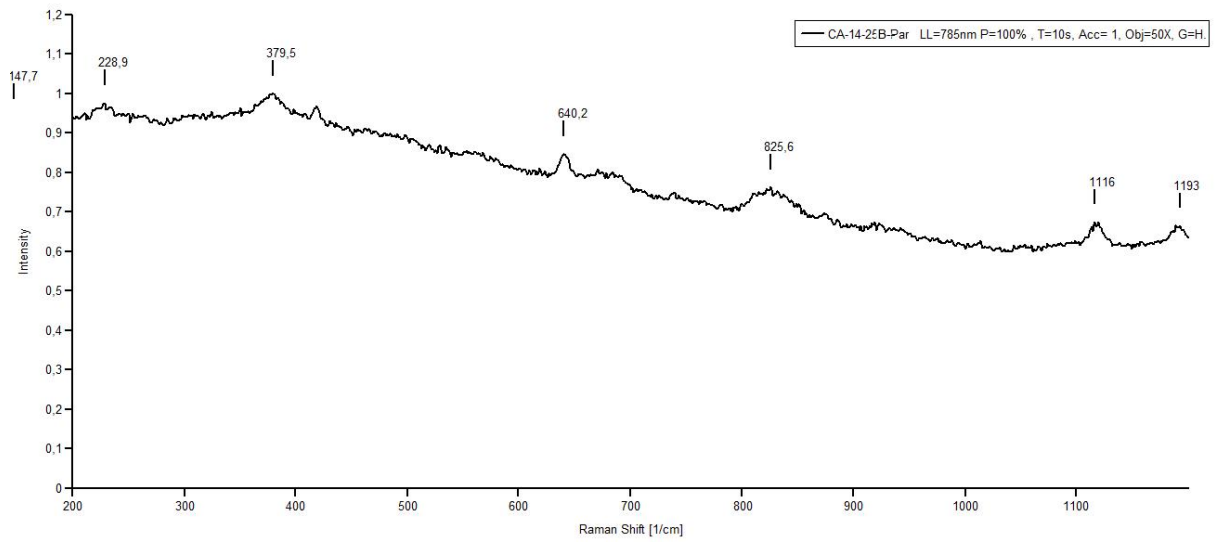
ANEXO 7A. ESPECTROS RAMAN PARA MINERALES DEL GRUPO DE LA SERPENTINA (LÁSER 785 nm)



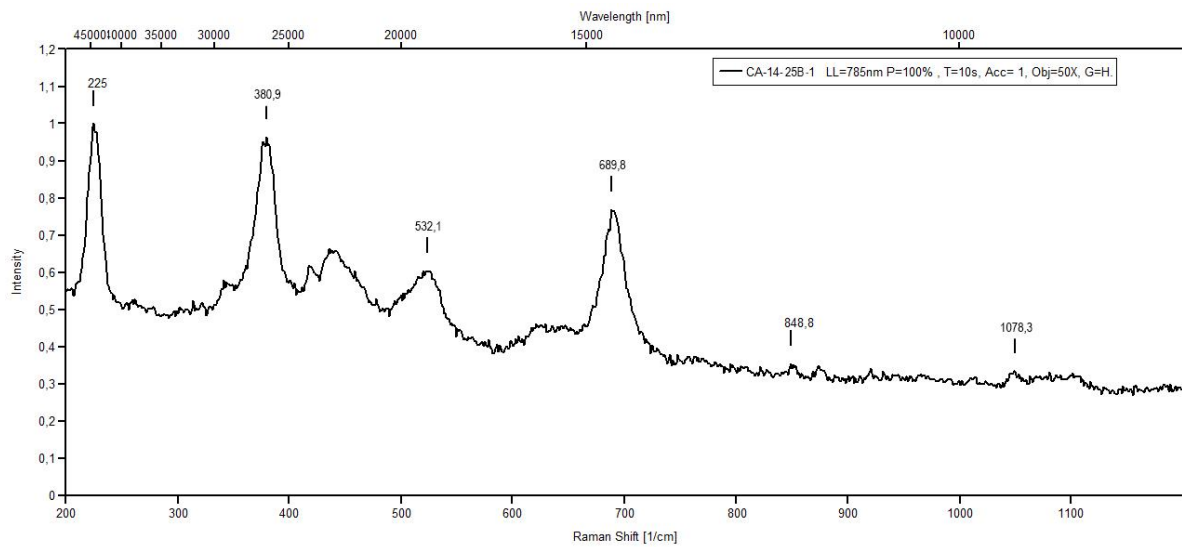
Antigorita de Guzmán. Muestra CA-14-51-PAR



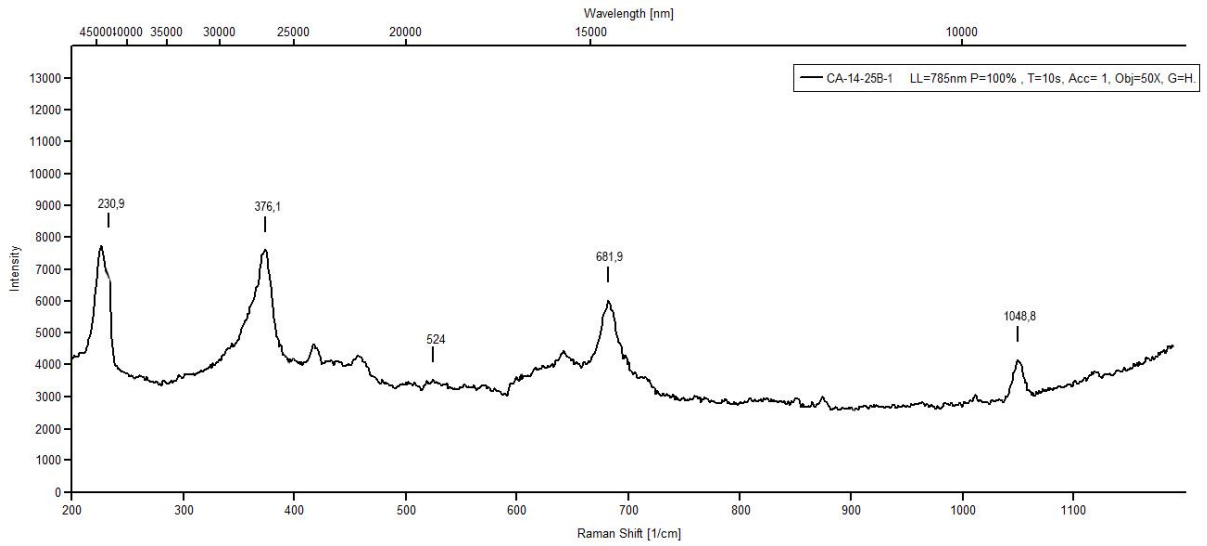
Lizardita de peridotitas no deformadas de Centinela Bajo Norte. Muestra CA-14-22B1



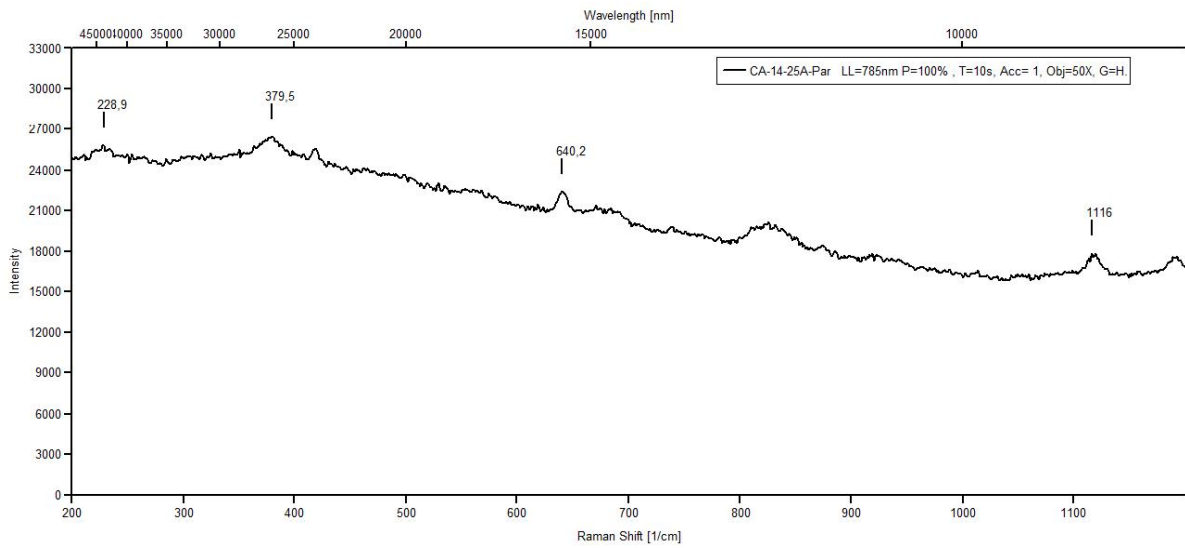
Crisotilo de Metaharzburgita de Centinela Bajo Norte. Muestra CA-14-25B



Lizardita de Metaharzburgita de Centinela Bajo Norte. Muestra CA-14-25B

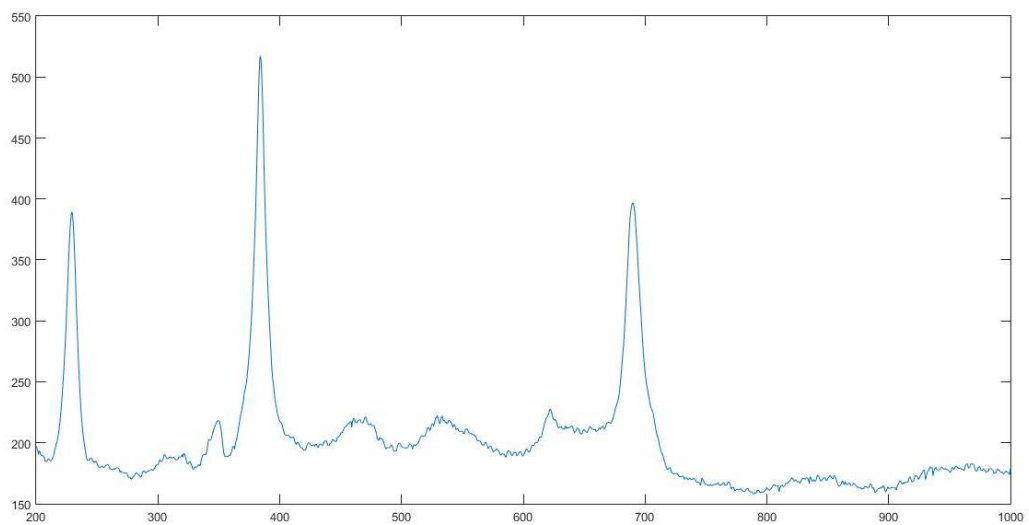


Antigorita de Metaharzburgita de Centinela Bajo Norte. Muestra CA-14-25B

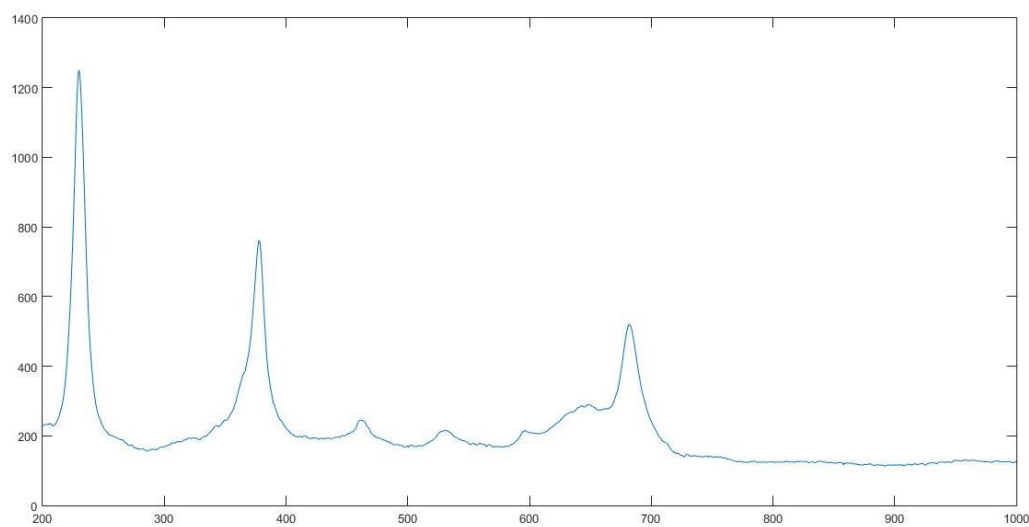


Crisotilo de Antigorita esquistosa de Centinela Bajo Norte. Muestra CA-14-25A-PAR

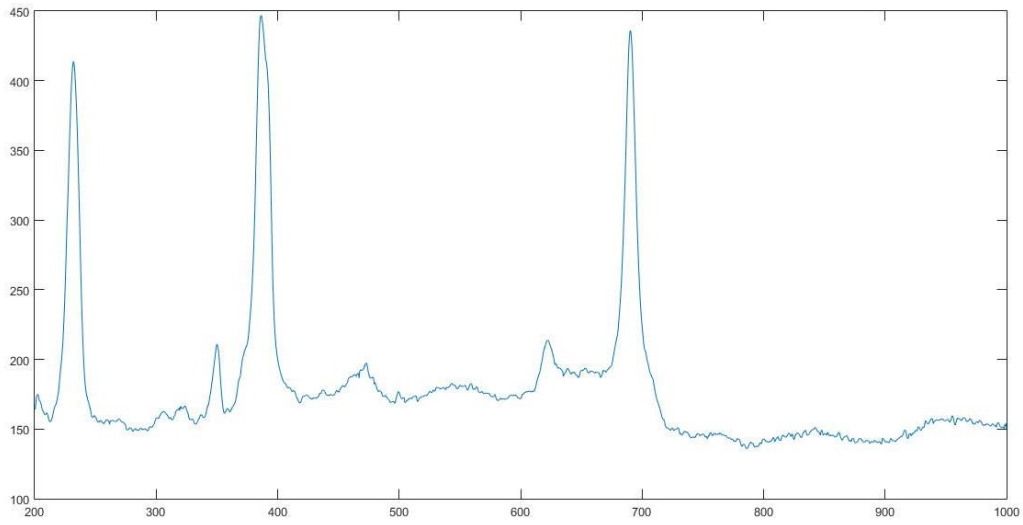
ANEXO 7B. ESPECTROS RAMAN PARA MINERALES DEL GRUPO DE LA SERPENTINA (LÁSER 532 nm)



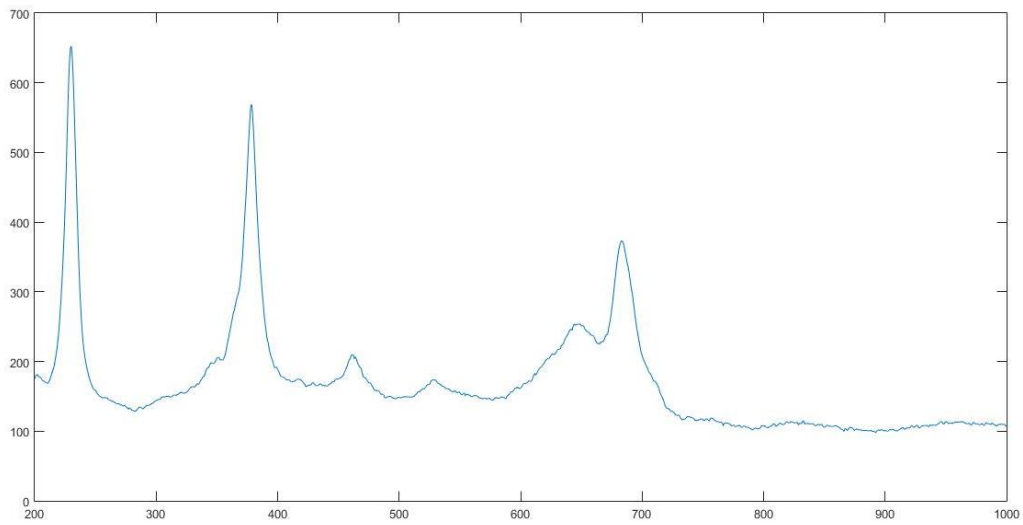
Lizardita de Metadunita de Centinela Bajo Norte. Muestra CA-15-9A3



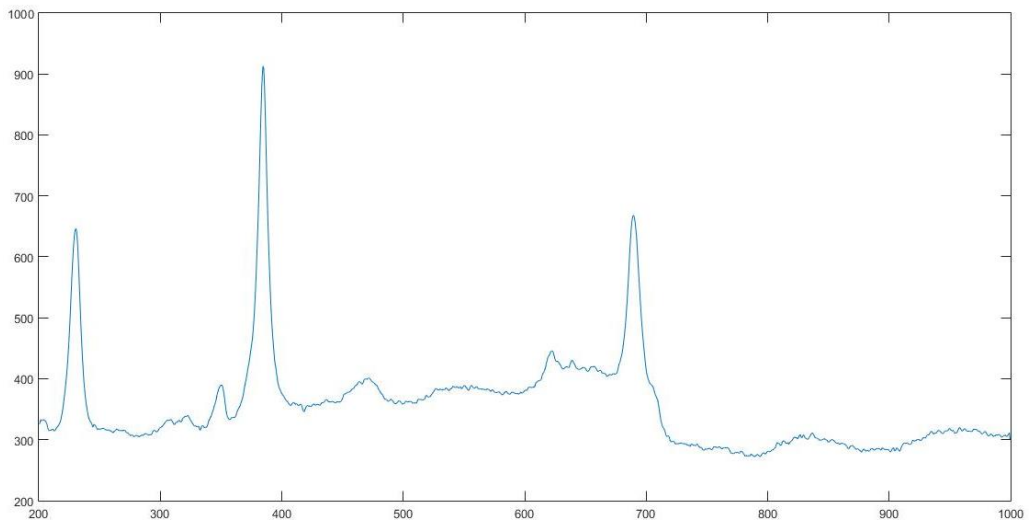
Antigorita de Metadunita de Centinela Bajo Norte. Muestra CA-15-9A3



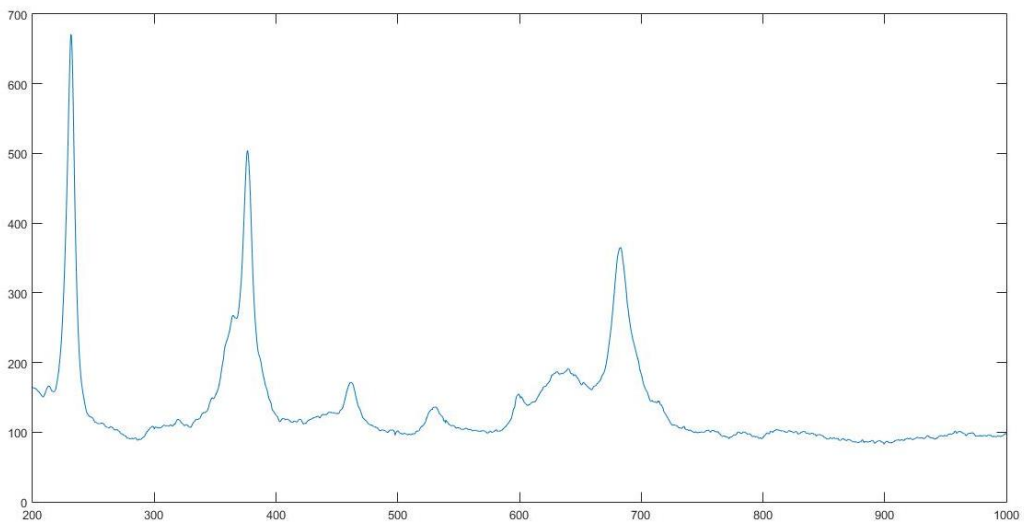
Lizardita de Antigoritita esquistosa de Centinela Bajo Norte. Muestra CA-14-25A



Antigorita de Antigoritita esquistosa de Centinela Bajo Norte. Muestra CA-14-25A



Lizardita de Antigorita con olivino metamórfico y carbonatos de Centinela Bajo Norte. Muestra CA-15-3A1

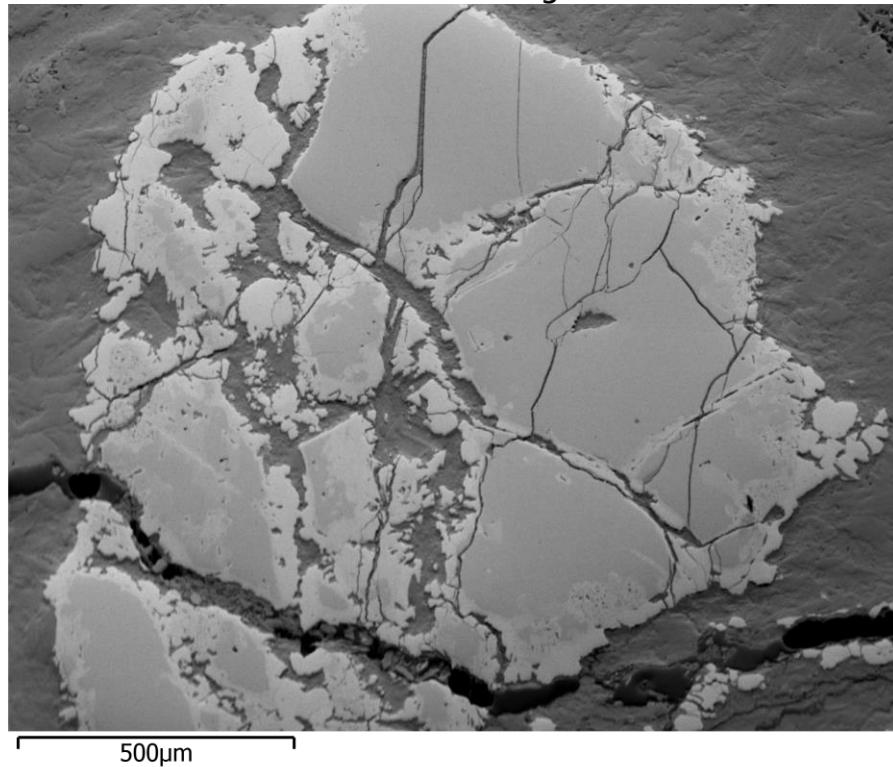


Antigorita de Antigorita con olivino metamórfico y carbonatos de Centinela Bajo Norte. Muestra CA-15-3A1

ANEXO 8A. ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE ELECTRONES RETRODISPERSADOS (EBSD) EN CROMITAS

Muestra CA14-21D-PER

FSD Mixed Image



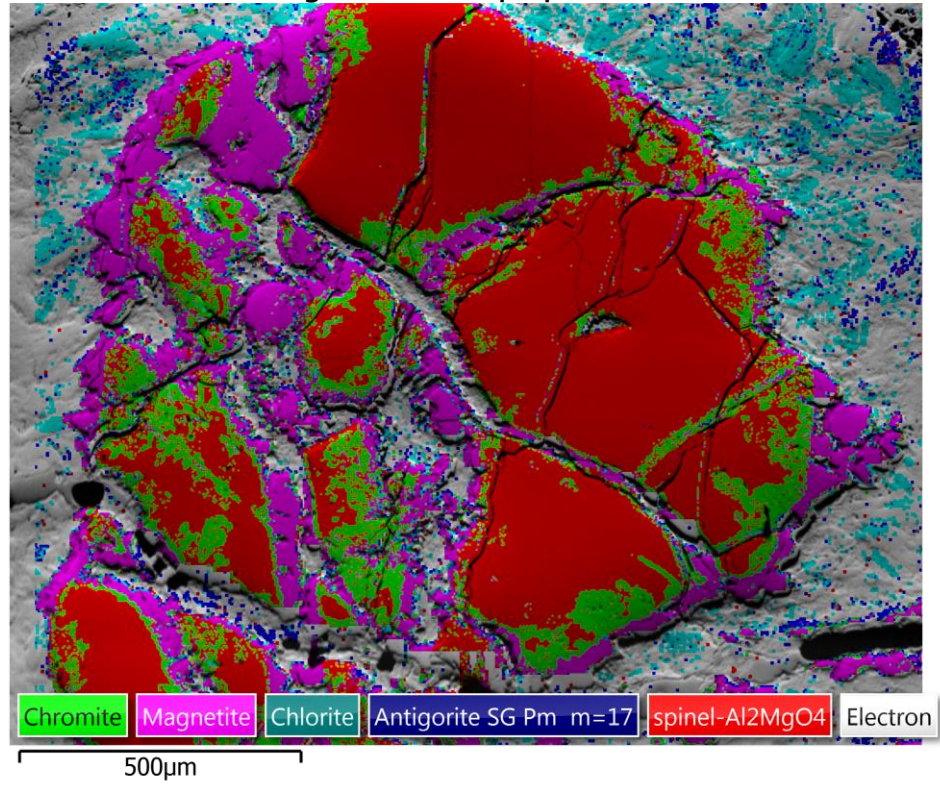
Réglages

Tension d'accélération	15.00 kV
Inclinaison de l'échantillon (degrés)	70.00 °
Taux d'indexation	65.04 %
Taux d'indexation de réanalyse	65.04 %
Vitesse d'acquisition	32.23 Hz

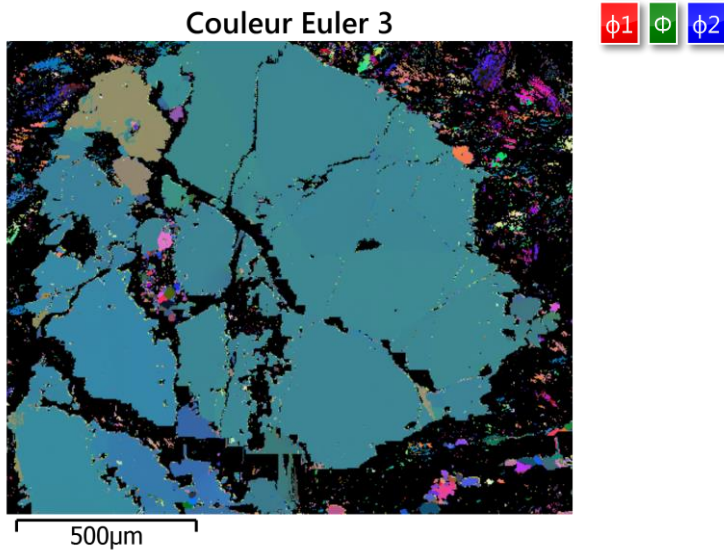
Phases pour acquisition

Phase	a	b	c	Alpha	Beta	Gamma	Groupe d'espace	Base de données
Chromite	8.38 Å	8.38 Å	8.38 Å	90.00 °	90.00 °	90.00 °	0	HKL
Magnetite	8.40 Å	8.40 Å	8.40 Å	90.00 °	90.00 °	90.00 °	227	AM
Chlorite	5.24 Å	9.07 Å	14.28 Å	90.00 °	97.03 °	90.00 °	12	AM
Antigorite SG Pm m=17	43.51 Å	9.25 Å	7.26 Å	90.00 °	91.32 °	90.00 °	0	CHANNELPhaseDatabase
As ₂ Ni ₅	6.82 Å	6.82 Å	12.51 Å	90.00 °	90.00 °	120.00 °	185	NSD
spinel- Al ₂ MgO ₄	8.09 Å	8.09 Å	8.09 Å	90.00 °	90.00 °	90.00 °	227	CHANNELPhaseDatabase
Forsterite	4.76 Å	10.21 Å	5.98 Å	90.00 °	90.00 °	90.00 °	0	HKL
Diopside CaMgSi ₂ O ₆	9.75 Å	8.99 Å	5.25 Å	90.00 °	105.63 °	90.00 °	0	HKL

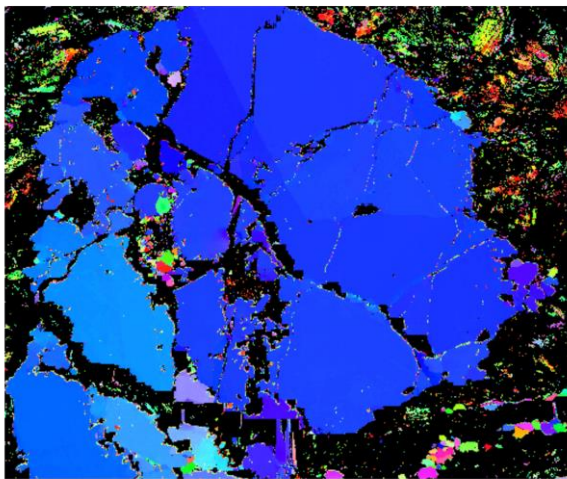
Image EBSD en superposition 3



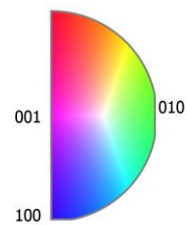
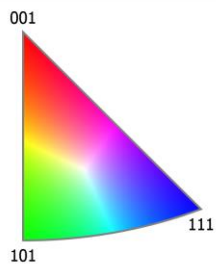
Couleur Euler 3



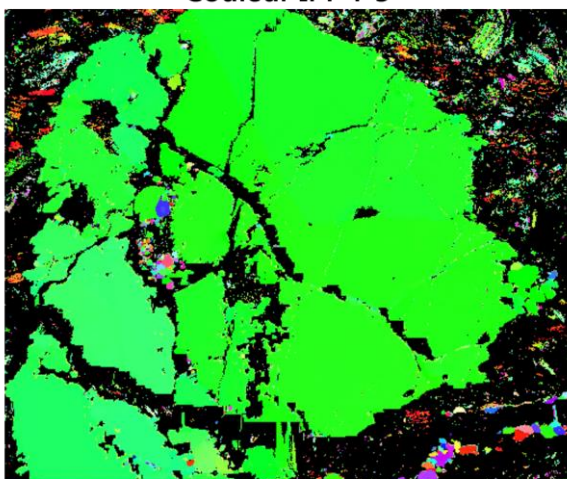
Couleur IPF Z 3



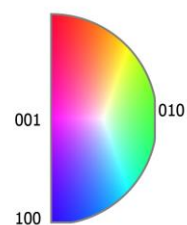
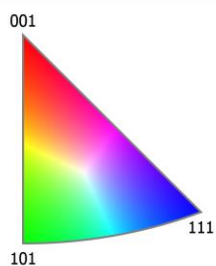
500µm



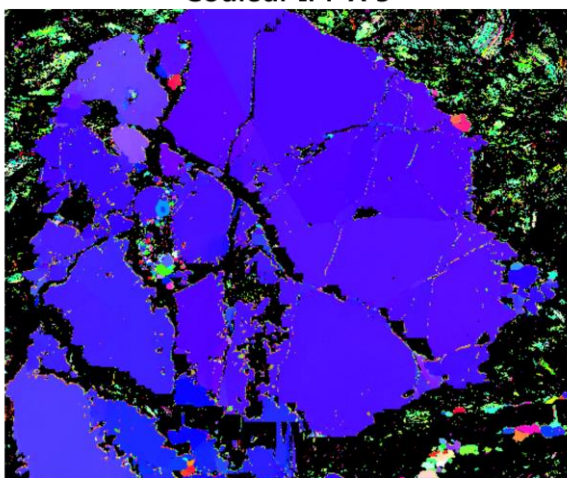
Couleur IPF Y 3



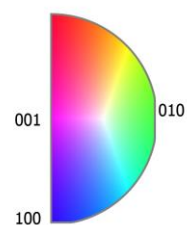
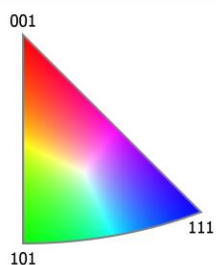
500µm



Couleur IPF X 3



500µm



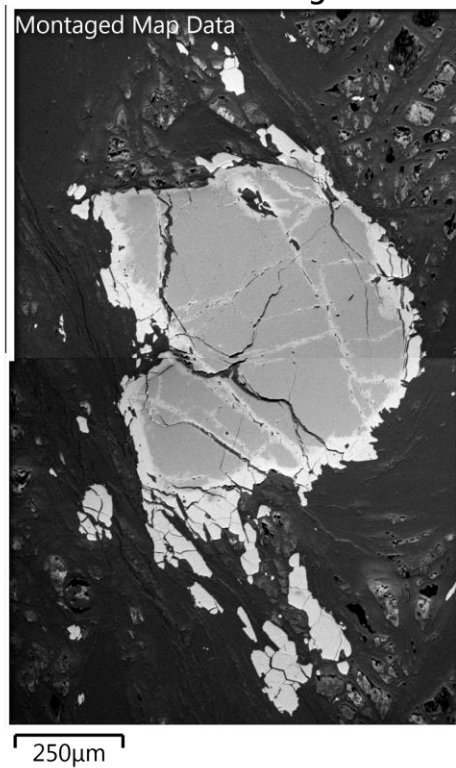
Fraction de phase

Nom de la phase	Fraction de phase (%)	Nombre phases	Moyenne contraste de bande	Contraste de bande écart type	Contraste de bande min	Contraste de bande max.	MAD moyen	Écart type MAD	MAD min	MAD max
Chromite	10.38	23918	163.90	28.77	15.00	206.00	0.58	0.14	0.18	1.97
Magnétite	14.10	32506	172.92	15.93	22.00	228.00	0.59	0.13	0.29	1.97
Chlorite	4.96	11439	104.71	39.93	8.00	201.00	0.89	0.36	0.20	2.00
Antigorite SG Pmm=17	2.18	5032	100.73	40.91	10.00	212.00	1.18	0.34	0.21	2.00
spinel-Al ₂ MgO ₄	33.41	77002	169.81	15.88	8.00	211.00	0.59	0.10	0.36	2.00
Aucune solution	34.96	80578	27.58	23.48	0.00	241.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nom de la phase	Fraction de réanalyse (%)	Nombre de réanalyses	Moyenne contraste de bande	Contraste de bande écart type	Contraste de bande min	Contraste de bande max.	MAD moyen	Écart type MAD	MAD min	MAD max
Chromite	10.38	23918	163.90	28.77	15.00	206.00	0.58	0.14	0.18	1.97
Magnétite	14.10	32506	172.92	15.93	22.00	228.00	0.59	0.13	0.29	1.97

Chlorite	4.96	11439	104.71	39.93	8.00	201.00	0.89	0.36	0.20	2.00
Antigorite SG Pm m=17	2.18	5032	100.73	40.91	10.00	212.00	1.18	0.34	0.21	2.00
spinel-Al ₂ MgO ₄	33.41	77002	169.81	15.88	8.00	211.00	0.59	0.10	0.36	2.00
Aucune solution	34.96	80578	27.58	23.48	0.00	241.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Muestra CA14-25A-PAR

FSD Mixed Image 6



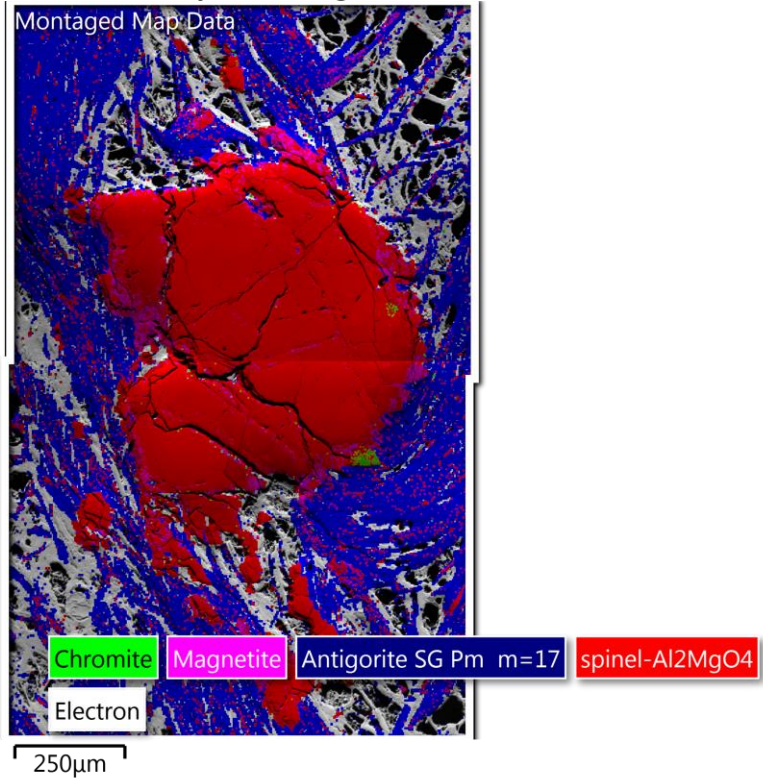
Settings

Accelerating Voltage	15.00 kV
Specimen Tilt (degrees)	70.00 °
Hit Rate	59.53 %
Speed of Acquisition	806577.80 Hz

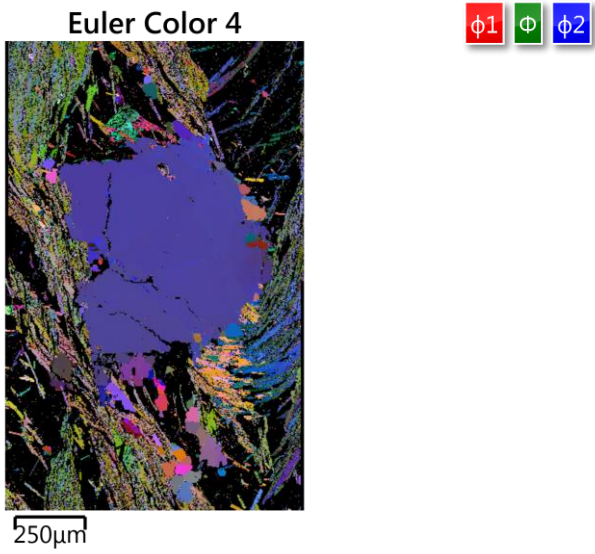
Phases for Acquisition

Phase	a	b	c	Alpha	Beta	Gamma	Space Group	Database
Chromite	8.38 Å	8.38 Å	8.38 Å	90.00 °	90.00 °	90.00 °	0	HKL
Magnetite	8.40 Å	8.40 Å	8.40 Å	90.00 °	90.00 °	90.00 °	227	AM
Chlorite	5.24 Å	9.07 Å	14.28 Å	90.00 °	97.03 °	90.00 °	12	AM
Antigorite SG Pm m=17	43.51 Å	9.25 Å	7.26 Å	90.00 °	91.32 °	90.00 °	0	CHANNELPhaseDatabase
As ₂ Ni ₅	6.82 Å	6.82 Å	12.51 Å	90.00 °	90.00 °	120.00 °	185	NSD
spinel- Al ₂ MgO ₄	8.09 Å	8.09 Å	8.09 Å	90.00 °	90.00 °	90.00 °	227	CHANNELPhaseDatabase
Forsterite	4.76 Å	10.21 Å	5.98 Å	90.00 °	90.00 °	90.00 °	0	HKL
Diopside CaMgSi ₂ O ₆	9.75 Å	8.99 Å	5.25 Å	90.00 °	105.63 °	90.00 °	0	HKL

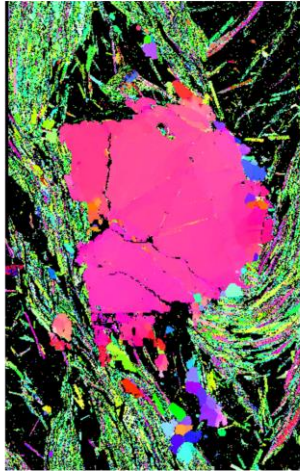
EBSD Layered Image 4



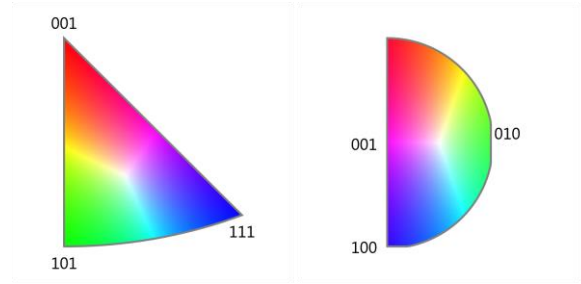
Euler Color 4



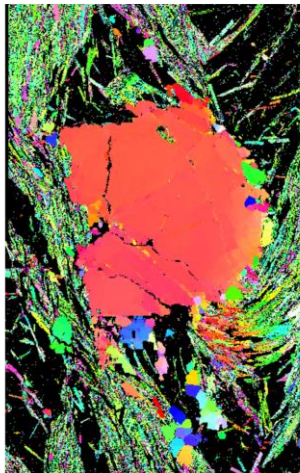
IPF Z Color 4



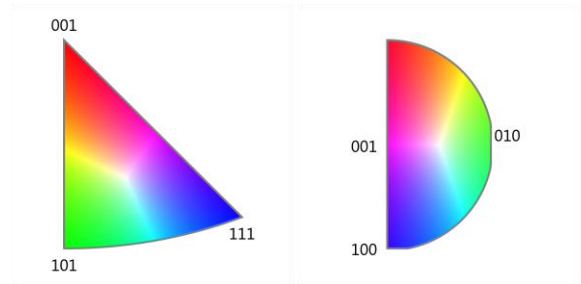
250µm



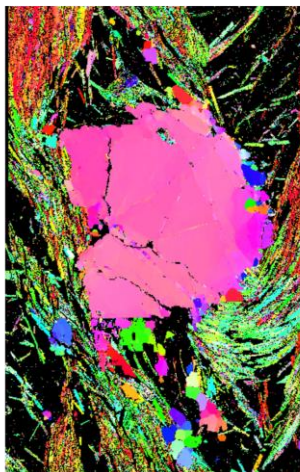
IPF Y Color 4



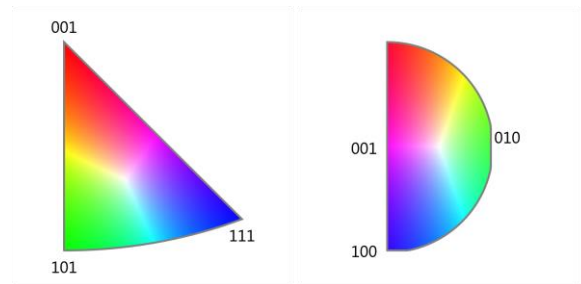
250µm



IPF X Color 4



250µm

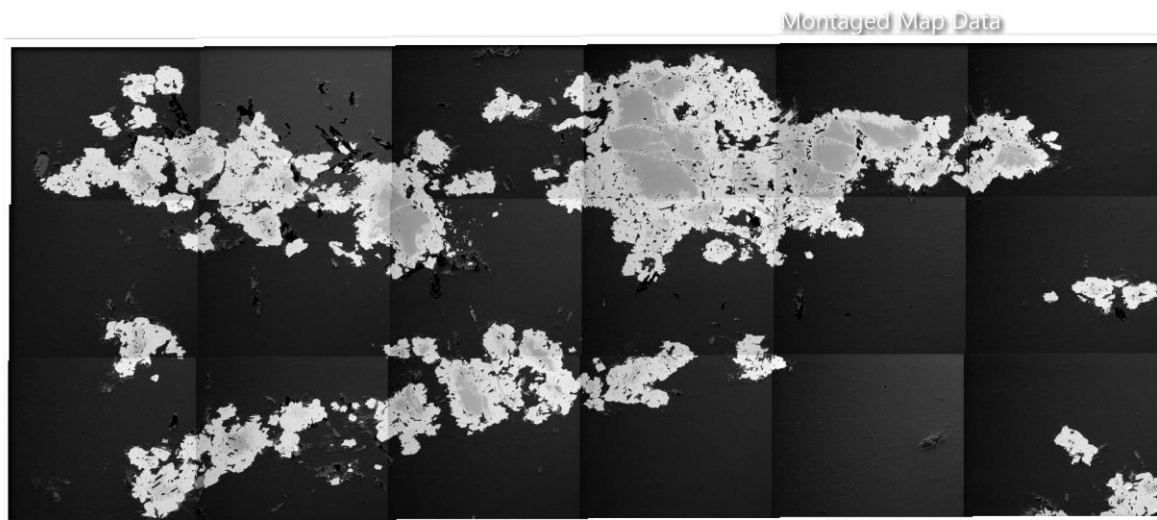


Phase Fraction

Phase Name	Phase Fraction (%)	Phase Count	Mean Band Contrast	Standard Deviation Band Contrast	Min Band Contrast	Max Band Contrast	Mean MAD	Standard Deviation MAD	Min MAD	Max MAD
Chromite	0.18	368	162.33	44.81	26.00	225.00	0.62	0.28	0.22	1.65
Magnetite	2.31	4650	170.08	28.98	22.00	226.00	0.54	0.25	0.11	1.88
Antigorite SG Pm m=17	26.93	54315	149.72	35.32	13.00	236.00	0.67	0.31	0.12	2.00
spinel-Al ₂ MgO ₄	30.11	60738	178.16	19.47	12.00	236.00	0.48	0.23	0.18	1.99
Zero Solutions	40.47	81625	59.84	54.70	11.00	255.00				

Muestra CA14-42-PER

FSD Mixed Image 21



1mm

Settings

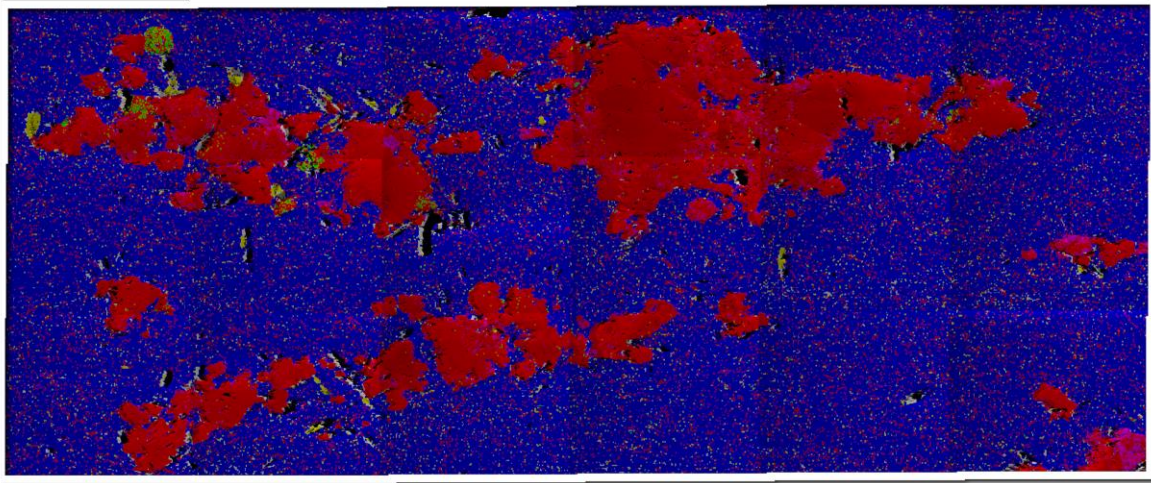
Accelerating Voltage	15.00 kV
Specimen Tilt (degrees)	70.00 °
Hit Rate	77.38 %
Speed of Acquisition	613546.40 Hz

Phases for Acquisition

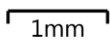
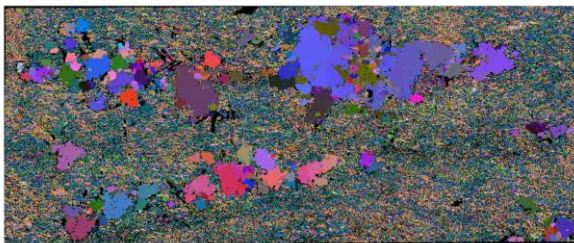
Phase	a	b	c	Alpha	Beta	Gamma	Space Group	Database
Chromite	8.38 Å	8.38 Å	8.38 Å	90.00 °	90.00 °	90.00 °	0	HKL
Magnetite	8.40 Å	8.40 Å	8.40 Å	90.00 °	90.00 °	90.00 °	227	AM
Chlorite	5.24 Å	9.07 Å	14.28 Å	90.00 °	97.03 °	90.00 °	12	AM
Antigorite SG Pm m=17	43.51 Å	9.25 Å	7.26 Å	90.00 °	91.32 °	90.00 °	0	CHANNELPhaseDatabase
As ₂ Ni ₅	6.82 Å	6.82 Å	12.51 Å	90.00 °	90.00 °	120.00 °	185	NSD
spinel- Al ₂ MgO ₄	8.09 Å	8.09 Å	8.09 Å	90.00 °	90.00 °	90.00 °	227	CHANNELPhaseDatabase
Forsterite	4.76 Å	10.21 Å	5.98 Å	90.00 °	90.00 °	90.00 °	0	HKL
Diopside CaMgSi ₂ O ₆	9.75 Å	8.99 Å	5.25 Å	90.00 °	105.63 °	90.00 °	0	HKL

EBSD Layered Image 19

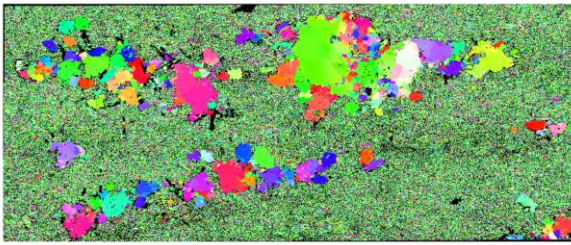
Montaged Map Data



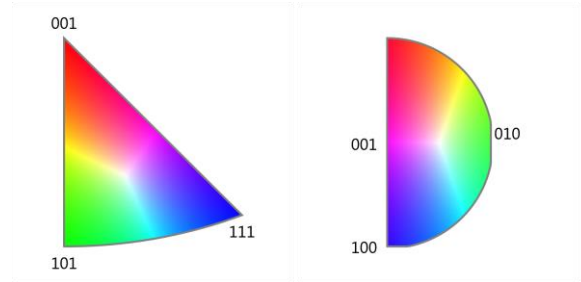
Euler Color 19



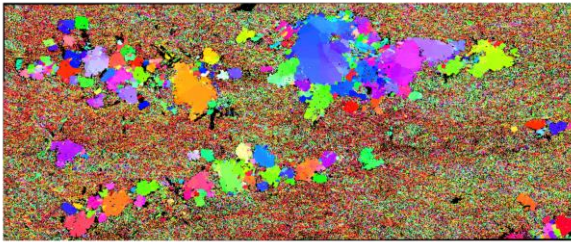
IPF Z Color 19



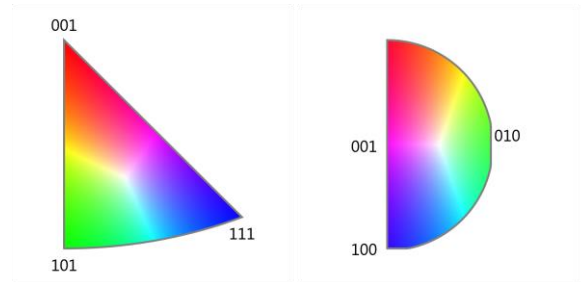
1mm



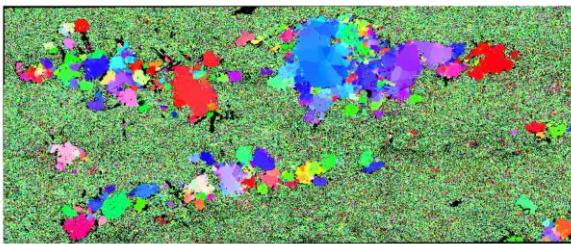
IPF Y Color 19



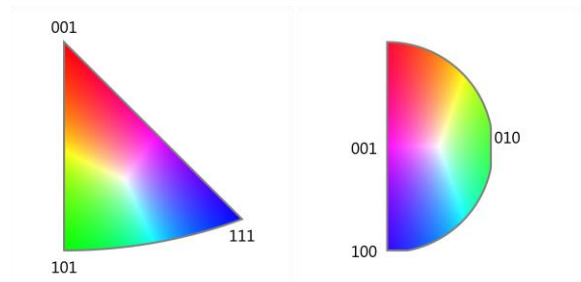
1mm



IPF X Color 19



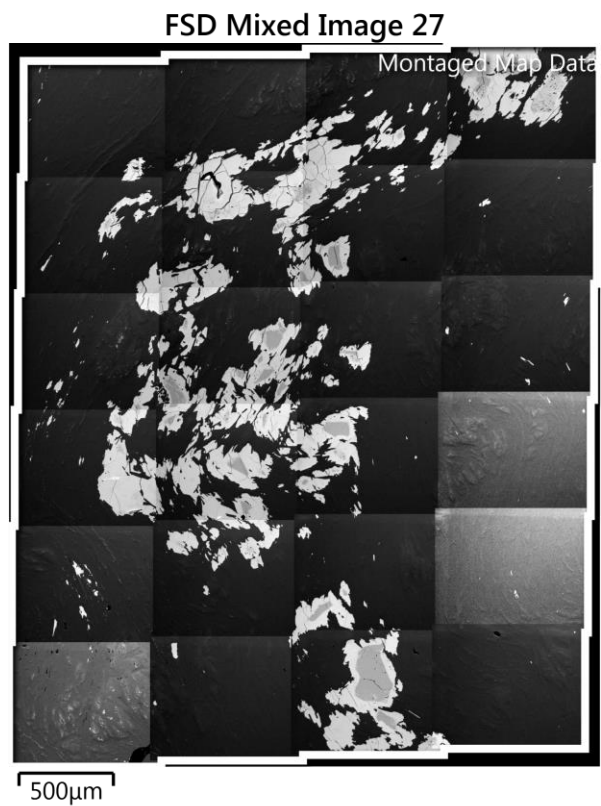
1mm



Phase Fraction

Phase Name	Phase Fraction (%)	Phase Count	Mean Band Contrast	Standard Deviation Band Contrast	Min Band Contrast	Max Band Contrast	Mean MAD	Standard Deviation MAD	Min MAD	Max MAD
Chromite	0.33	1959	167.00	36.11	33.00	216.00	0.56	0.26	0.20	1.93
Magnetite	1.54	9264	174.26	31.62	32.00	227.00	0.61	0.29	0.15	2.00
Antigorite SG Pm m=17	51.08	306373	140.70	30.88	19.00	237.00	0.70	0.32	0.08	2.00
spinel- Al ₂ MgO ₄	23.33	139926	182.98	25.71	19.00	243.00	0.60	0.26	0.15	2.00
Diopside CaMgSi ₂ O ₆	1.09	6539	126.96	43.32	18.00	235.00	1.25	0.47	0.13	2.00
Zero Solutions	22.62	135677	101.41	44.10	11.00	255.00				

Muestra CA14-44-PAR



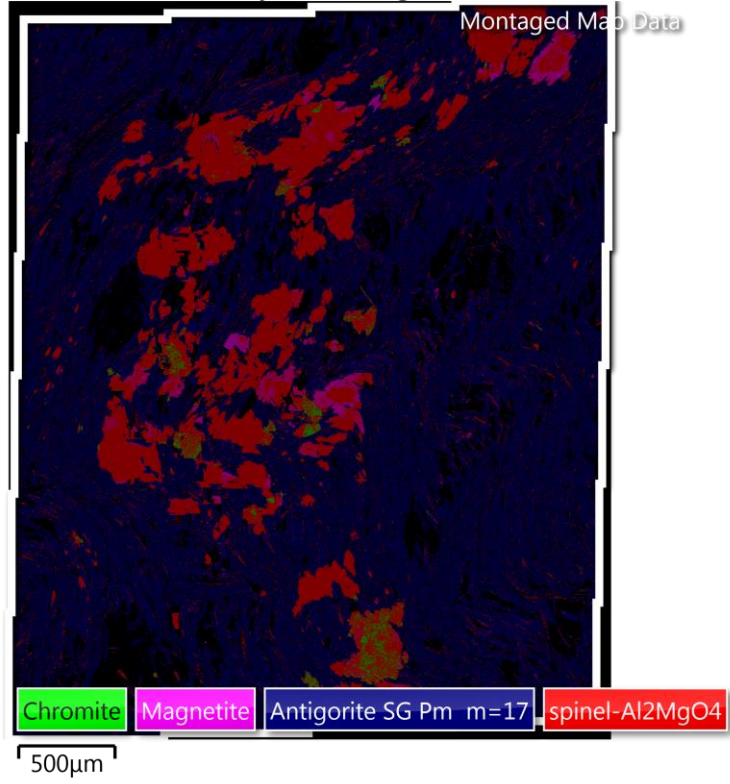
Settings

Accelerating Voltage	15.00 kV
Specimen Tilt (degrees)	70.00 °
Hit Rate	68.30 %
Speed of Acquisition	818494.70 Hz

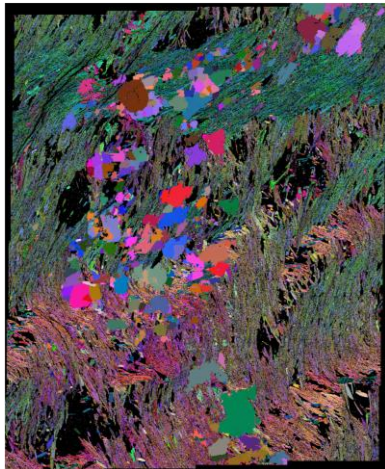
Phases for Acquisition

Phase	a	b	c	Alpha	Beta	Gamma	Space Group	Database
Chromite	8.38 Å	8.38 Å	8.38 Å	90.00 °	90.00 °	90.00 °	0	HKL
Magnetite	8.40 Å	8.40 Å	8.40 Å	90.00 °	90.00 °	90.00 °	227	AM
Chlorite	5.24 Å	9.07 Å	14.28 Å	90.00 °	97.03 °	90.00 °	12	AM
Antigorite SG Pm m=17	43.51 Å	9.25 Å	7.26 Å	90.00 °	91.32 °	90.00 °	0	CHANNELPhaseDatabase
As ₂ Ni ₅	6.82 Å	6.82 Å	12.51 Å	90.00 °	90.00 °	120.00 °	185	NSD
spinel- Al ₂ MgO ₄	8.09 Å	8.09 Å	8.09 Å	90.00 °	90.00 °	90.00 °	227	CHANNELPhaseDatabase
Forsterite	4.76 Å	10.21 Å	5.98 Å	90.00 °	90.00 °	90.00 °	0	HKL
Diopside CaMgSi ₂ O ₆	9.75 Å	8.99 Å	5.25 Å	90.00 °	105.63 °	90.00 °	0	HKL

EBSD Layered Image 26



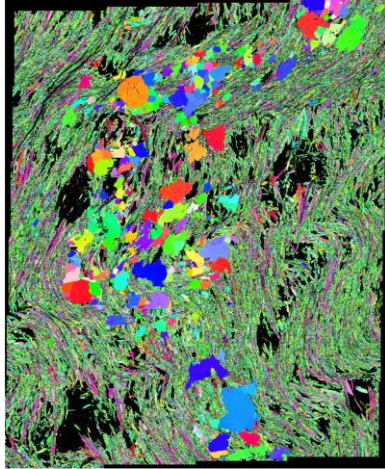
Euler Color 26



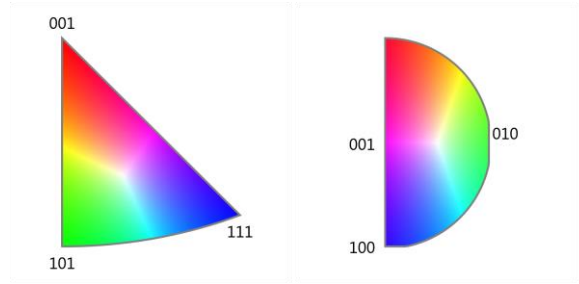
500µm

$\phi 1$ ϕ $\phi 2$

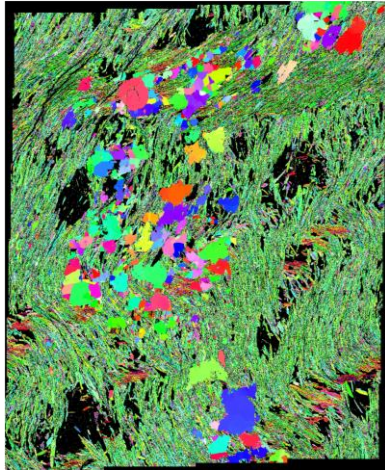
IPF Z Color 26



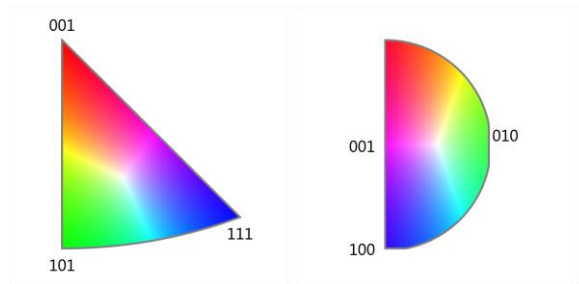
500µm



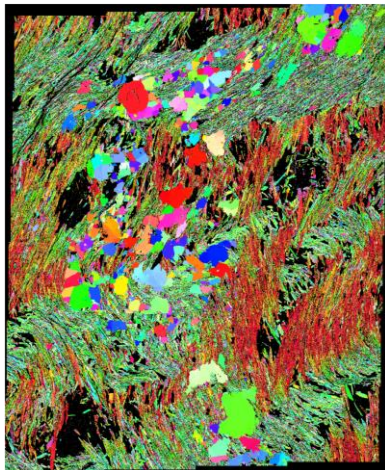
IPF Y Color 26



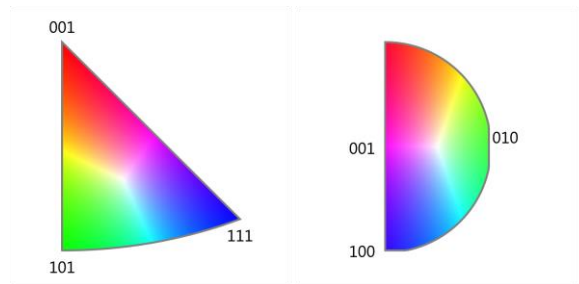
500µm



IPF X Color 26



500µm

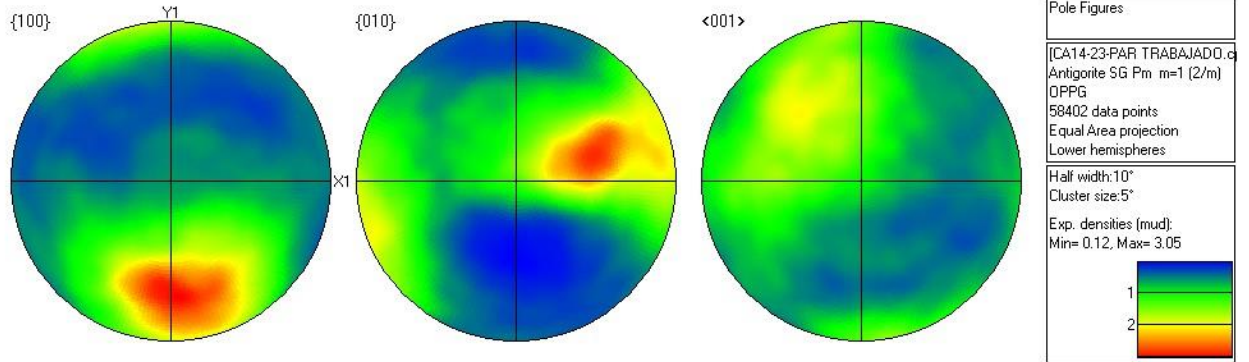


Phase Fraction

Phase Name	Phase Fraction (%)	Phase Count	Mean Band Contrast	Standard Deviation Band Contrast	Min Band Contrast	Max Band Contrast	Mean MAD	Standard Deviation MAD	Min MAD	Max MAD
Chromite	0.65	13374	180.62	26.45	19.00	239.00	0.42	0.25	0.09	1.95
Magnetite	1.35	27775	184.47	28.15	20.00	237.00	0.47	0.25	0.12	2.00
Antigorite SG Pmm=17	50.43	1034913	151.84	31.16	14.00	249.00	0.66	0.31	0.04	2.00
spinel-Al ₂ MgO ₄	15.87	325635	186.39	24.15	17.00	245.00	0.55	0.32	0.10	2.00
Zero Solutions	31.70	650579	88.15	64.02	0.00	253.00				

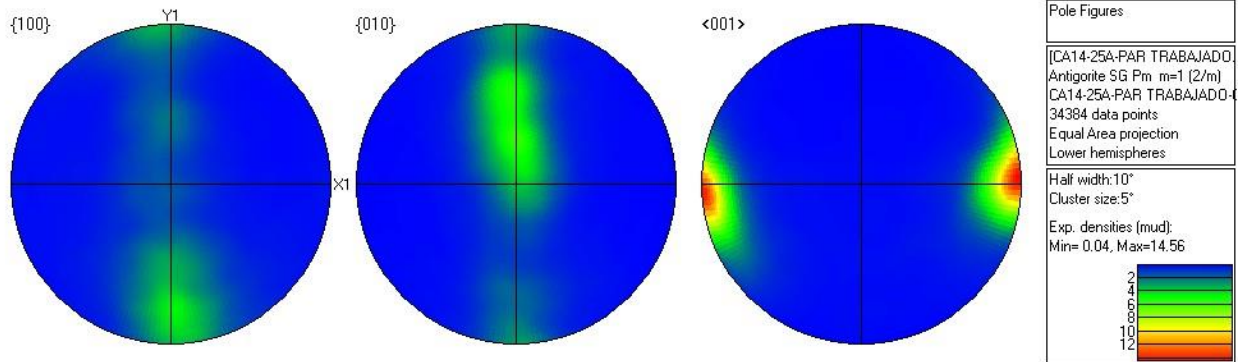
ANEXO 8B. DIGRAMAS DE POLOS (EBSD) PARA SILICATOS

Muestra CA14-23-PAR

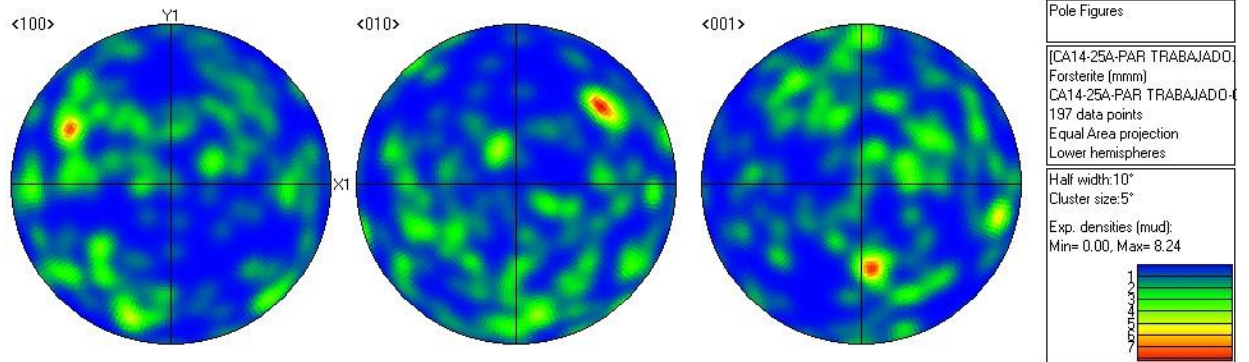


Antigorita

Muestra CA14-25A-PAR

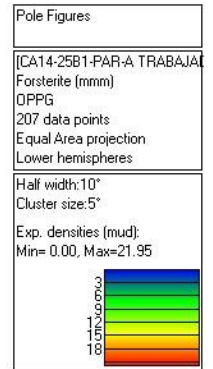
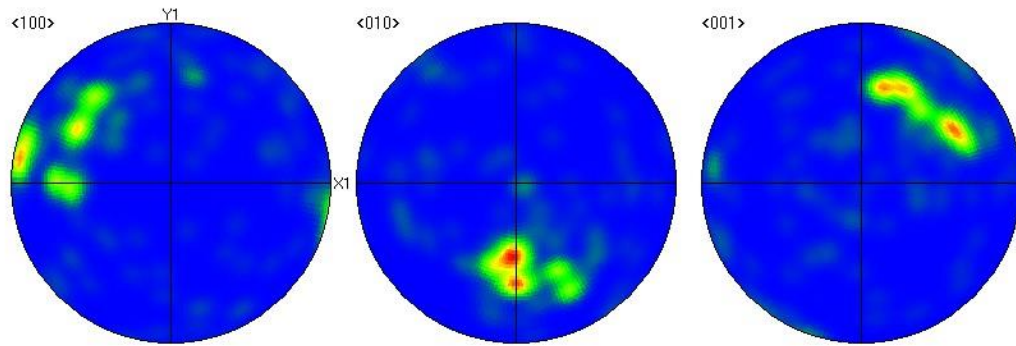


Antigorita

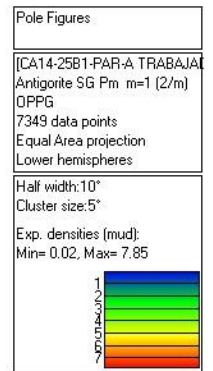
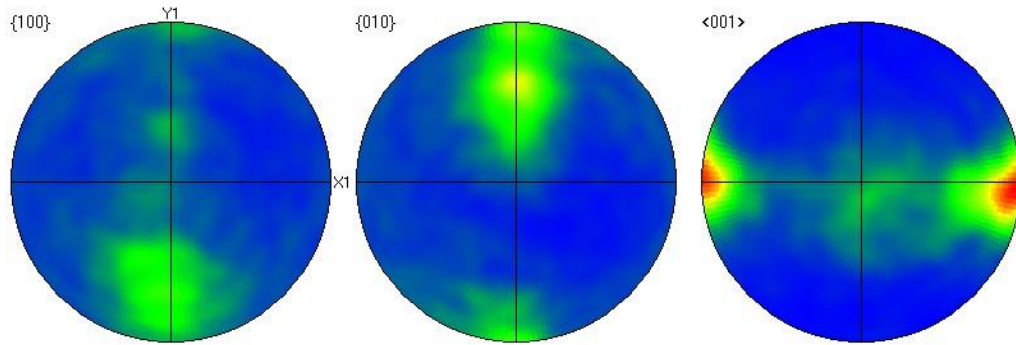


Olivino

Muestra CA14-25B1-PAR

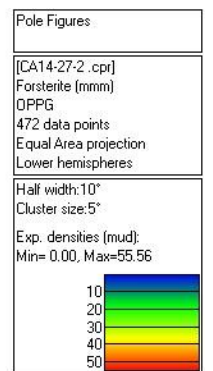
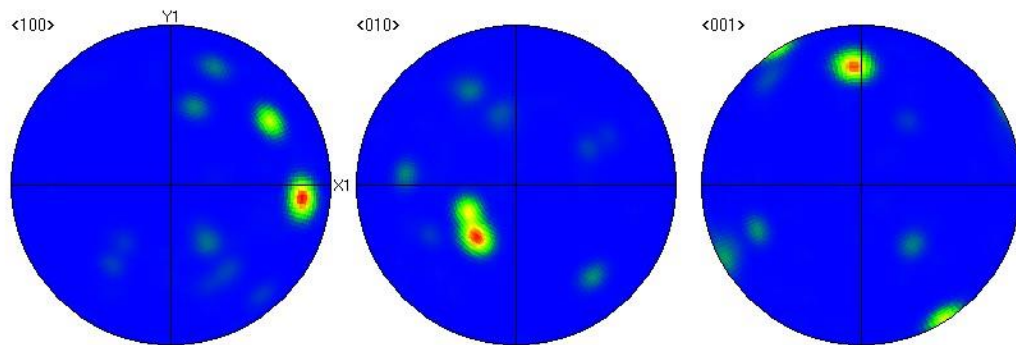


Antigorita



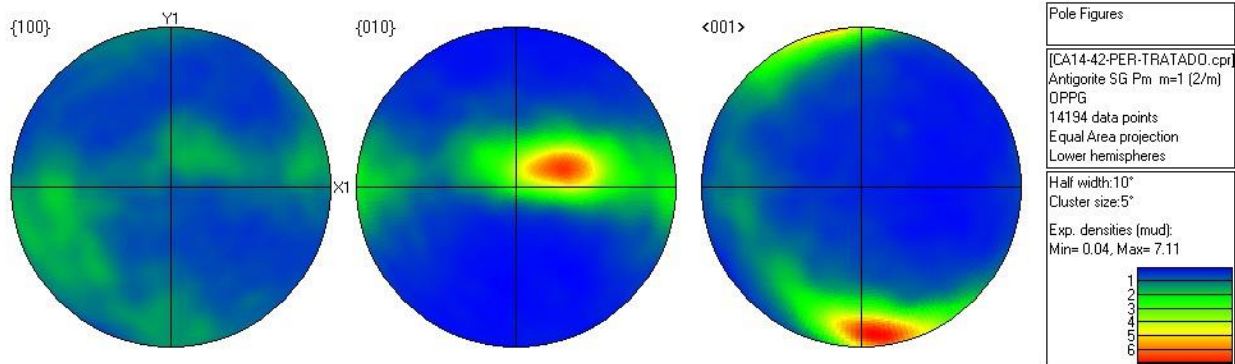
Olivino

Muestra CA14-27-2



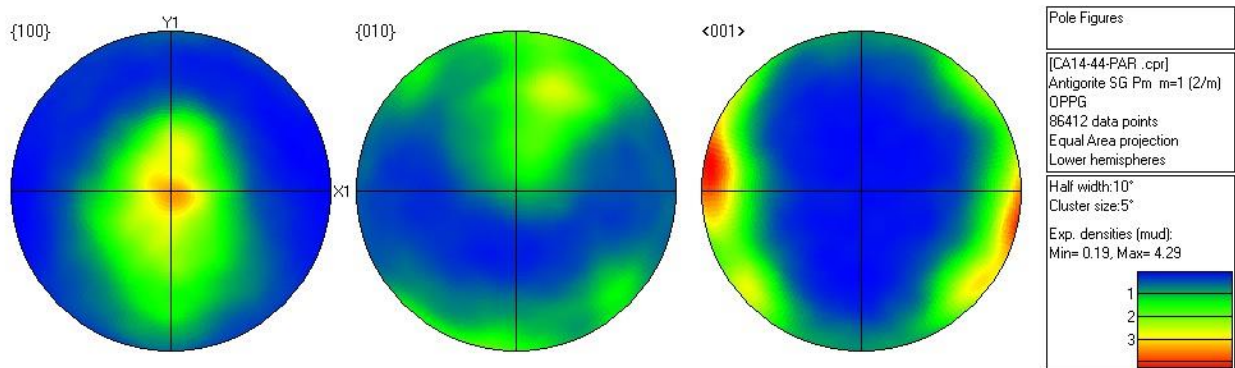
Olivino

Muestra CA14-42-PER



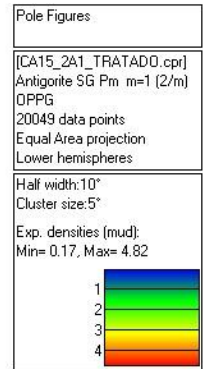
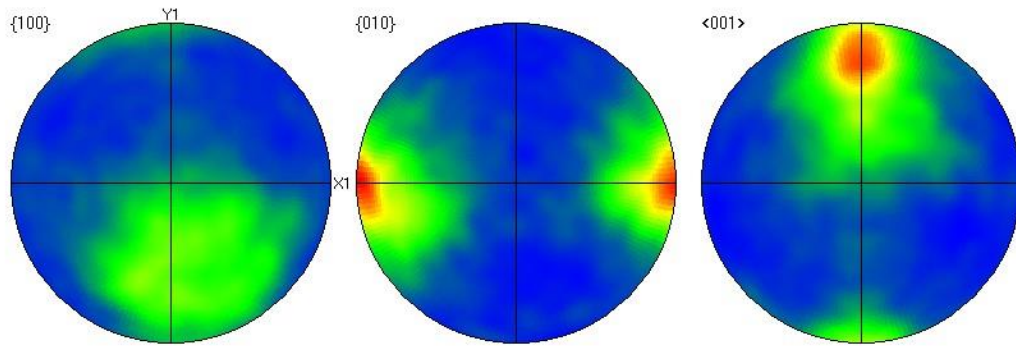
Antigorita

Muestra CA14-44-PAR

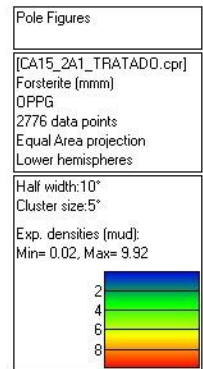
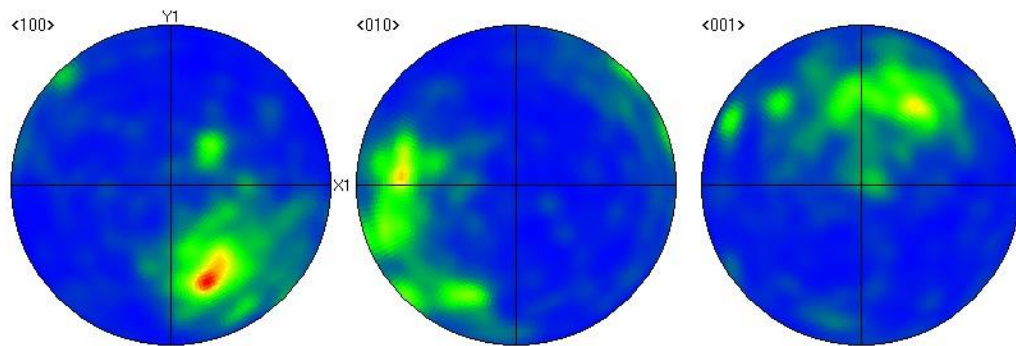


Antigorita

Muestra CA15-2A1



Antigorita



Olivino