



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**MINERALOGÍA Y PETROLOGÍA DEL CUERPO ULTRAMÁFICO DE
TEHUITZINGO, EDO. DE PUEBLA, SUR DE MÉXICO**

T E S I S

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA
GUILLERMINA GONZÁLEZ MANCERA

JURADO EXAMINADOR
Fernando Ortega Gutiérrez
Mariano Elías Herrera
Jesús Solé Viñas
Carles Canet
Joaquín A. Proenza Fernández

COMITÉ TUTORAL:
Fernando Ortega Gutiérrez, Gustavo Tolson Jones,
Jesús Solé Viñas

UNAM
POSGRADO
Ciencias de la Tierra



MÉXICO, D.F.

2010



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS

A Dios de manera muy especial por darme, la confianza, la sabiduría y las oportunidades necesarias para lograr esta meta.

A mi familia y en especial a Martín Conde por sus palabras de aliento y apoyo en todo momento.

Al Departamento de Cristalografía, Mineralogía i Dipòsits Minerals, Facultat de Geologia de la Universidad de Barcelona en España, especialmente a los *Serveis Científico-Tècnics*, y profundamente a Joaquín Proenza Fernández por su apoyo desinteresado para realizar los análisis de microsonda, así como por su guía, valiosas enseñanzas, paciencia y amistad.

A los integrantes del comité tutorial y del jurado examinador Fernando Ortega Gutiérrez, Jesús Solé Viñas, Gustavo Tolson Jones, Mariano E. Herrera, Joaquín A. Proenza Fernández, y Carles Canet, por sus valiosos comentarios y el tiempo dedicado en las correcciones de mi trabajo de tesis.

A los siguientes compañeros y amigos que de manera generosa me apoyaron en la parte analítica: Rufino Lozano Santa Cruz, Santiago Aviles Puntos, Diego Aparicio Aparicio, Viorel Atudorei, Carlos Linares López, y Sonia Ángeles.

Al Editor en Jefe del Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Antoni Camprubí i Cano, por sus comentarios y apoyo para la publicación del artículo correspondiente a esta tesis.

A Elisabeth Solleiro por sus consejos y guía para terminar mi doctorado.

Este trabajo fue apoyado por la Coordinación de Superación Académica en la Fac. de Química-UNAM, el Posgrado en Ciencias de la Tierra en el Instituto de Geología-UNAM, y el proyecto UNAM-DGAPA de Fernando Ortega Gutiérrez.

CONTENIDO

	Página
RESUMEN	1
CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN	
1.1. Importancia del Cuerpo Ultramáfico de Tehuizingo (CUT) en el Complejo Acatlán.....	3
1.2. Importancia de las ofiolitas en sistemas orogénicos.....	5
1.3. Texturas de las serpentinas.....	13
1.4. Antecedentes y planteamiento del problema.....	15
1.5. Objetivos.....	16
CAPITULO 2. MARCO GEOLÓGICO	
2.1. El Complejo Acatlán.....	17
2.2. El Cuerpo Ultramáfico de Tehuizingo.....	22
2.3. Las serpentinitas.....	26
2.4. Metabasitas y metapelitas eclogitizadas.....	26
CAPITULO 3. METODOLOGÍA	
3.1. Trabajos de campo y toma de muestras.....	28
3.2. Técnicas analíticas.....	28
3.2.1. Microscopía óptica de luz transmitida y reflejada.....	28
3.2.2. Fluorescencia de Rayos X.....	28
3.2.3. Difracción de Rayos X.....	29
3.2.4. Microsonda y microscopía electrónica de barrido.....	29
3.2.5. Espectrometría de masas para isotopos estables.....	31
3.2.6. Espectrómetro de masas con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS).....	31

CAPITULO 4. PETROGRAFÍA

4.1. Mineralogía.....	32
4.2. Texturas de las serpentinas en el Cuerpo Ultramáfico de Tehuiztingo.....	38

CAPITULO 5. QUÍMICA MINERAL

5.1. Serpentinitas.....	40
5.1.1. Serpentina.....	40
5.1.2. Cr-espinela.....	43
5.1.3. Alteración de Cr-espinela.....	46
5.1.4. Clorita.....	50
5.1.5. Minerales opacos níquelíferos.....	52
5.2. Rocas máficas y pelíticas asociadas.....	59
5.2.1. Las metabasitas.....	60
5.2.2. Las metapelitas.....	63

CAPITULO 6. GEOQUÍMICA

6.1. Introducción.....	67
6.2. Elementos mayores y elementos traza.....	70
6.3. Isótopos estables (D, O).....	75

CAPITULO 7. CÁLCULOS DE TEMPERATURA Y FUGACIDAD DE OXÍGENO

7.1. Generalidades.....	78
7.2. Estabilidad de los minerales del grupo de las serpentinas.....	79
7.3. Cálculo de la temperatura en clorita.....	82
7.4. Fugacidad de oxígeno a partir de sulfuros y aleaciones en serpentinitas.....	84

8. DISCUSIÓN	
8.1. Interpretación de la evolución textural en las serpentinitas: evidencias de procesos múltiples de serpentización.....	86
8.2. Composición de la Cr-espinela accesoria: implicaciones petrogenéticas.....	95
8.2.1. Magma parental de la cromita.....	96
8.3. Alteración de la Cr-espinela accesoria en las serpentinitas: implicaciones en la evolución metamórfica.....	98
8.4. Interpretación de la composición y geotermometría de las cloritas.....	100
8.5. Interpretación de las fases opacas de Ni en las serpentinitas.....	102
8.6. Interpretación de la geoquímica en las serpentinitas del Cuerpo Ultramáfico de Tehuitzingo.....	106
8.6.1. REE.....	106
8.6.2. Isótopos estables ($^{18}\text{O}/\text{D}$).....	107
8.7. Relación entre las rocas eclogitas intercaladas y las serpentinitas.....	109
9. CONCLUSIONES	111
10. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	114
11. APÉNDICE DE TABLAS	137

RESUMEN

El Cuerpo Ultramáfico de Tehuizingo (CUT) representa el miembro metaperidotítico de la Formación "Xayacatlán", el cual es parte del Complejo Acatlán de edad paleozoica en el Sur de México. Trabajos previos acerca de la composición mineralógica del CUT muestran que esta unidad presenta los tres minerales del grupo de la serpentina (antigorita, lizardita y crisotilo), talco, calcita, dolomita, anfíboles (actinolita y hornblenda), clorita, brucita, espinela, stichtita, sulfuros de Fe-Ni y diversos óxidos de hierro. Sin embargo, los minerales primarios como piroxenos, olivino ó plagioclasa, representantes probables de la peridotita original, están ausentes en la serpentinita, excepto por núcleos de cromita primaria rodeados por sus productos de alteración "ferritcromita", magnetita y clinocloro.

El significado de la presencia de cuerpos de serpentinitas en el CUT es todavía tema de debate. Han sido considerados como parte de una ofiolita, originada en una dorsal oceánica, y recientemente interpretados como fragmentos de litósfera oceánica formada en un ambiente de suprasubducción (ej. tras arco, ante arco).

Este estudio provee información detallada acerca de la petrografía y química mineral de las serpentinitas, así como estudios de elementos de tierras raras (REE) e isótopos estables (D, ^{18}O), los cuales son usados para ayudar a interpretar la petrogénesis y los ambientes tectónicos donde pudo originarse la peridotita original y su transformación en las serpentinitas de Tehuizingo.

Los resultados obtenidos indican casi 100% de serpentinización en el CUT. Las serpentinitas se encuentran asociadas ocasionalmente a otras rocas monominerálicas, como clorititas y "tremolititas", lo cual, sugiere eventos diversos de retrogresión y metasomatismo. La serpentinita se presenta comúnmente milonitizada, y frecuentemente muestra una foliación definida por la orientación de cristales laminares de antigorita y magnetita. El mineral predominante del grupo de

la serpentina es la antigorita y en menor proporción lizardita y crisotilo. Las texturas más comunes son de tipo interpenetrante e interconectante (no pseudomórficas), mientras que las texturas pseudomórficas son menos frecuentes, particularmente las de bastita formada a partir de ortopiroxeno.

La composición química de las serpentinas del CUT muestra considerables variaciones composicionales, aunque dentro del rango comúnmente registrado para este grupo mineral. Además, hay algunas fases opacas secundarias, correspondientes a sulfuros de Ni-Fe-Cu. Otra fase presente de reflectancia óptica media, corresponde a nepouita. Ésta fase es común en depósitos lateríticos de Ni.

La composición química de las serpentinitas indica enriquecimiento variable en la mayoría de los elementos traza incompatibles como As, Sb, Sr y Cs, lo cual podría estar asociado con una alteración por fluidos procedentes de la deshidratación de la placa subducente.

Los patrones normalizados de REE de las muestras de serpentinita estudiadas son característicos de peridotitas tanto de zonas de suprasubducción como de dorsales oceánicas. Esto puede deberse a que las modificaciones que sufre el manto en la zona de suprasubducción no afecta por igual a toda la cuña mantélica.

Las espinelas presentes son: magnetita (secundaria), relictos de cromita primaria y sus productos de alteración (ferritcromita y magnetita neoformada). La composición química de las cromitas accesorias en las serpentinitas de Tehuitzingo ($\#Cr \sim 6$, $TiO_2 = 0.01\% - 0.16\%$ en peso, $Al_2O_3 = 18.5\% - 24.3\%$ en peso) y el de las REE en la serpentinita (patrones con morfología plana a pendientes negativa y con pendiente positiva), sugieren que las serpentinitas del CUT son relictos de un manto con composición transicional entre dorsal oceánica y zona de suprasubducción.

Los resultados de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O} = +7.04 \text{ ‰}$ a $+6.29 \text{ ‰}$ y $\delta\text{D} = -47.4 \text{ ‰}$ a -66.0 ‰) en las serpentinas y cloritas indican que el agua marina intervino probablemente en los procesos de serpentinización.

Las relaciones texturales entre los minerales (cromita y carbonatos), y la asociación predominante de sulfuros de Fe-Ni en la serpentinita indican que los sulfuros no son de origen magmático, sino que se formaron durante una etapa de metamorfismo hidrotermal tardío, en condiciones de fugacidad de oxígeno de intermedia a alta, pero sin llegar a niveles tan oxidantes como para formar pirita, ni tan reductores como para formar awaruíta.

Los cálculos de geotermometría en cloritas en la serpentinita del CUT muestran temperaturas de formación bajas entre 250° y 400°C , por lo que no se descarta que estas temperaturas representen el cierre del sistema metamórfico durante la exhumación del Complejo Acatlán en el Paleozoico tardío.

Las serpentinitas de Tehuitzingo representan relictos de un manto harzburgítico empobrecido, que experimentó un grado de fusión parcial $>18\%$, formado en una zona de suprasubducción (probablemente en un ambiente extensional de tras arco).

CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1. Importancia del Cuerpo Ultramáfico de Tehuitzingo (CUT) en el Complejo Acatlán

El Complejo Acatlán al Sur de México, contiene en su placa superior alóctona una unidad fragmentada que ha sido interpretada como una ofiolita denominada Xayacatlán (Ortega-Gutiérrez, 1975a), la cual se generó por divergencia litosférica iniciada en un ciclo tectónico Paleozoico temprano (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1981a).

De tal forma, la ofiolita de Xayacatlán se ha interpretado como la sutura de una colisión entre dos masas continentales que dieron lugar al Complejo Acatlán durante la orogénesis Acateca (Ortega-Gutiérrez, 1981a; 1993). La ofiolita de Xayacatlán se ha comparado con ofiolitas en los cinturones orogénicos de los Apalaches en Norteamérica y de los Alpes en Europa (Ortega-Gutiérrez 1978) y su asociación orogénica básica-ultrabásica ha sido caracterizada como de tipo alpino, con base en la presencia de granos de cromita, serpentinita diseminada, las relaciones de contacto de algunas de las unidades y la presencia probable de flujos estratificados en los metagabros (Ortega-Gutiérrez, 1975b). Complejos peridotita-gabro alpino se caracterizan por contener dunita, harzburgita o lherzolita, gabro de olivino y gabro (Jackson y Thayer, 1972). Den Tex (1969) define a las peridotitas tipo Alpino como un grupo con material ultramáfico con una menor cantidad de Al_2O_3 , CaO y álcalis que el subtipo lherzolita, y señala que éste último no contiene gabros, diabasas o lavas en almohadilla en la secuencia estratigráfica de la ofiolita.

La Formación Xayacatlán (Ortega-Gutiérrez, 1981a) contiene en su parte basal una secuencia ultramáfica que se encuentra serpentinizada casi en su totalidad. Investigaciones realizadas en esta secuencia en la región de Tehuiztingo (Ortega-Gutiérrez, 1978; Carballido-Sánchez y Delgado-Argote, 1989), proporcionaron algunas evidencias de su carácter harzburgítico. Diversos estudios petrológicos y geológicos (Ortega-Gutiérrez, 1978, 1981a) sugirieron que estos cuerpos ultramáficos representan el manto harzburgítico de la ofiolita de Xayacatlán.

Estudios más recientes (Proenza *et al.*, 2004; González-Mancera *et al.*, 2009) aportan información que apoya la interpretación de que las serpentinitas de Tehuiztingo representan la alteración de un manto harzburgítico empobrecido, y de que representan una secuencia que se formó en una zona de suprasubducción en un ambiente de tras arco (Proenza *et al.*, 2004).

En general pocos estudios de petrología y geoquímica se han realizado directamente en el CUT, posiblemente debido a su grado alto y complejo de alteración, lo cual no justifica que éstos no se puedan efectuar. La literatura revela que investigaciones de este tipo se realizan comúnmente en cuerpos ultramáficos ofiolíticos con grados distintos de alteración y serpentización (ej. ofiolita Zermatt-Saas, Li *et al.*, 2004; Feather River en California, Li y Lee, 2006; Cinturón ofiolítico Mayarí-Baracoa al este de Cuba, Marchesi *et al.*, 2006; Escudo Árabe-Nubio, Azer y Stern, 2007; Cabo Ortegal al noroeste de España, Pereira *et al.*, 2008, y serpentinitas en el área de Ladakh al Noroeste del Himalaya, Deschamps *et al.*, 2010). De acuerdo con Melcher *et al.* (2002) es posible hacer inferencias acerca de la naturaleza y origen de rocas ultramáficas serpentizadas con grados diferentes de metamorfismo a partir de estudios geoquímicos que utilizan la distribución de elementos mayores y traza incluyendo tierras raras (REE). En general, los magmas generados en zonas relacionadas con subducción presentan mayores contenidos en SiO₂ y menores en FeO_t y TiO₂ que los generados en las dorsales oceánicas (ej. Kelemen *et al.*, 2003). Además, los magmas de arco están comúnmente enriquecidos en elementos traza incompatibles en el manto, como Cs, Rb, Th, U, tierras raras ligeras (LREE), Pb y Sr (Gill, 1981; Wilson, 1989), que son movilizados preferencialmente por los fluidos característicos de las zonas de suprasubducción.

De esta manera, la investigación de cuerpos ultramáficos en sistemas orogénicos permite caracterizar sus protolitos, deducir el ambiente geotectónico en el cual se formaron, así como los múltiples procesos metamórficos y de deformación experimentados en su historia geológica.

1.2. Importancia de las ofiolitas en sistemas orogénicos

En general el estudio de las ofiolitas representa una oportunidad ideal para observar la estructura de la corteza oceánica y de la parte superior del manto (Bodinier y Godard, 2003). La mayoría de las investigaciones realizadas en la litósfera oceánica por medio de batiscafos, levantamientos batimétricos, dragado

de muestras, y sondeos, logran caracterizar solamente la capa volcánica, y tan solo algunas llegan a la capa inferior de la corteza oceánica. Así, la mayor parte de lo que conocemos sobre la corteza oceánica proviene del estudio de las ofiolitas expuestas en los cinturones orogénicos (Nicolas, 1989).

Las ofiolitas han sido objeto de estudio y revisiones desde los últimos treinta años (p. ej., Coleman, 1977; Gass *et al.*, 1984; Nicolas, 1989; Parson *et al.*, 1992), situación favorecida por el acuerdo mundial sobre la definición de lo que es una ofiolita alcanzado en la Conferencia Penrose en 1972 (Anónimo, 1972). En dicha definición se consideró que una ofiolita desarrollada completamente está constituida por un conjunto coherente de rocas máficas y ultramáficas. Las capas que forman este conjunto están compuestas desde sus niveles más profundos a los superficiales de: (a) un complejo ultramáfico frecuentemente metamorfozado, con proporciones variables de dunita, harzburgita y lherzolita, con grados diferentes de serpentización; (b) un complejo de gabros, compuesto a muro por niveles de gabros bandeados, y a techo por unos niveles de gabros isotrópicos o masivos; (c) un complejo de diques paralelos de diabasas; d) un complejo volcánico máfico de lavas almohadillas; y e) rocas sedimentarias pelágicas que cubren a la ofiolita.

De acuerdo con Bodinier y Godard (2003) una ofiolita puede estar incompleta, desmembrada o haber sufrido metamorfismo. Coleman (1977), menciona que cuando ésta es emplazada en zonas orogénicas, su peridotita es serpentizada y apartada en forma de lentes tectónicos aislados separados de la roca máfica. Los estudios gravimétricos que se han realizado en esos lentes de peridotita metamórfica (Christensen, 1971; Thompson, 1973; Thompson y Robinson, 1975) muestran que no tienen raíces y, por lo tanto, no están conectados por medio de canales de alimentación con el manto. De acuerdo a Williams y Smyth (1973) y, Coleman (1977) la peridotita metamórfica en la base de un complejo ofiolítico representa la superficie del transporte tectónico que emplazó a la ofiolita.

Las ofiolitas en sistemas orogénicos son consideradas generalmente como marcas de la zona de sutura entre placas que colisionan y/o de acreción de terrenos (Dilek, 2003). La geología de las unidades litológicas asociadas espacialmente con las ofiolitas y su historia tectónica regional proporcionan información sobre el modo y la naturaleza de los mecanismos de incorporación de estos cuerpos a los orógenos (Dilek, 2003). Además, contienen información estructural y geoquímica que indican si su formación fue en un margen de expansión rápida o lenta (Pearce *et al.*, 1981; Dick y Bullen, 1984). De acuerdo con algunos autores (Boudier y Nicolas, 1985; Nicolas, 1989) las ofiolitas formadas en ambiente de expansión rápida contienen dunitas y harzburgitas empobrecidas (con poco o nada de clinopiroxeno), y presentan sus secciones completas (p. ej., ofiolita de Semail en Omán); y las formadas en un contexto de expansión lenta están constituidas mayoritariamente por lherzolita y harzburgitas enriquecidas, y les puede faltar una o más de sus partes (ej. ofiolitas en el oeste del Mediterráneo, Alpes, Norte de Italia; partes de Kizildag, Turquía).

Los estudios de ofiolitas a principios del siglo pasado y previos a la tectónica de placa las consideraron como intrusiones *in situ* dentro de geosinclinales (Steinmann, 1927), posteriormente, ya con la tectónica de placas como teoría vigente, fueron interpretadas como fragmentos de litósfera oceánica fósil emplazadas sobre márgenes continentales (Hess, 1965; Dewey y Bird, 1971; Coleman, 1971; Dewey, 1976), o sobre corteza oceánica (Bodinier y Godard, 2003). Sin embargo, Coleman (1977) señaló que no se debía asumir que los procesos actuales que dan lugar a corteza oceánica fueran los mismos que produjeron ofiolitas en el pasado. A principios de los años 1970's los estudios geoquímicos de ofiolitas cambiaron este enfoque que consideraba a las dorsales oceánicas como el origen de las ofiolitas y en cambio se propuso que su origen también podría estar relacionado con zonas de suprasubducción (Miyashiro, 1973).

Posteriormente, en los años 1980s y 1990s, fue aceptado ampliamente que los ambientes de tras arco, ante arco y arco incipiente en zonas de suprasubducción, son el de origen de algunas ofiolitas (Dilek, 2003, Hawkins, 2003; Pearce, 2003, Deschamps *et al.*, 2010). Los argumentos para esta afirmación, según Bodinier y Godard (2003), incluyen su situación en márgenes activos (ej. ofiolitas del Cinturón Circum-pacífico, Ishiwatari *et al.*, 1994), su asociación con *melanges tectónicos*, incluyendo depósitos volcanoclásticos tipo arco (Moore, 1982), y la firma geoquímica de “subducción” de las rocas extrusivas (p. ej., Miyashiro, 1973, para Troodos en Chipre; Pearce *et al.*, 1981, para Omán). De acuerdo a Pearce (2003) y Stern (2004) ofiolitas en zonas de suprasubducción se pueden formar ya sea en el ante arco durante el inicio de la subducción en la etapa de arco joven o en la cuenca de tras arco, y al parecer las primeras son mucho más fáciles de emplazar que las segundas. Peridotitas de tras arco y ante arco contienen cromita accesoria con $\#Cr \leq 0.55$ y $\#Cr > 0.8$, respectivamente (Dick y Bullen 1984; Ohara *et al.*, 2002; Azer y Stern, 2007).

Las ofiolitas del Mediterráneo en particular presentan dos fenómenos geológicos que representan un reto para explicar el origen de las ofiolitas en zonas de suprasubducción (Dilek, 2003): 1) cantidades grandes de extensión cortical registradas en los complejos de diques paralelos de diabasas, y ii) la falta de cadenas de arco volcánico. Las investigaciones realizadas en el oeste del Pacífico (región de ante arco en Izu-Bonin-Marianas), han originado explicaciones alternativas sobre la generación de ofiolitas. Según Dilek (2003) la migración de la fosa con retroceso (*rollback*) induce la extensión y subsecuente expansión del piso oceánico durante las etapas tempranas de la subducción de litosfera oceánica joven (y caliente) en la región de tras arco. Esta extensión y el movimiento del magmatismo asociado producen corteza oceánica (proto-ofiolita) con estructuras de expansión de piso oceánico y química similar al del arco (incluyendo boninitas). Y la ausencia de edificios de arco volcánico en las ofiolitas se explica considerando subducción de vida corta, lo cual provoca que el arco naciente nunca desarrolle un arco de islas maduro con edificios volcánicos (Dilek, 2003).

Los modelos más recientemente para la generación y emplazamiento de ofiolitas propuestos por Flower (2003) y por Dilek y Furnes (2009), sugieren que la corteza oceánica (proto-ofiolita), se desarrolla en ambientes de ante arco en márgenes convergentes involucrados en subducción, con retroceso de placa (*rollback*). Este tipo de subducción puede ser producido por la colisión de placas tectónicas inducida por extrusión del manto, y es responsable del origen de ofiolitas en zonas de suprasubducción. En este modelo, la subducción, el magmatismo asociado y la extensión pueden producir uno o más episodios de formación de arcos y de apertura de cuenca, de tal forma que se pueden desarrollar cinturones de ofiolitas con estratigrafías y firmas geoquímicas diferentes (Flower, 2003; Dilek y Furnes, 2009). Si la subducción es interrumpida por un evento colisional, la cuenca de tras arco en la placa superior puede colapsar (Hsü, 2003) y la corteza oceánica de ante arco (proto-ofiolita) es atrapada produciéndose una ofiolita (Flower, 2003).

Por otra parte, se han planteado varias clasificaciones de las ofiolitas (Tabla 1), entre las cuales está la de Moores (1982), quien las divide en dos tipos (Tetis versus Cordillera) con base en la presencia o ausencia de un sustrato continental (p. ej., margen pasivo de una placa continental), de edificios volcánicos y/o acreción de melanges. De acuerdo con este autor, las ofiolitas tipo Tetis (p. ej., ofiolita Bay of Islands, Canada; Wakabayashi y Dilek, 2000) descansan sobre márgenes continentales pasivos a lo largo de contactos tectónicos, y se forman en dorsales oceánicas; mientras que las de tipo Cordillera (p. ej., ofiolitas Trinity, California y Coast Range en el complejo Franciscano, California, EUA; Wakabayashi y Dilek, 2000) se relacionan espacial y temporalmente con arcos de islas, edificios de arco volcánico y acreción de melanges, y se forman en un ambiente de margen convergente (p. ej., ante arco, arco o intra arco).

Otra clasificación de ofiolitas (Tabla 1) es la de Nicolas (1989), quien las clasifica en tres tipos con base en su ambiente tectónico de emplazamiento: (i) ofiolitas tectónicamente emplazadas sobre márgenes continentales (p. ej., ofiolitas

Semail en Omán, y las de Papúa en Nueva Guinea), (ii) ofiolitas incorporadas en márgenes continentales activos del cinturón Circum-Pacífico (p. ej., ofiolitas en el Complejo Franciscano en California, EUA), y (iii) ofiolitas en zonas de sutura presentes en zonas de colisión continente-continente o arco-continente (p. ej., ofiolitas en los sistemas orogénicos Alpino-Himalaya, Caledoniano, Herciniano y Urales). Bodinier y Godard (2003) incluyen a los principales cinturones orogénicos (p. ej., Cinturón Apalachiano-Caledoniano-Uraliano, Pan-Africano y Alpino-Himalaya) en el concepto de peridotitas ofiolíticas.

Bodinier y Nicolas (1985) proponen otra clasificación de ofiolitas dividida en dos tipos: lherzolita y harzburgita, con base en las variaciones litológicas del manto en dos complejos ofiolíticos completos (oeste de los Alpes al norte de Italia, y el de Semail, Omán).

La ofiolita tipo lherzolita está constituida por una secuencia de manto predominantemente lherzolítico, éste tipo de fragmentos de manto lherzolítico se forma debido a grados bajos de fusión parcial, lo cual se explica por tasas de expansión lenta en dorsales oceánicas (Boudier y Nicolas, 1985; Moores *et al.*, 2000; Bodinier y Godard, 2003). Entre las pocas ofiolitas incluidas en este grupo están las del oeste de los Alpes al norte de Italia, consideradas remanentes del Tetis Ligurido del Jurásico, las cuales representan el basamento para la secuencia sedimentaria desde el Jurásico Superior hasta el paleoceno (Bodinier y Godard, 2003), las del Oeste de los Alpes Dináridos en la península Balcánica (Nicolas y Jackson, 1972), y en algún grado la ofiolita Trinity (California, EUA; Quick, 1981).

La ofiolita tipo harzburgita incluye segmentos de manto dominados por harzburgitas. Bodinier y Godard (2003) han propuesto que la composición refractaria (grado alto de extracción del fundido) de este tipo de manto, se forma en dorsales de expansión intermedia a rápida. La ofiolita tipo para este grupo es la ofiolita de Semail en Omán, la cual es el segmento más grande (2×10^4 km²) de litósfera oceánica expuesta en la superficie de la tierra (Bodinier y Godard, 2003).

Se considera que esta ofiolita representa parte del piso oceánico del Neo-Tetis obducido sobre la placa Arábica a finales del Cretácico (Bodinier y Godard, 2003). Está compuesta por harzburgitas tectonizadas con textura porfiroclásticas de grano grueso que registraron temperaturas altas ($> 1200\text{ }^{\circ}\text{C}$) (Boudier y Coleman, 1981); se ha propuesto que se formó ya sea por expansión rápida de una dorsal oceánica (Nicolas, 1989), o bien en una zona de suprasubducción en ambiente de ante arco (Lippard *et al.*, 1986; Searle y Cox, 1999). Otros ejemplos de ofiolitas de este tipo son las ofiolitas de Papúa en Nueva Guinea (Davies, 1980) y del Macizo de Sur, en Nueva Caledonia (Cassard, 1980).

De acuerdo con Dilek (2003), las clasificaciones de ofiolitas deben tener en cuenta no sólo aspectos del basamento tectónico sino aspectos de su geología regional para poder interpretarlas y clasificarlas en ambientes tectónicos diferentes, ya que existen muchas ofiolitas con “arquitecturas”, firmas químicas, e historias geológicas diferentes, que sugieren ambientes tectónicos también diferentes.

Dilek (2003) propone los siguientes tipos de ofiolitas con base en su ambiente tectónico, inferido a partir de sus mecanismos de emplazamiento (p. ej., colisión versus acreción): (i) ofiolitas tipo San Francisco; (ii) ofiolitas tipo Mediterráneo; (iii) ofiolitas tipo Caribe; (iv) ofiolitas tipo Sierra.

(i) Ofiolitas tipo San Francisco

Estas ofiolitas están espacialmente asociadas con complejos acrecionarios de márgenes activas, se encuentran tectonizadas e intercaladas con zonas de melanges que contienen rocas metamórficas de alta presión asociadas a zonas de subducción. Algunos ejemplos de ellas son el complejo Franciscano en California, y las Islas Japonesas (p. ej., ofiolitas Oeyama y Yakuno). Este tipo de ofiolitas incluyen fragmentos de peridotitas abisales, gabros y basaltos con origen en posibles zonas de fracturas, placas de cortezas oceánicas originadas en dorsales centro oceánicas (gabro y lavas en almohadillas), fragmentos desmantelados de montes submarinos y complejos de arcos de isla.

El emplazamiento tectónico de las ofiolitas tipo San Francisco consiste en que durante la subducción, la corteza oceánica y el manto subyacente son removidos desde la litosfera oceánica descendente y son incorporados en el complejo de subducción sobreyacente que se desarrolla en la interfase de las dos placas, formando una zona de melange con matriz serpentínica (canal de subducción). El último emplazamiento o exhumación de estas ofiolitas a presión alta ocurre cuando se produce colisión ortogonal u oblicua entre el arco y el margen continental (Moore, 1982).

(ii) Ofiolitas tipo Mediterráneo

Estas ofiolitas presentan una estratigrafía más completa y una secuencia mantélica mayoritariamente harzburgítica y dunítica, con significantes cantidades de cromitas podiformes. La composición de su peridotita refleja grado alto de fusión parcial y presenta afinidad con magmas toleíticos a calco-alcalinos. Este tipo de ofiolitas corresponde a la clase HOT pasando por el tipo harzburgita-lherzolita (LHOT) de Boudier y Nicolas (1985).

El emplazamiento de las ofiolitas tipo Mediterráneo (zonas de suprasubducción o dorsal oceánica) es muy complejo, y todavía existen muchas cuestiones por resolver. El límite inferior de estas ofiolitas, al igual que en las de tipo San Francisco, está definido por fallas inversas de muy bajo ángulo, indicando que su emplazamiento está relacionado con un evento de acortamiento cortical. Este acortamiento puede estar relacionado con una colisión, o con otros eventos tectónicos como subducción con polaridad reversa.

(iii) Las ofiolitas tipo Caribe

Estas ofiolitas consisten en asociaciones de corteza oceánica originadas en una *Large Igneous Province* (LIP) y se presentan en la región del mar Caribe. Su estructura interna y la estratigrafía de fragmentos de placas oceánicas emplazados tectónicamente son muy heterogéneos pero pueden contener subunidades ofiolíticas, que incluyen flujos de lava almohadillada y masiva (con composición desde N-MORB pasando por MORB transicional (T-MORB a E-MORB), gabros isotrópicos a bandeados, y dunita con bandas de lherzolita, olivino

websterita, y olivino gabronoritas en niveles estructuralmente bajos. Los complejos de diques paralelos están ausentes generalmente.

(iv) Las ofiolitas tipo Sierra

Estas ofiolitas tipo Sierra aparecen en el Cinturón del Pacífico (p.ej., Japón, Filipinas y Cuba), consisten en rocas plutónicas, volcánicas e hipoabisales, y diques paralelos de diabasa. El ejemplo más representativo incluye las de un arbo Jurásico expuesta en la parte occidental de la Sierra Nevada en California. Las rocas volcánicas varían desde basaltos y basalto-andesita hasta dacitas y riolitas. Las rocas volcanoclásticas están distribuidas ampliamente indicando la construcción de edificios de arco volcánico durante la evolución de estas ofiolitas. Este tipo puede corresponder al de Cordillera de Moores (1982).

Por otra parte, en ofiolitas con manto de tipo refractario (harzburgítico; p. ej., Xayacatlán, México), el debate se ha centrado en si las tasas altas de fusión parcial alcanzadas por peridotitas del manto están relacionadas con un ambiente de dorsal oceánica de expansión rápida (Coleman, 1977; Boudinier y Nicolas, 1985; Nicolas, 1989), o con un ambiente de suprasubducción (Ishiwatari *et al.*, 1994; Stern, 2004). A este respecto, (Moores *et al.*, 2000) sugirieron que las firmas geoquímicas de lavas pueden reflejar la contaminación de sus fuentes mantélicas por placas antiguas subducentes.

1.3. Texturas de las serpentinas

Se denomina serpentina a un grupo de filosilicatos trioctaédricos, cuya fórmula ideal es $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$, y donde el desajuste entre sus capas tetraédrica y octaédrica da lugar a los distintos minerales de la serpentina: antigorita, lizardita y crisotilo (Wicks y Whittaker, 1975). Tradicionalmente se ha considerado a la antigorita como un polimorfo más de la serpentina, pero estrictamente no es parte del grupo de los polimorfos de la serpentina (Wicks y Whittaker, 1975). En la antigorita el ajuste entre las capas tetraédrica y octaédrica se realiza mediante la formación de una superestructura consistente en una ondulación de la capa octaédrica según la dirección x, con una disposición de la capa tetraédrica de

forma alternante en las diferentes ondas. Esto implica una ligera variación composicional de antigorita respecto de la fórmula ideal de la serpentina ($>SiO_2$, $<MgO$, $<H_2O$).

Las texturas de las serpentinitas han sido divididas en tres grupos por Wicks y Whittaker (1977): pseudomórficas, no pseudomórficas y de relleno de fracturas. Las texturas pseudomórficas son aquellas que preservan rasgos primarios del protolito, e incluyen a las texturas malladas y de reloj de arena formadas por hidratación de olivino, y a las de bastitas originadas a partir de piroxeno.

La formación de las texturas malladas y en reloj de arena se inicia a lo largo de bordes de grano y de fracturas del olivino, mediante el crecimiento de serpentina. La fragmentación de los cristales originales de olivino, da lugar a una malla de serpentina, que rodea tanto a granos de olivino como a agregados de cristales de serpentina. En la malla externa, los cristales tienden a disponerse perpendicularmente a los centros. Cuando los centros se encuentran completamente alterados, pueden estar formados por: (1) agregados de cristales de serpentina sin orientación aparente; (2) serpentina isótropa consistente en agregados microcristalinos de serpentina orientados al azar; (3) haces de cristales de serpentina orientados perpendicularmente en sectores alternantes, produciendo una figura análoga a un reloj de arena (Gervilla, 1997).

Las texturas en reloj de arena, y malladas están compuestas comúnmente de lizardita, y ocasionalmente de antigorita o crisotilo (Wicks y Whittaker, 1977; Wicks y O'Hanley, 1988). La asociación mineral que caracteriza a las serpentinitas con textura mallada y en reloj de arena está compuesta por lizardita \pm magnetita o lizardita+brucita \pm magnetita (Wicks y Whittaker, 1977; Gervilla, 1997).

La formación de la textura de bastita se inicia a lo largo de bordes de grano y de fracturas de piroxeno, y prosigue siguiendo los planos de exfoliación. El

resultado es la pseudomorfización de los cristales de piroxeno originales por serpentina (Gervilla, 1997). Estos pseudomórfos reciben el nombre de bastita y según Wicks y Whittaker (1977), generalmente están compuestos de lizardita y raramente por crisotilo.

Las texturas no pseudomórficas se forman por recristalización de las pseudomórficas, ó menos frecuentemente a través de la serpentización directa de olivino, piroxeno y anfíbol primario. Las primeras están formadas por texturas interpenetrativa e interconectante. Suelen estar formadas por la interpenetración de cristales de antigorita con algo de magnetita, y con mucha menor frecuencia, brucita. Por otro lado, la textura interconectante presenta granos equigranulares, irregulares y algunas veces esferulíticos. Esta textura se desarrolla formando islas aisladas pequeñas y puede consistir en crisotilo.

Las texturas de relleno de fracturas (vetas) están compuestas principalmente de crisotilo; no obstante, crisotilo y antigorita también pueden estar presentes (Gervilla, 1997).

1.4. Antecedentes y planteamiento del problema

Estudios previos de las serpentinitas de Tehuizingo se han enfocado principalmente a su geología general (Ortega-Gutiérrez, 1978; Carballido-Sánchez y Delgado-Argote, 1989), a su mineralogía (Solis-Muñoz, 1978; González-Mancera, 2001), y a su relación con cuerpos de cromititas masivas (Proenza *et al.*, 2004; Zaccarini *et al.*, 2005). Sin embargo, el origen de las serpentinitas de Tehuizingo es todavía un tema de debate. Las serpentinitas fueron inicialmente interpretadas como parte de una ofiolita originada en una dorsal oceánica (Ortega-Gutiérrez, 1978). En contraste, Proenza *et al.* (2004) sugieren que las serpentinitas de Tehuizingo fueron formadas en el límite de una placa convergente como parte de una estructura de arco de islas, y fueron interpretadas como un fragmento de litósfera oceánica (ofiolita de Xayacatlán) formada en un ambiente de arco/tras arco. González-Mancera *et al.* (2009) proporcionan datos

que apoyan la idea de un ambiente de suprasubducción como origen de estas serpentinitas. Nance *et al.* (2006) proponen que los cuerpos ultramáficos del Complejo Acatlán se asocian con etapas tempranas (Ordovícico) de la apertura del Océano Rhéico en el margen oeste de Gondwana. El origen, geoquímica y evolución petrológica de los cuerpos ultramáficos del Complejo Acatlán, a pesar de la importancia central para su reconstrucción paleogeográfica y evolución tectónica, no se han tratado con la profundidad necesaria para resolver estos problemas.

El cuerpo totalmente serpentinizado de Tehuitzingo representa un caso ideal para determinar la estabilidad de las fases ultramáficas y las consecuencias de la deshidratación (reemplazamiento de lizardita y crisotilo por antigorita) de un cuerpo previamente hidratado en la dorsal oceánica dentro del contexto geológico de la evolución paleozoica del CA.

1.5. Objetivos

Con el fin de aportar información acerca de la procedencia y evolución de las serpentinitas del CUT, este trabajo se enfoca en el estudio de su mineralogía, texturas, geoquímica (isótopos estables y REE) acerca de los temas siguientes: a) petrografía y asociaciones mineralógicas, b) ambiente en que se formó la peridotita del CUT a través del uso de un indicador petrogenético (Cr-espínela) y de la distribución de REE, c) condiciones de presión, temperatura y fugacidad de oxígeno presentes durante la formación de fases minerales (serpentininas, Cr-espínela, cloritas y sulfuros), y d) fluidos que participaron en los procesos de serpentización en el CUT. A partir de estos resultados se pretende plantear un modelo de evolución del CUT basado en el contexto geológico al que pertenece este cuerpo dentro del Complejo Acatlán.

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

3.1. Trabajo de campo y toma de muestras

Se colectaron un total de cuarenta y cinco muestras (Tabla 2), diecisiete de las cuales correspondieron al CUT y el resto a rocas metabasitas y metapelitas asociadas. El muestreo se realizó en dos zonas (Figura 3), correspondientes al Cañón Los Venaditos (CV) y al poblado de Atopolitlán (CUAT), ambas localizadas en la región de Tehuizingo, al sur del Estado de Puebla.

3.2. Técnicas analíticas

3.2.1. Microscopía óptica de luz transmitida y reflejada

Se prepararon cuarenta y cinco láminas delgadas a partir de las muestras correspondientes y se examinaron por medio del microscopio petrográfico. Se seleccionaron diecisiete ejemplares y se estudiaron en luz transmitida y reflejada para determinar las asociaciones mineralógicas presentes, y las relaciones texturales entre las fases. También se identificaron las fases opacas como cromita y sulfuros para su determinación microquímica posterior por microsonda electrónica (EPMA-WDS).

La descripción de las texturas de las serpentinas se realizó usando el criterio propuesto por Wicks y Wittaker (1977).

3.2.2. Fluorescencia de Rayos X

Seis muestras de serpentinitas fueron analizadas por fluorescencia de rayos X (FRX) para cuantificar sus elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P). Los análisis fueron realizados por el Químico Rufino Lozano Santa Cruz. Las muestras fueron preparadas en base seca, mezclándolas con 90% de fundente compuesto de tetraborato y metaborato de litio en proporción 1:1. Posteriormente, para obtener las perlas de vidrio esas mezclas fueron fundidas en un hornillo Fluxy de Claisse, y después fueron medidas en el espectrómetro secuencial SIEMENS

SRS 3000 con tubo de ánodo de Rh, instalado en el Laboratorio de FRX-LUGIS del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México.

La comparación se realizó en curvas analíticas construidas con material de referencia internacional preparado según Lozano y Bernal (2005). Las muestras de referencia utilizadas fueron: NIM-P, NIM-N, NIM-S, NIM-G proporcionadas por el SAB (South African Bureau of Standards), JB-1a y JG-1 proporcionadas por el GSJ (Geological Survey of Japan), QLO-1 proporcionada por el USGS (United States Geological Survey), BE-N, DT-N, DTS-1, AL-1 y FK-N proporcionadas por CRPG (Centre de Recherches Petrographique et Geochimiques de Francia), Es-3 y Es-4 proporcionados por el Instituto de Geología de la TTU (Tallin Technical University de Estonia), y 4 materiales de referencia preparados *in-house* denominados IG-2, BCU-3, MGO75 y MGO100.

3.2.3. Difracción de Rayos X

Se analizaron ocho muestras representativas de las serpentinitas, por difracción de rayos X en un difractómetro de polvo automático Siemens D500, trabajando a 0.5° $2\theta/\text{min}$, con radiación monocromática de Cu $K\alpha$ ($\lambda = 1.54060$) a 40 Kv y 30 nA. Dicho estudio fue realizado por el Dr. Xavier Alcobé Ollé en los *Serveis Científico-Tècnics* de la Universidad de Barcelona, España. Esta técnica de análisis se utilizó para complementar la identificación de fases minerales realizada por microscopio óptico, por microscopía electrónica de barrido con analizador de energías (EDS) y por microsonda electrónica (EPMA-WDS).

3.2.4. Microsonda y microscopía electrónica de barrido

Se analizó un total de cuarenta y cinco muestras (Tabla 2) en láminas delgadas por microscopía electrónica de barrido (MEB) equipado con EDS, en un equipo JEOL-5900LV, ubicado en la Facultad de Química de la UNAM.

Posteriormente se seleccionaron seis láminas delgadas (Tabla 2) para el análisis químico por EPMA-WDS, el cual se llevó a cabo en un equipo CAMECA

SX50 con cuatro espectrómetros en los *Serveis Científico-Tècnics* de la Universidad de Barcelona bajo las siguientes condiciones de trabajo:

- a) En los silicatos (serpentininas y cloritas) se utilizó un voltaje de 20 Kv y una corriente sobre la muestra de 15 nA, y se midieron las líneas espectrales $K\alpha$ del Fe, Mn y Ni con un cristal LIF; las $K\alpha$ del Mg, Si, Al, Na con un cristal TAP y las $K\alpha$ del Ca, Cr, Ti y K con un PET. Los patrones utilizados fueron ortoclasa (Si,Al,K), hematita (Fe), periclasa (Mg), wollastonita (Ca), rodonita (Mn), NiO (Ni), rutilo (Ti), albita (Na) y óxido de cromo (Cr). La mayoría de los elementos fueron medidos con un tiempo de adquisición de 10 s, excepto para Ni, V y Zn (30 s) y un diámetro de haz de $<1 \mu\text{m}$.
- b) Para los óxidos (cromitas, ferritcromita y magnetita) se utilizaron condiciones análogas, a excepción de los análisis de Cr-espinela, para la cual se usó una corriente de 20 nA. Los patrones utilizados fueron cromita (Cr, Al, Fe), periclasa (Mg), rodonita (Mn), óxido de níquel (Ni).
- c) Los análisis de sulfuros se realizaron con un voltaje de aceleración de 25 Kv y una corriente de 20 nA, sobre las líneas espectrales $K\alpha$ del Fe, Co, Ni y Cu con un LIF, y la $K\alpha$ del S con un PET. Los patrones utilizados fueron CoO para Co, NiO para Ni, calcopirita para S, Cu y Fe, y GaAs para As. La mayoría de los elementos fueron medidos con un tiempo de adquisición de 10 s, excepto para el Ni (30 s), y un diámetro de haz de $\sim 1 \mu\text{m}$.

Algunos análisis adicionales se realizaron por EPMA-WDS en el silicato hidratado (nepouita; Ve_{21}), en un equipo JEOL JXA-8900R por el Ing. Geólogo Carlos Linares López en el Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica de la UNAM, utilizando las condiciones y patrones mencionados arriba para silicatos.

3.2.5. Espectrometría de masas para isotopos estables

Seis muestras de concentrados minerales se procesaron para determinar sus valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y de δD por espectrometría de masas en un equipo Finnigan MAT Delta XL del Departamento de Ciencias de la Tierra y Planetarias de la Universidad de Nuevo México, EUA, por el Dr. Viorel Atudorei.

Estos concentrados consistieron en tres muestras de serpentina y tres muestras de clorita. Para obtener dichos concentrados se realizó el siguiente procedimiento: las muestras, se molieron primero en mortero de ágata y después se lavaron con agua destilada usando un baño de ultrasonidos. La fracción con un tamaño de malla <80 ($<177\ \mu\text{m}$) se separó con el fin de remover contaminantes. La magnetita fue eliminada por medio de un imán. Finalmente se obtuvieron los concentrados minerales mediante separación manual en un estereoscopio binocular, estimándose una pureza del 95%.

Los análisis de los isótopos de oxígeno y deuterio se realizaron usando las técnicas de fluorinación de Sharp (1990) y el método de Sharp *et al.* (2001), respectivamente. Las muestras de silicatos fueron atacadas con BrF_5 y calentadas con un láser 25-W Merchantek CO_2 . El gas O_2 fue purificado y colectado en un filtro molecular 13X. La cantidad de muestra utilizada fue de entre 1 y 2 mg para el $\delta^{18}\text{O}$, y de entre 2 y 4 mg el δD .

3.2.6. Espectrómetro de masas con plasma inductivamente acoplado (ICP-MS)

Los análisis de elementos traza y REE (Cr, Rb, Cu, Ni, Zn, Y, Zr, Nb, REE, As, Sb, Pb, Sr, Ce, Nd, Sm, Sc) se hicieron por ICP-MS en el laboratorio comercial ACTLABS, Ontario, Canadá, siguiendo el método establecido por Pearce *et al.* (1995). Para ello, seis muestras de serpentinita fueron digeridas con ácidos ultrapuros ($\text{HNO}_3\text{-HCl}$, $\text{HNO}_3\text{-HCl-HF}$ o $\text{HClO}_4\text{-HNO}_3\text{-HF}$) y analizadas en largos tiempos de conteo. El límite de detección de la técnica usualmente está entre 0.01 y 0.001 ppm.

CAPITULO 2. MARCO GEOLÓGICO

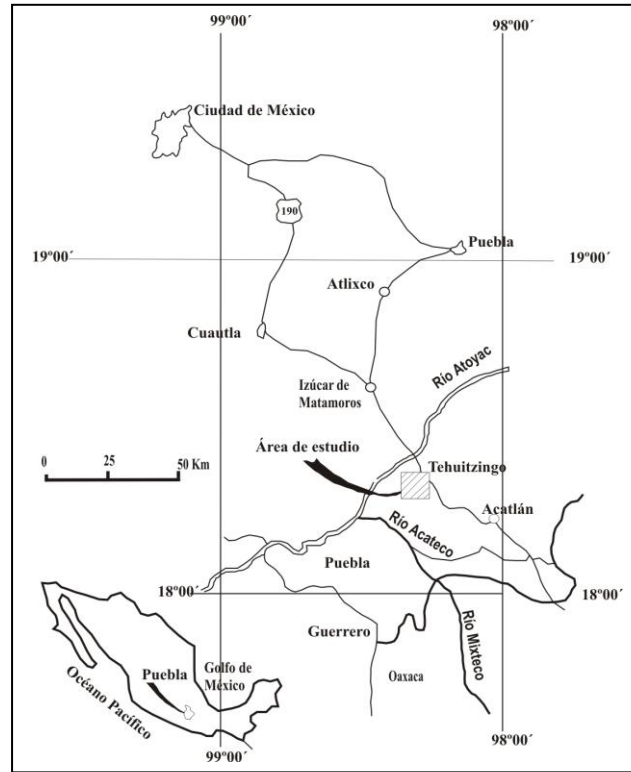
2.1. El Complejo Acatlán

El área de Tehuizingo, estado de Puebla (Figuras 1a-b), en donde se localiza el CUT, aflora la Formación Xayacatlán (Figura 2a-b), unidad del Complejo Acatlán (CA) que fue interpretada como una ofiolita (Ortega-Gutiérrez, 1981a).

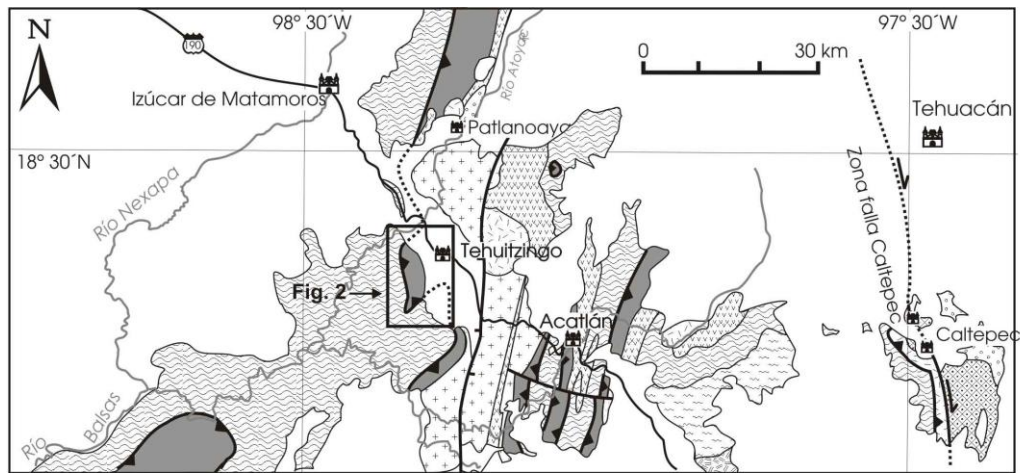
El Complejo Acatlán (CA) es el más complicado de los cinturones metamórficos en el Sur de México (Ortega-Gutiérrez, 1981b) y representa la evolución geológica de esta parte de México durante el Paleozoico. De acuerdo con Ortega-Gutiérrez (1978), el CA consiste de una secuencia eugeoclinal cuya evolución estuvo controlada por los procesos geodinámicos que involucran la apertura de una cuenca oceánica y su posterior clausura por colisión continental (Ciclo de Wilson). De tal forma que este complejo resultó de la evolución geológica de apertura y cierre de una cuenca oceánica paleozoica con colisión entre Laurencia y Gondwana. A este evento de colisión se le asignó el nombre de orogenia Acateca (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999).

Debido a la semejanza geológica que el CA tiene con respecto al Cinturón Orogénico Apalachiano-Caledoniano, Ortega-Gutiérrez (1981a) ha propuesto que existe una correlación entre ambos, la cual sitúa los eventos evolutivos del CA dentro de los de la orogenia Apalachiana-Caledoniana. Así el CA representa una pieza crítica en la historia geológica del Sur de México, la cual contiene el registro completo del cierre de un océano proto-Atlántico Paleozoico-premississípico.

a



b



Complejo Acatlán



Figura 1. **(a)** Localización del área de estudio al sur de México. **(b)** Mapa geológico del Complejo Acatlán mostrando el área de Tehuizingo como parte de la formación ofiolítica de Xayacatlán. Modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.* (1999).

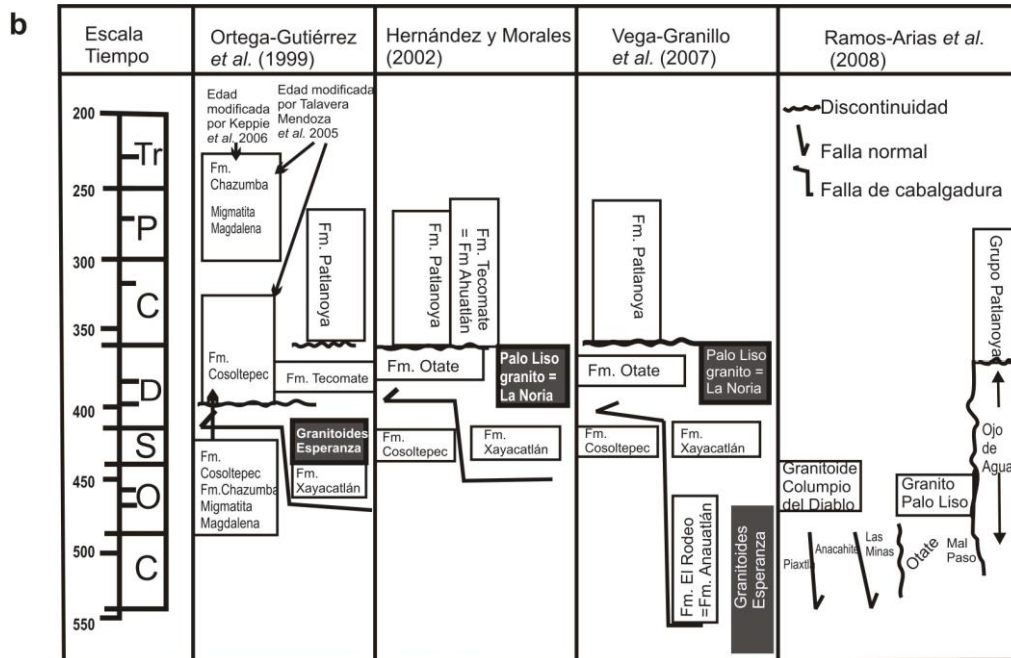
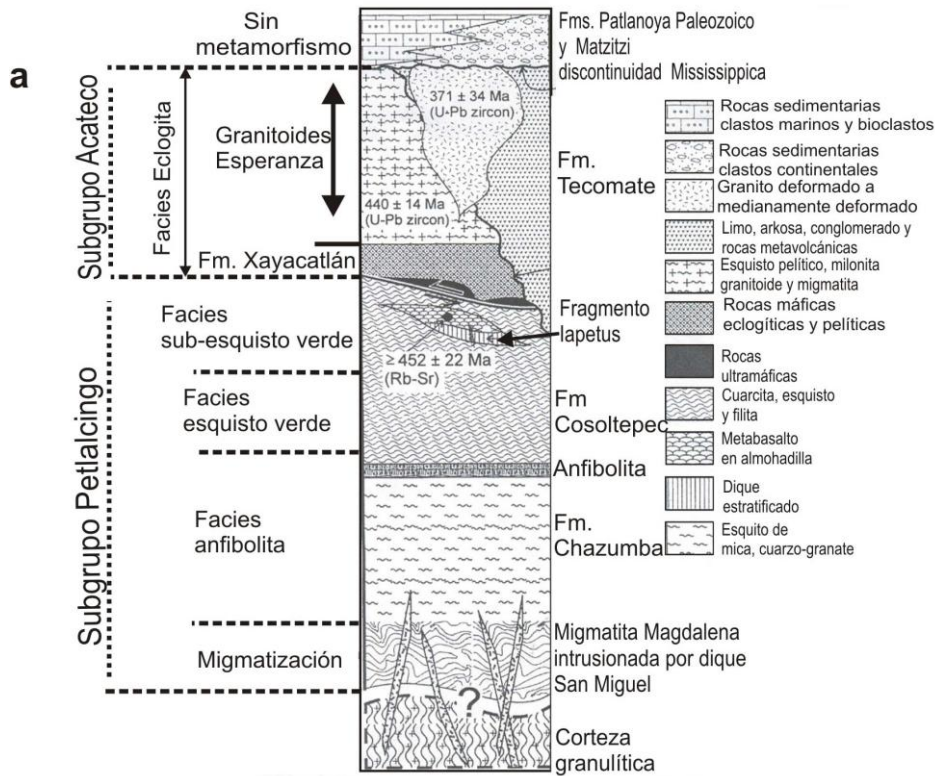


Figura 2. **(a)** Columna tectonoestratigráfica del Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). **(b)** Estratigrafía de las unidades del CA, mostrando sus relaciones en el tiempo (modificada de Ramos Arias *et al.*, 2008). Abreviaciones: Tr, Triásico; P, Pérmico; C, Carbonífero; D, Devónico; S, Silúrico; O, Ordovícico, C, Cámbrico.

La estratigrafía y unidades tectonoestratigráficas que constituyen al CA (Figura 2a-b) han sido descritas por Ortega-Gutiérrez (1978, 1981b, 1993), Ortega-Gutiérrez *et al.* (1999), Yáñez *et al.* (1991), Weber *et al.* (1997), Malone *et al.* (2002), Hernández-Espíritu y Morales-Morales (2002), Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (2002), y Nance *et al.* (2006), Vega-Granillo *et al.* (2007), Keppie *et al.* (2008). De acuerdo con Ortega-Gutiérrez *et al.* (1999), el CA consiste en dos unidades tectónicas (Figura 2a): la placa inferior (para-autóctona) consiste en un paquete de rocas metasedimentarias (formaciones Cosoltepec, Chazumba y Magdalena) dentro del cual hay además metabasaltos almohadillados y diques paralelos; y la placa superior (alóctona) representa y comprende rocas eclogitizadas máficas y ultramáficas, interestratificadas con metasedimentos pelíticos y silícicos (Formación Xayacatlán) cubiertas tectónicamente por metagranitoides y migmatitas (Granitoides Esperanza). Estas dos formaciones están cubiertas a su vez por la formación volcano-sedimentaria Tecomate, la cual es intruida por los plutones paleozoicos de La Noria y Totoltepec. Por último, el CA fue cubierto por rocas marinas de edad mississípica (Ortega-Gutiérrez, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999).

El CA tiene una extensión entre 10,000 y 15,000 km² y es el basamento del terreno Mixteco en el sur de México (Sedlock *et al.*, 1993). De acuerdo con el modelo propuesto por Ortega-Gutiérrez (1993), este basamento registró subducción y obducción de una ofiolita (Formación Xayacatlán) en el Paleozoico temprano, colisión de rocas oceánicas del terreno Mixteco con corteza continental precámbrica del terreno Zapoteco a principios del Paleozoico medio, deformación y metamorfismo a fines del Paleozoico, y sedimentación de estratos marinos sin-orogénicos y post-orogénicos a fines del Paleozoico. Según Ortega-Gutiérrez (1978 y 1993) el CA se formó esencialmente como un orógeno colisional en el intervalo Cámbrico-Devónico asociado con el cierre del Océano Iapetus, aunque estudios más recientes (p. ej., Murphy *et al.* 2006; Nance *et al.*, 2006; Keppie *et al.*, 2008; Nance *et al.*, 2010) lo relacionan con la apertura y cierre del Océano Rético durante el Paleozoico tardío, y a la convergencia de placas del Pacífico

contra el margen oeste de Pangea. De acuerdo a Nance *et al.* (2010) y Murphy *et al.* (2010), el Océano Rhéico se abrió en el Ordovícico temprano a expensas del cierre del Iapetus, cuando terrenos colectivamente denominados peri-gondwánicos (Avalonia y Carolina) en el margen continental del norte de Gondwana se separaron y colisionaron con Báltica y Laurentia durante el Silúrico, creando en el proceso al orógeno Apalachiano-Caledoniano. El cierre del Océano Rhéico a partir del Devónico temprano se vio facilitado al norte por la subducción bajo el margen sur de Báltica (cinturón Variscano), y al sur por la subducción bajo el noroeste del margen de Gondwana en el cinturón Apalachiano-Ouachita, terminando con la sutura entre Gondwana y Laurentia durante la orogenia Variscan-Alleghania-Ouachita que dio lugar a la formación de Pangea (Nance *et al.*, 2010).

Se ha propuesto que en el CA ocurrió un evento metamórfico de presión alta >14 kbar (Murphy *et al.*, 2010), interpretado en términos de subducción, seguido por exhumación (Keppie *et al.*, 2008), durante el Ordovícico a Silúrico temprano (440 ± 14 Ma; U-Pb zircón en granitoides Esperanza; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999) o durante el Devónico tardío a Mississípico (Nance *et al.* 2006). Meza-Figueroa *et al.* (2003) concluyeron que el CA (granitoides Esperanza y Formación Zayacatlán) fue afectado por un metamorfismo en facies de eclogita durante el Ordovícico, con temperaturas que oscilaron alrededor de 560°C y presiones de entre 11 y 15 kbar. Aunque, Vega-Granillo *et al.* (2007) proponen tres eventos de alta presión; para metabasitas de la Fm. El Rodeo ($T \sim 350^\circ$ a 450°C ; $P \sim 3$ a 5 kbar), rocas eclogitas de la Fm. Xayacatlán ($T \sim 490^\circ$ a 610°C ; $P \sim 12$ a 13 kbar), y para granitoides Esperanza en facies de eclogita ($T \sim 730$ a 830°C ; 15 a 17 kbar).

La interpretación de los eventos tectónicos del CA en el sur de México es controversial, y no se discuten en este trabajo por no ser su objetivo central. Se ha propuesto que las rocas de presión alta (granitoides Esperanza y Fm. Xayacatlán) marcaron la sutura oceánica entre Laurentia y Gondwana (Ortega-Gutiérrez, 1981b; Talavera Mendoza, *et al.*, 2005; Vega-Granillo *et al.*, 2007, 2009), aunque Keppie *et al.* (2008) y Nance *et al.* (2010) indican que las rocas de presión alta

cámbrico-ordovícicas (talud continental) se originaron en una región de ante arco de la placa superior, la cual fue removida por subducción por erosión, llevada hacia abajo en un canal de subducción y extruida por el mismo canal al ser transferida a la placa superior entre las partes occidental y oriental del terreno Mixteco durante el Devónico (Nance *et al.*, 2010; figura 19). Estos autores sugieren que los eventos de metamorfismo en facies de eclogita y el de exhumación que dieron lugar al CA, deben ser atribuidos al cierre del océano Rhéico (Dévónico-Carbonífero) y no al cierre de Iapetus de edad más antigua (Ordovícico-Silúrico).

Particularmente, dos modelos son planteados con respecto a la evolución del CA. En el primer modelo algunos autores (Mac Niocaill *et al.*, 1997; Dalziel, 1997; Keppie *et al.*, 2008; Nance *et al.*, 2010) plantean que terrenos de peri-Gondwana (Avalonia y Carolina) se adicionaron a Laurentia a finales del Ordovícico, mientras que en el segundo se propone (Miller y Kent, 1988; Dalla-Salda *et al.*, 1992; Dalziel *et al.*, 1994) la colisión directa entre el margen Apalachiano de Laurentia y el margen Andino de Gondwana. De acuerdo con Ortega-Gutiérrez *et al.* (1999) en el primer modelo el CA podría haber sido parte de la sutura de Iapetus formado por la acreción de los terrenos de Avalonia y Carolina adicionados en el suroeste del margen de Laurentia a finales del Silúrico, y sugiere además que el segundo modelo es más consistente con la reconstrucción reciente Ordovícica Tardía-Silúrica (Mac Niocalli *et al.*, 1997; Dalziel, 1997), donde Gondwana y Laurentia son separados por un océano en el Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano.

2.2. El Cuerpo Ultramáfico de Tehuitzingo (CUT)

Las rocas ultramáficas en la Formación Xayacatlán (Figura 2a) que se localizan en la región de Tehuitzingo (Figura 1a-b), representan el objeto de estudio de este trabajo.

Entre los estudios geológicos más relevantes que se han realizado en las rocas premississípicas que contienen el CUT están los de Ordóñez (1906), Salas (1949), Kesler y Heath (1970), Rodríguez-Torres (1970), Kesler (1973), Carballido-Sánchez y Delgado-Argote (1989), y Ortega-Gutiérrez (1975b, 1978, 1981b, 1993).

El CUT dentro del CA se encuentra ubicado en la región de Tehuitzingo, sur del estado de Puebla (Figura 1a), y es el cuerpo ultramáfico más grande dentro del CA, con una longitud de 8 km aproximadamente y un grosor mayor a los 500 m, representando el componente ultramáfico de la Formación de Xayacatlán. El CUT se extiende desde Tlachinola hasta Atopoltitlán, al suroeste de Tehuitzingo (Figura 3). Las serpentinitas están yuxtapuestas a lo largo de una falla de cobijadura regional sobre rocas metasedimentarias de grado bajo de la Formación Cosoltepec (Ortega-Gutierrez, 1993).

La Formación Xayacatlán agrupada junto con los granitoides Esperanza en la unidad Piaxtla (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Ramírez-Espinoza, 2001) es una de las unidades tectonoestratigráficas fundamentales del CA (Figura 2a-b), ya que está considerada como una ofiolita desmembrada (Ortega-Gutiérrez, 1981a, 1993), en la que uno de sus componentes principales son las peridotitas totalmente serpentinizadas del CUT. Posiblemente la ofiolita original estuvo formada por peridotitas (manto), gabros, diques doleríticos y basaltos almohadillados (corteza oceánica) y sedimentos pelágicos cubriéndola. Estos elementos reagrupados en orden estructural ascendente definen una ofiolita típica (Coleman, 1977).

El metamorfismo de la Formación Xayacatlán según Yáñez *et al.* (1991) tiene una edad Silúrico Tardío a Devónico Medio (416 ± 12 y 388 ± 44 Ma; Sm-Nd roca total-granate); sin embargo, estudios recientes (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005) proponen edades del protolito ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ zircón) abarcando periodos más antiguos (Neoproterozoico-Ordovícico Temprano).

Meza-Figueroa *et al.* (2003) a partir de estudios geoquímicos de las eclogitas de la Fm. Xayacatlán concluyeron que éstas representan material oceánico “mezclado” con rocas continentales como resultado de subducción y orogénesis, lo cual se interpreta como intercalaciones de rocas eclogíticas (oceánicas), con rocas de procedencia continental (metasedimentos y metagranitos) yuxtapuestas tectónicamente.

Los cuerpos de serpentinitas están asociados con esquistos verdes, anfíbolitas, metagabros, rocas eclogíticas y metasedimentos pelíticos y cuarcíticos. Contienen lentes de cromititas y están estrechamente relacionados con las rocas eclogíticas incluidas en una matriz metasedimentaria rica en granate, rutilo y fengita, lo que sugiere que esta asociación ultramáfica-máfica sufrió una historia metamórfica afín de presión alta. Las serpentinitas en algunos sitios del CA forman también lentes asociados con unidades tabulares de metabasitas eclogíticas y rocas metapelíticas de presión alta (Figura 3).

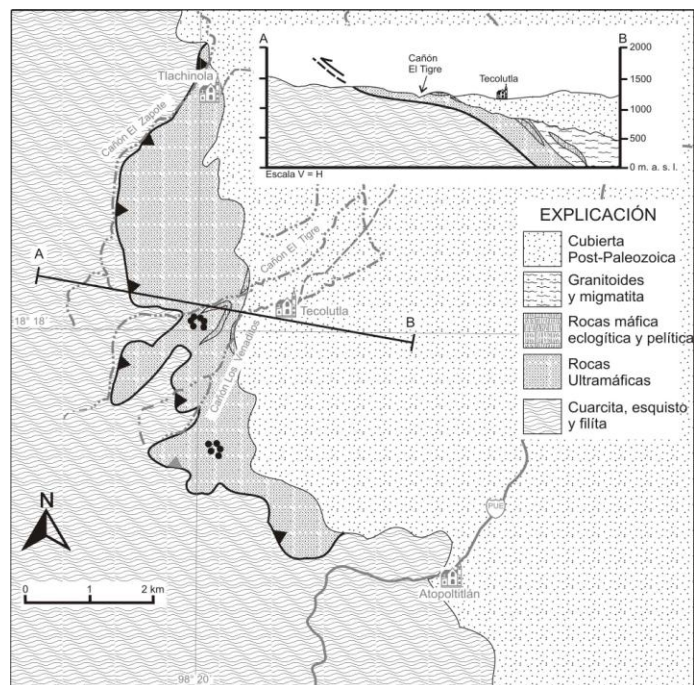


Figura 3. Sección transversal del cuerpo ultramáfico de Tehuitzingo, donde se muestra la localización de las muestras colectadas (puntos) en el Cañón Los Venaditos y en el área cercana al poblado de Atopolitlán (figura modificada de Proenza *et al.*, 2004).

Las relaciones de campo muestran al CUT superpuesto tectónicamente en las unidades gruesas de composición siliciclástica (Cosoltepec y Chazumba) del CA, lo cual indica un cabalgamiento tectónico a gran escala. La íntima asociación espacial y estructural de las eclogitas formando cuerpos grandes tabulares con las serpentinitas sugiere que no se trata de un melange, sino de una unidad coherente con un orden estructural poco perturbado a pesar de la deformación. Las rocas gabroicas y eclogitas no se encuentran como bloques flotantes en la serpentinita, sino como secciones estructurales bien definidas en contacto con estas últimas (Ortega-Gutiérrez comunicación verbal).

Varios trabajos han determinado que la peridotita original del CUT fue una harzburgita rica en cromo-espinela (Ortega-Gutiérrez, 1981a; González-Mancera, 2001; Proenza *et al.*, 2004), que al ser hidratada produjo serpentinas, magnetita, cromita (residual), ferritcromita y posiblemente brucita en cantidades accesorias. La presencia dominante de antigorita y de las texturas interpenetrante e interconectante (no-seudomorfas) está de acuerdo con la historia geológica que se sugiere para el CA (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Sin embargo, debido al amplio campo de estabilidad de la serpentina (antigorita) y la retrogresión prolongada de las rocas estudiadas, el régimen de presión alta que aparentemente afectó a las rocas ultramáficas, que únicamente está parcialmente preservado en la asociación de metabasitas y metasedimentos, no puede ser demostrado en el CUT debido a la falta de minerales apropiados. Se han sugerido presiones de alrededor de 9 kbar y temperaturas máximas de 600°C para este evento de presión alta (Proenza, *et al.*, 2004) con base en la estabilidad de antigorita (p. ej., Berman *et al.*, 1986); ya que arriba de esta temperatura, se habría formado la asociación forsterita + talco o pseudomorfos equivalentes, lo cual, no se observa, en las serpentinitas del CUT.

2.3. Las serpentinitas

Las serpentinitas de Tehuizingo están comúnmente milonitizadas y frecuentemente muestran foliación definida por la orientación preferencial de hojas de antigorita y espinelas (Proenza *et al.*, 2004).

En estas rocas serpentinizadas se han detectado generaciones diferentes de serpentina, y representan residuos de varias etapas de serpentización ocurridas desde que la peridotita original se encontraba bajo el piso oceánico, hasta que fue emplazada en la corteza continental, de acuerdo al modelo geológico propuesto por Ortega-Gutiérrez (1978; 1981a). La serpentinita en el área de estudio está compuesta de antigorita con cantidades subordinadas de lizardita y crisotilo, calcita, dolomita, anfíboles, cloritas, epidota, brucita, espinelas, sulfuros de Fe-Ni, óxidos de hierro (Proenza, *et al.*, 2004; González-Mancera, 2001; Carballido Sánchez y Delgado-Argote, 1989; Ortega-Gutiérrez, 1981a, 1978).

Los estudios previos de las cromititas asociadas a las serpentinitas del CUT (Proenza *et al.*, 2004; Zacarini *et al.*, 2005) sugieren que estas últimas representan fragmentos de litósfera oceánica formada en un ambiente de arco/tras arco. Esas investigaciones también sugieren que las serpentinitas y las cromititas asociadas no experimentaron una redistribución significativa de elementos del grupo del platino (EGP) durante los procesos de serpentización, ni durante el evento metamórfico de presión alta, ni en los eventos subsecuentes de metamorfismo de grado bajo o alteración hidrotermal.

2.4. Metabasitas y metapelitas eclogitizadas

La Formación Xayacatlán incluye lentes pequeños de rocas ultramáficas, cuerpos tabulares delgados de composición básica y metasedimentos (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1981a). El carácter magmático de las rocas básicas de esta formación se preserva tanto en sus estructuras primarias residuales

(bandeamiento ígneo, contactos transgresivos), como en algunas de sus texturas (dolerítica, gabroica) y minerales secundarios (hornblenda basáltica, ilmenita).

Meza-Figueroa *et al.* (2003) propusieron que la mineralogía y las texturas de las eclogitas del CA muestran los efectos de por lo menos tres episodios metamórficos: (1) un evento definido por la asociación granate + onfacita + fengita + rutilo + zoisita-clinozoisita \pm cuarzo \pm anfíbol de Ca-Na; (2) un evento de retrogresión representado por la asociación granate + piroxeno de Ca + anfíbol de Ca + plagioclasa \pm fengita \pm epidota \pm cuarzo; y (3) un metamorfismo de grado bajo que se caracterizó por la asociación anfíbol de Ca + plagioclasa + clorita + epidota.

La geoquímica de las eclogitas de la Formación Xayacatlán muestra que representan material oceánico entremezclado con rocas continentales durante el proceso de subducción e interacción orogénica (Meza-Figueroa *et al.*, 2003).

Según Vega-Granillo *et al.* (2007) y Meza-Figueroa *et al.* (2003) las metabasitas de la Formación Xayacatlán consisten de las siguientes asociaciones prógradas: granate + onfacita + clinozoisita + fengita + barroisita \pm cuarzo \pm rutilo, y albita + barroisita + granate + clinozoisita + fengita \pm cuarzo \pm rutilo, mientras las rocas metapelíticas consisten de asociaciones de: fengita + cuarzo + granate + albita + cloritoide \pm rutilo \pm ilmenita \pm turmalina.

CAPITULO 4. PETROGRAFÍA

4.1. Mineralogía

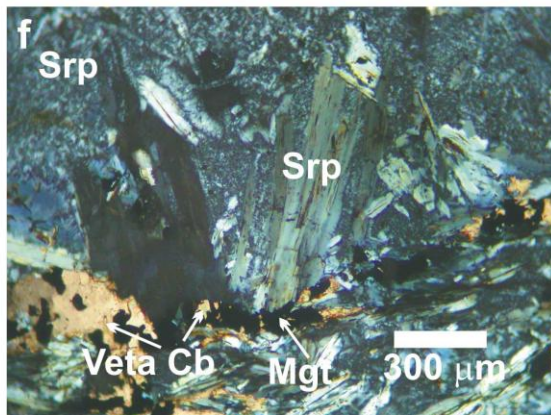
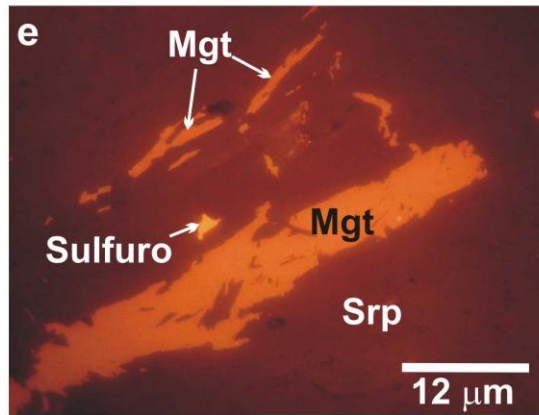
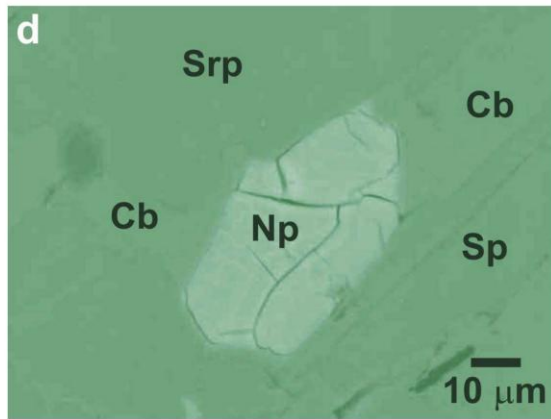
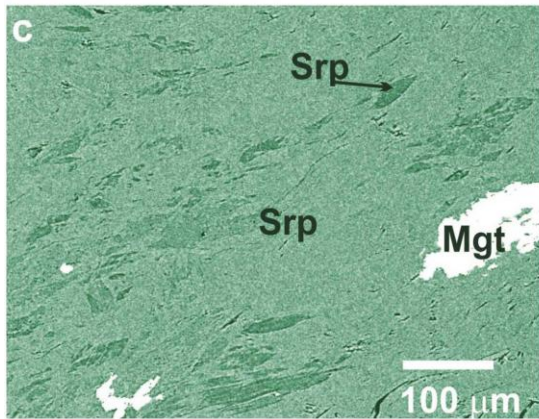
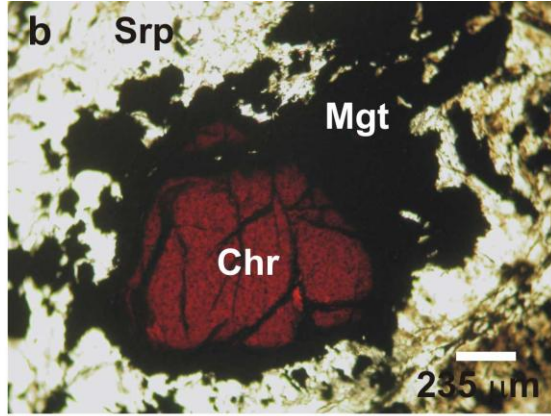
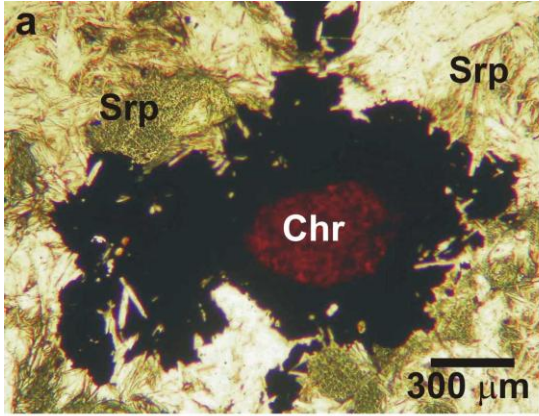
Las muestras estudiadas (Tabla 3) consisten esencialmente en cuerpos ultramáficos serpentinizados casi completamente a serpentinita de antigorita (Ve02, Ve06) y ocasionalmente clorititas (Ve37), lo cual indica eventos persistentes de retrogresión y metasomatismo. La única fase primaria que se conservó fue la Cr-espinela (Figura 4a-b). Algunas muestras presentan una estructura penetrativa definida tanto por la orientación cristalográfica como por la dimensión preferente de cristales laminares de antigorita de 100 μm hasta 500 μm (Figura 4c), pero muchos otros cristales no presentan foliación y algunas laminas de antigorita tienden a formar agregados radiales. El clinocloro, raramente acompañado de tremolita y clinopiroxeno secundarios (Ve26), es un accesorio común en serpentinitas metasomatizadas del CUT ricas en calcio. Una fase (nepouita) de menor reflectancia que los sulfuros pero mayor que la de los demás silicatos detectados, se presenta en una muestra (Ve21; Figura 4d) con un diámetro de entre 30 y 55 μm .

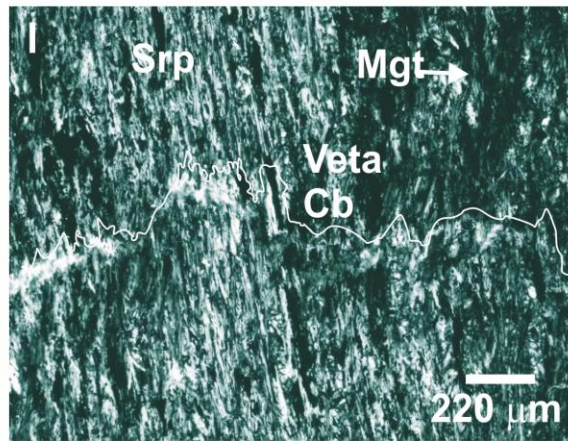
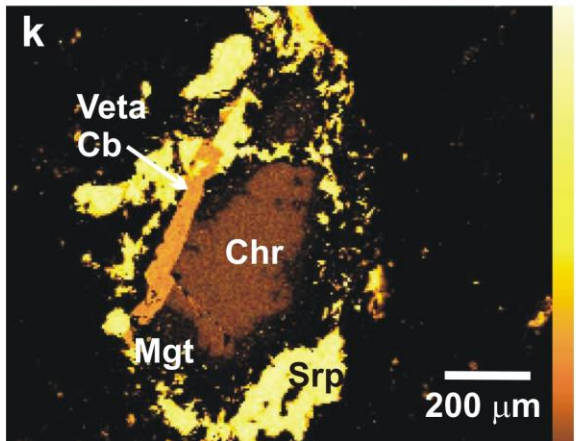
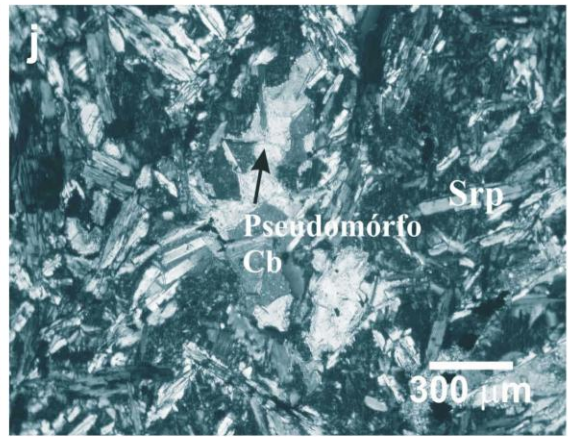
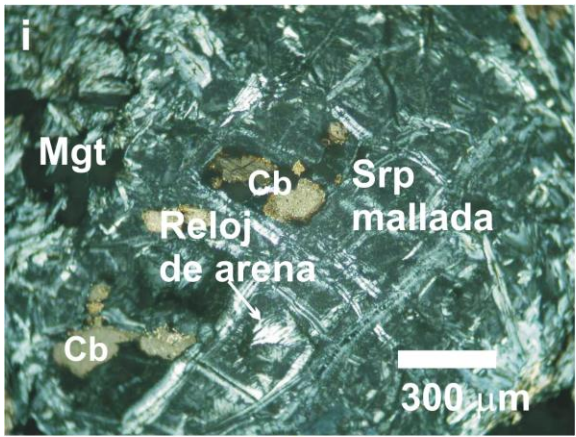
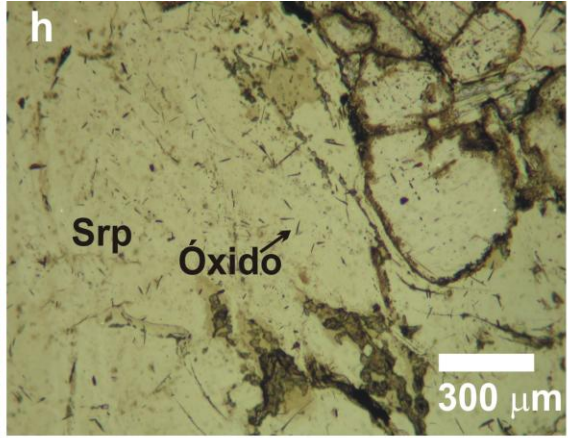
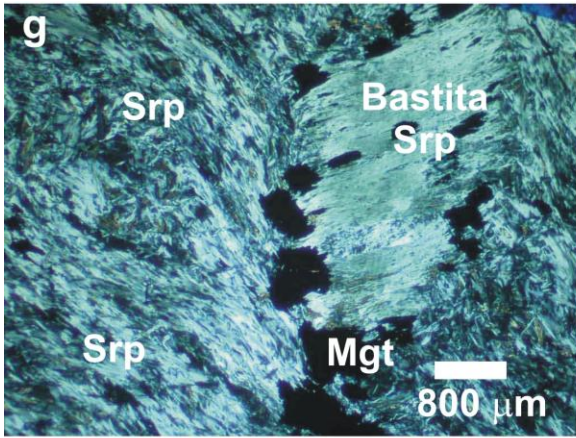
Las fases opacas consisten en escasos sulfuros de Ni (Figura 4e; Tabla 3), con tamaños desde <1 hasta 60 μm , granos de cromita subhedrales a anhedrales (Figura 4a) frecuentemente zoneados, magnetita algunas veces alterada a hematita y goethita. La zonación de la cromita consiste en tres regiones: un núcleo rojizo e isotrópico atravesado frecuentemente por fracturas, un anillo opaco de "ferritcromita" poroso y con mayor reflectancia, y una corona externa de magnetita a veces incompleta. En algunos casos estos granos alterados se encuentran rodeados de una aureola discontinua de clorita (clinocloro) que llega a ser rica en cromo. La magnetita y sus productos de alteración se presentan dispersos regularmente o removilizados a lo largo de una matriz blastomilonítica o foliada de serpentinita, aunque más comúnmente el óxido está asociado con vetas de carbonatos secundarios (Figura 4f). Ocasionalmente, los cristales más grandes de magnetita (arriba de 1.5 mm) conservan núcleos rojizos de cromita (Figura 4b),

indicando que muchos granos pueden ser el producto final de oxidación de la cromita primaria. En otras muestras, la cromita define patrones simplectíticos que sugieren un origen y evolución metamórfica complejos.

Las texturas pseudomórficas (Tabla 3) incluyen a las de bastita de 2 mm a 8 mm formada a partir de ortopiroxeno (Ve26) (Figura 4g), y la textura de red y de reloj arena de ~1mm formadas a partir de olivino (Figuras 4i). En algunas muestras (Ve02, Ve38) muchos cristales de antigorita contienen agujas (Fig. 4h) de una fase translúcida probablemente hematita o ilmenita exueltas a lo largo de dos planos que se interceptan a 90° a partir de lo que fue originalmente la exfoliación del piroxeno. Otros pseudomórfos frecuentes son los de carbonato de Ca y Mg (Ve38) reemplazando la textura de red o mallada (Fig. 4i). En algunos casos, los carbonatos de Ca y Mg (Ve 23) definen estructuras pseudomórficas formadas aparentemente a partir de clinopiroxeno, mayores a 1 mm (Fig. 4j), atravesados por vetas deformadas de antigorita. Ocasionalmente se distinguieron pseudomórfos de olivino serpentinizados que sobrevivieron a la deformación formando granos mayores a 850 μm .

Las abreviaciones minerales utilizadas en este trabajo son de acuerdo a Kretz (1983) excepto cuando se indique.





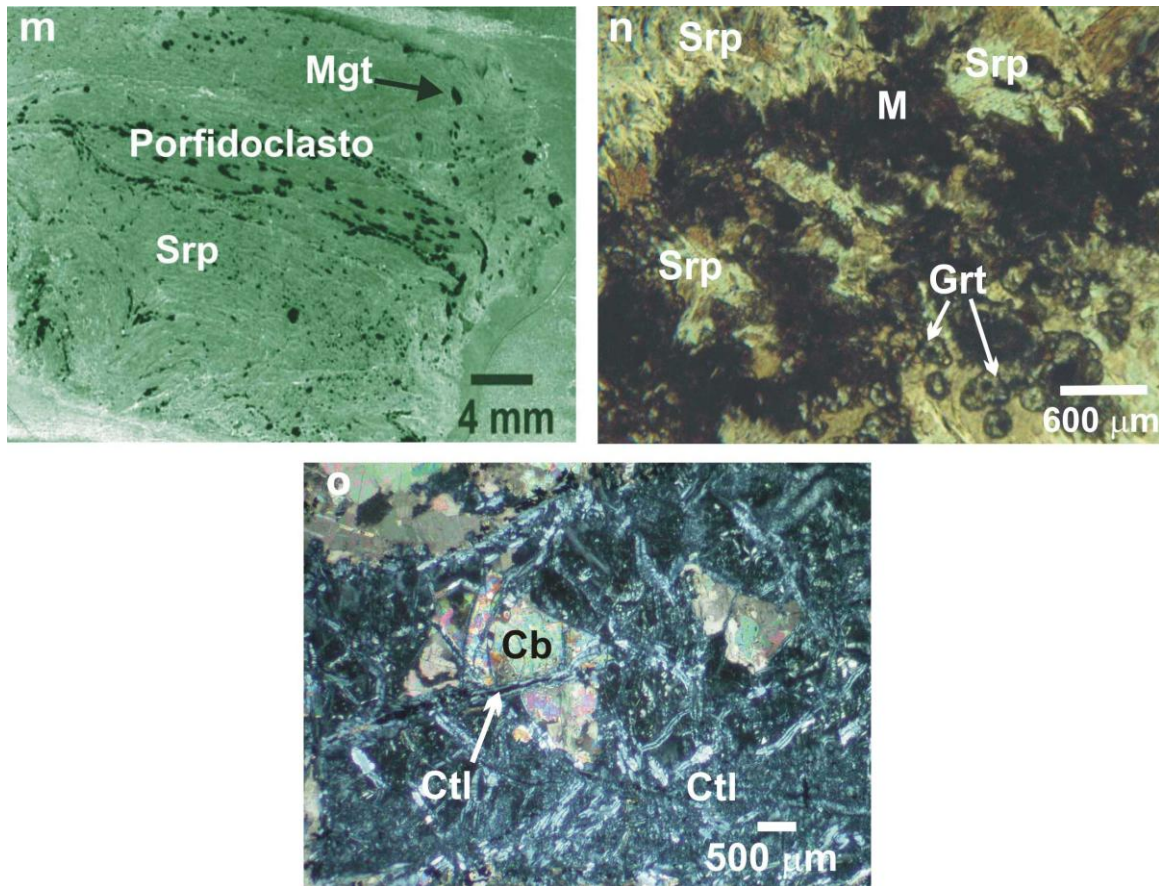


Figura 4. Texturas representativas de las serpentinitas del CUT. **(a)** Imagen por microscopía (MO) de luz transmitida de cristales de serpentina envolviendo a un grano de cromita accesoria (Ve44). **(b)** Imagen por MO de luz transmitida de un grano de magnetita incluido en serpentina, el cual preserva en su centro un núcleo de cromita primaria (Ve11). **(c)** Imagen por MEB que muestra granos de serpentina orientados con la matriz de serpentina (Ve 23). **(d)** Imagen por MEB de nepouita (silicato hidratado rico en níquel) rodeado de serpentina y carbonato de Mg (Ve21). **(e)** Imagen MO de luz reflejada de sulfuro de Ni junto a una veta de magnetita rodeada de serpentina (Ve03). **(f)** Imagen por MO de luz transmitida de veta de carbonato de Ca o Mg atravesando serpentina con textura interpenetrativa, se percibe además la textura aserrada (Ve11). **(g)** Imagen por MO de luz transmitida de pseudomorfo de bastita formada a partir de ortopiroxeno (Ve26) rodeado de serpentina con textura interpenetrativa e intergranular. **(h)** Imagen por MO de luz transmitida de agujas de hematita o ilmenita en matriz de serpentina (Ve38). **(i)** Imagen por MO de luz transmitida de textura de red reemplazada en su núcleo por carbonato de Ca o Mg (Ve38). **(j)** Imagen por MO de luz transmitida de carbonato de Ca o Mg sustituyendo a un pseudomorfo de serpentina (Te01). **(k)** Mapeo de rayos X por microsonda mostrando la distribución química del Mg en un grano de cromita zoneada, la cual es cruzada por carbonato de Mg (Ve20). **(l)** Imagen por MO de luz transmitida de veta de carbonato (Ca o Mg) cruzando a serpentina milonítica-filonítica (Te04). **(m)** fotografía de un

porfidoclasto alargado de serpentina (Te01). **(n)** Imagen por MO de luz transmitida de granates en matriz de una serpentinita del CUT (lámina delgada pulida FO18172, proporcionada por F. Ortega-Gutiérrez, 2010) de la región de Tehuizingo. **(o)** Imagen por MO de luz transmitida de vetas de crisotilo cruzando carbonato de Ca o Mg (Ve11). Cb, carbonato de Ca o Mg; Chr , cromita; Mgt, magnetita; Np, nepouita; Srp, serpentina; Ctl, crisotilo; Grt, granate; M, mineral alterado no determinado.

Las clorititas consisten en dos generaciones de clorita (Ve37) con óxidos de grano muy fino. La clorita #1 (anterior y magnésica) es pleocroica, cambia desde verde a amarillo paja (probablemente crómica), está alineada respecto a la foliación y plegada, mientras que la clorita #2 (más joven y férrica) llena los espacios entre los granos de clorita magnésica y no es pleocroica. La clorita-Fe aparece deformada y foliada dentro de vetas deformadas, indicando emplazamiento sintectónico. Además, el óxido residual parece haber sido formado por un fenómeno de presión-solución durante la deformación, porque éste se concentra en superficies estilolíticas plegadas en la cloritita.

Vetas discontinuas de carbonato de Ca o Mg y magnetita cruzan irregularmente o siguen la foliación de serpentina (Figura 4f), lo cual indica introducción tardía o removilización de la fase de óxido durante la formación de vetas. Algunos de los carbonatos reemplazan los núcleos de muchos cristales de serpentina (Figura 4i). Estos carbonatos secundarios (calcita y dolomita) pueden llegar a representar más de un 20% de la lámina delgada y son generalmente de grano muy fino (10 μm a 20 μm), sucios, y asociados con crisotilo de grano muy fino, alterándose a partir de láminas de antigorita. Además se observó un grano de cromita de 600 μm de ancho cortado por una veta de carbonato de Mg (Figura 4k).

Algunas texturas de deformación incluyen tres fases penetrativas: D_1 representada por pliegues isoclinales intrafoliales, D_2 por una fábrica superpuesta milonítica-filonítica (Figura 4l), y D_3 por crenulación de los pliegues tempranos (Figura 4l). S_1 está definida por cristales laminares de antigorita y grandes porfidoclastos alargados (> 1 cm) (Figura 4m), mientras que la antigorita de grano más fino (0.5 mm; blastominolítica) está asociada con la S_2 y subparalelamente

orientada a S_1 . S_3 está asociada a crucero tardío de crenulación y a la inyección de vetas de carbonato de Ca o Mg con magnetita, las cuales muestran una distribución irregular, arreglos subparalelos a S_3 , o paquetes simples reemplazando a la matriz de serpentina. Sólo una veta de carbonato de Ca o Mg (Figura 4I), muestra una mineralogía más compleja que incluye a una fase ópticamente identificada como prehenita, lo cual indica probablemente un metasomatismo incipiente de calcio (rodingitización). Localmente culminó con la formación de verdadera rodingita, donde granate y clinopiroxeno reemplazan áreas pequeñas de serpentinita. Superficies estilolíticas plegadas definidas por concentraciones de óxidos, prehenita y probablemente estilpnomelana parecen estar relacionados a D2 (Figura 4I).

4.2. Texturas de las serpentinas en el Cuerpo Ultramáfico de Tehuizingo

De acuerdo con la historia geológica sugerida para la ofiolita de Xayacatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978, 1981a), el CUT fue repetidamente metamorfozado por episodios geodinámicos (**A**, **B**, **C**, **D**) que involucraron distintas reacciones entre minerales primarios y desarrollo de texturas específicas: las texturas pseudomórficas pueden representar el metamorfismo hidrotermal de piso oceánico y serpentinitización de la harzburgita de Cr-espinela primaria (**A**), las texturas no pseudomórficas de antigorita pueden estar relacionadas con la etapa de subducción (**B**), las texturas plegadas de serpentina con el evento de colisión continental (**C**), y las texturas de recristalización de lizardita y crisotilo y formación de vetas con el proceso de exhumación (**D**) que involucra enfriamiento, deformación y erosión asociada a una etapa orogénica tardía.

De acuerdo con los análisis de roca total (Capítulo 5) y a la presencia de pseudomórfos abundantes de ortopiroxeno (bastita) y de olivino, se confirma que el protolito dominante es una harzburgita rica en cromita diseminada o masiva.

La mayoría de las serpentinas muestran texturas no pseudomórficas compuestas de granos interpenetrantes de antigorita. En serpentinas miloníticas,

la antigorita presenta textura interpenetrante de entre 0.03 a 0.8 mm de diámetro (Figura 4l). En las serpentinas recristalizadas, la antigorita tiende a formar una textura interpenetrante compuesta de cristales tabulares elongados con un tamaño desde 0.1 a 1 mm (Figura 4f).

Sin embargo, este estudio petrográfico de las serpentinitas del CUT revela que la gran mayoría de las texturas correspondientes a los eventos primarios arriba mencionados han sido borradas o se superponen. No obstante, la presencia dominante de antigorita y de texturas no pseudomórficas (foliadas) sugiere una historia tectónica compleja que puede ser congruente con un contexto geológico de expansión-subducción-colisión de un ciclo orogénico Wilson, como se planteó con anterioridad (Ortega-Gutiérrez, 1981a) para explicar la evolución tectónica del CA. Evidencia probable del evento de subducción para el CUT, se presenta en la imagen (Figura 4n) correspondiente a una muestra colectada en la región de Tehuiztzingo por F. Ortega-Gutiérrez, donde se observa a serpentinita del CUT mezclada con granate, lo que podría implicar un evento de presión alta.

La formación de texturas fibrosas y en vetas de crisotilo (Figura 4o) cortando granos de carbonato formados posiblemente durante procesos de alteración hidrotermal tardía, sugiere que estas vetas también corresponden a serpentinitización tardía.

CAPITULO 5. QUÍMICA MINERAL

5.1. Serpentinitas

Las serpentinitas del CUT consisten predominantemente del grupo mineral serpentina, y en menor proporción clorita, Cr-espinela y escasos sulfuros de Fe-Ni. Se distinguen también trazas de minerales como nepouita y una fase rica en aluminio (posiblemente bauxita).

5.1.1. Serpentina

La composición química de los cristales de serpentina de Tehuitzingo se muestra en la Tabla 4. El SiO₂ exhibe contenidos en peso desde 40.2 % hasta 43.7 %, MgO desde 36.3 % hasta 43.1 %, FeO desde 1.03 % hasta 6.9 %, Al₂O₃ desde 0.01 % hasta 2.4 %, Cr₂O₃ desde 0.01 % hasta 1.8 % y NiO entre 0.03 % y 0.9 %. La fórmula química estructural para las serpentinas analizadas con base en 14 oxígenos varía entre: Mg_{2.7}Si_{1.96}Fe_{0.05}Al_{0.01}O₅(OH)₄ y Mg_{2.9}Si_{2.02}Fe_{0.17}Al_{0.11}O₅(OH)₄.

El diagrama binario #Mg [Mg/(Mg+Fe)] vs. Si (Figura 5) muestra la diversidad amplia de las serpentinas de Tehuitzingo, y marca el campo que abarca el rango composicional de serpentinas descritas en la literatura (Antonio y Kristensen, 2004).

El contenido de silicio muestra algunos valores ligeramente más altos (Si > 4 a.p.f.u.) que los reportados comúnmente para las serpentinas (Figura 5) y el #Mg en su mayoría presenta valores desde 0.90 hasta 0.99 (Figura 5; Tabla 4), que están dentro del rango reportado en la literatura (Wicks y Plant, 1979; Agrinier *et al.*, 1988; Kimbal y Evans, 1988; O'Hanley y Dyar, 1993; Agrinier *et al.*, 1996; Dilek *et al.*, 1997 y Puga *et al.*, 1999).

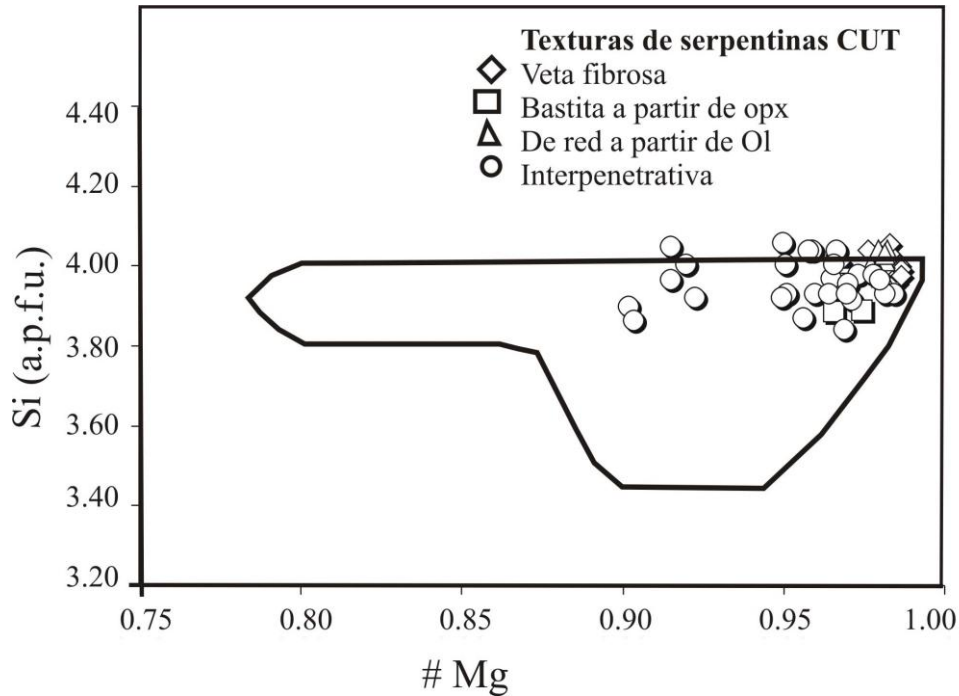


Figura 5. #Mg [Mg/(Mg+Fe)] vs. Si (a.p.f.u.) de serpentina en serpentinitas. Los símbolos corresponden a las muestras estudiadas. El campo marcado se obtuvo a partir de datos de Antonio y Kristensen (2004).

En la Figura 5 se observa también una mayor cantidad de análisis de la textura interpenetrativa en relación con las demás, debido a su mayor abundancia en las muestras. Esta presenta contenidos de Si entre 3.8 a.p.f.u. y 4.0 a.p.f.u. (Tabla 4; Figura 5), los cuales se traslapan parcialmente con las composiciones de las otras texturas estudiadas (Figura 5), mientras que en el caso del #Mg (Figura 5), no obstante que algunos de sus valores se traslapan, generalmente no lo hacen en valores más bajos que < 0.96 . Debido al traslape en la composición química (Figuras 5 y 6; Tabla 4) en las serpentinas, su composición no puede ser usada como un criterio definitivo para discriminar entre los tres polimorfos de serpentina.

Con respecto a las texturas seudomórficas se observa que la composición de bastita (Figura 5) es diferente de la de red, pues la primera tiene cantidades significativamente mayores de Al y Cr, mientras que la serpentina formada a partir de olivino generalmente tiene un contenido de Al < 0.04 y un contenido de Cr $<$

0.01 a.p.f.u. (Tabla 4). Las serpentinas en vetas tienen contenidos similares de Al y Cr que las texturas de serpentinas formadas a partir de olivino (textura de red).

También se puede observar (Figura 6) que las texturas de bastita y laminar tienen un contenido más alto de Al, Cr y Fe que las texturas de red y la fibrosa en vetas, las cuales casi no contienen Cr. Lo anterior podría indicar, que las bastitas se formaron a partir de piroxeno, mineral que suele tener cromo, mientras que las de red derivan de olivino, el cual no contiene cromo.

En las serpentinas el aluminio puede entrar por sustitución tipo Tschermak (${}^{\text{IV}}\text{Al}^{\text{VI}}\text{Al} \Rightarrow \text{Si}_{-1}\text{Mg}_{-1}$), la cual se caracteriza por incremento de Al y disminución de Mg y Si (Li *et al.*, 2004; Hajjalioghli *et al.*, 2007).

La gran mayoría de las serpentinas analizadas (Tabla 4) tienen concentraciones altas de Al_2O_3 y SiO_2 , lo cual podría incrementar considerablemente la estabilidad de lizardita en texturas pseudomórficas (Dungan, 1979).

Las proporciones Mg/Si de entre 1.30 y 1.47 obtenidas para la mayoría de las serpentinas del CUT son similares a los valores (Mg/Si = 1.34 a 1.44) de las serpentinas de Tehuitzingo en Proenza *et al.* (2004).

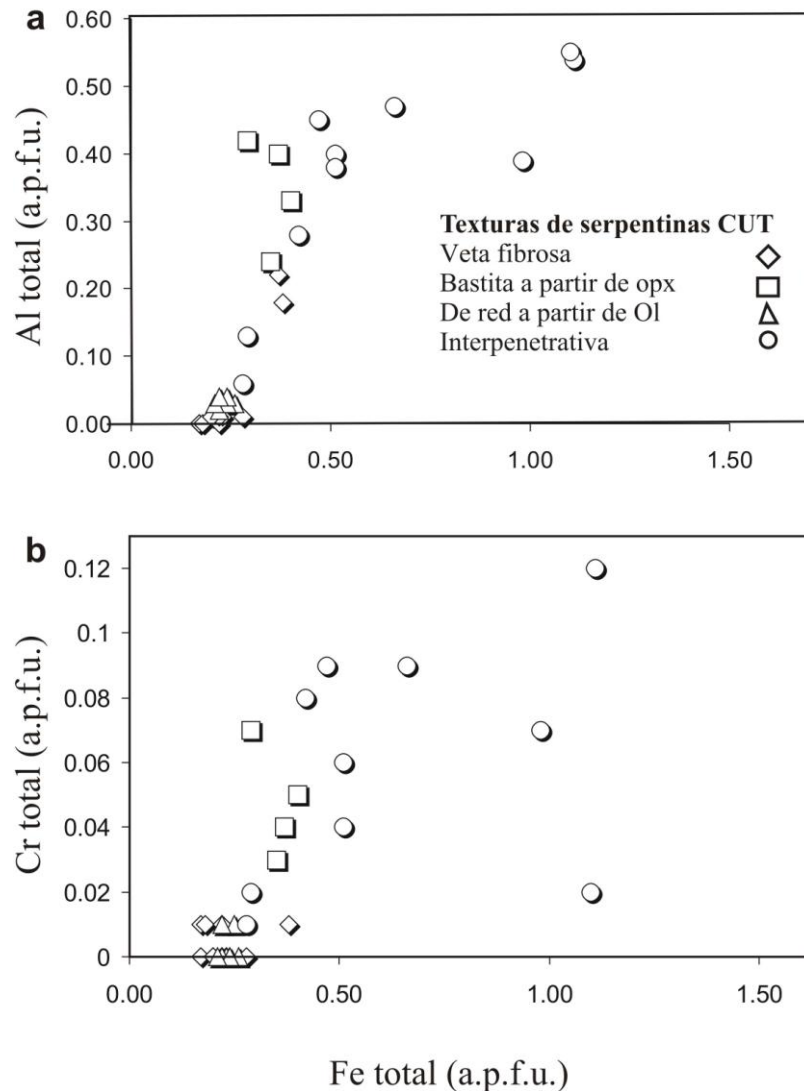


Figura 6. Composición química de serpentinas con texturas diferentes en el CUT. **(a)** Fe vs. Al. **(b)** Fe vs. Cr. Las texturas interpenetrativa y de bastita muestran en general un contenido mayor de Al, Cr y Fe que las texturas en veta fibrosa y de red.

5.1.2. Cr-espinela

Los análisis químicos que se llevaron a cabo en núcleos inalterados de cromita accesoria (Figura 4a-b) en serpentinita del CUT, son los que se tomaron en cuenta para la interpretación petrogenética de la Cr-espinela primaria. No obstante, la zona de “ferritcromita” se estudió químicamente con el fin de detectar la naturaleza de la alteración hidrotermal.

Los núcleos de Cr-espinela muestran la siguiente composición química (Tabla 5): el #Cr [Cr/(Cr+Al)] presenta valores intermedios que están entre 0.54 y 0.63 (Tabla 5), los cuales corresponden a contenidos de Cr₂O₃ entre 43.17% y 46.5% en peso. El #Mg varía desde 0.33 hasta 0.51; el #Fe⁺³ [Fe⁺³/(Fe⁺³+Cr+Al)] <0.03, lo cual corresponde a contenidos de Fe₂O₃ de entre 0.2% y 2.6% en peso. Los siguientes óxidos presentan contenidos muy bajos: TiO₂ <0.16%, MnO <1%, ZnO <1%, V₂O₃ <0.28%, y NiO <0.12% en peso.

Los gráficos de #Cr vs. #Mg, y #Cr vs. TiO₂ (Figuras 7a-7b) muestran composiciones uniformes de Cr-espinela primaria. Su composición se ubica cerca de la parte intermedia del campo de las peridotitas de zona de suprasubducción, y próximas al límite de las peridotitas abisales empobrecidas.

En el gráfico de #Cr vs. TiO₂ (Figura 7b) las composiciones de Cr-espinela muestran que el contenido de TiO₂ se incrementa, mientras el #Cr se mantiene prácticamente constante. Esta tendencia resulta probablemente de las interacciones manto-fundido (p. ej., Kelemen *et al.*, 1995; Dupuis *et al.*, 2005; Choi *et al.*, 2008) en la cuña del manto sobre la zona de subducción.

La composición de la cromita en general muestra contenidos de Al₂O₃ y de TiO₂ similares a peridotitas del manto relacionadas a zona de suprasubducción, así como a peridotitas altamente empobrecidas (Figura 8).

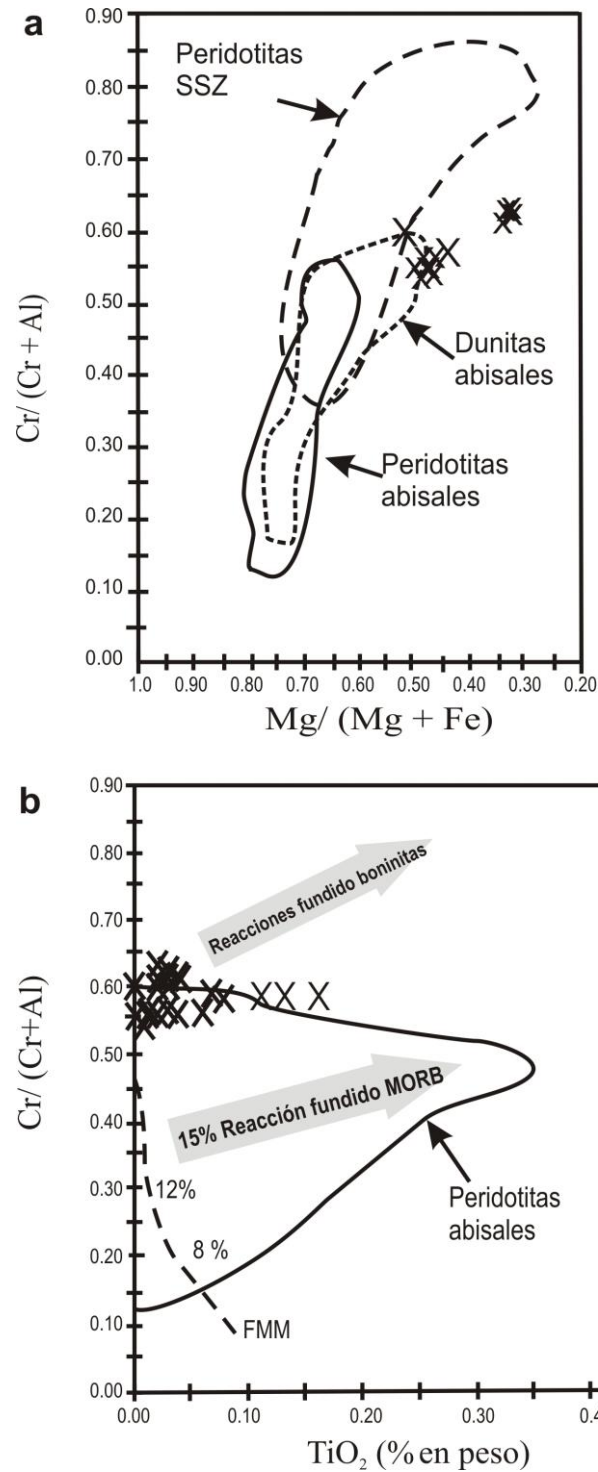


Figura 7. Gráfico de cromita accesoria en serpentinitas del CUT (cruces). **(a)** #Cr [Cr/(Cr+Al)] vs. #Mg [Mg/(Mg+Fe)]. Los campos de peridotitas abisales y dunitas están definidos por Dick y Bullen (1984). El campo de peridotitas de la zona de suprasubducción (SSZ) está definido a partir de Choi *et al.* (2008). **(b)** #Cr vs. TiO₂. El campo con línea continua corresponde a espinelas de peridotitas abisales de Choi *et al.* (2008), FMM = Manto fértil MORB.

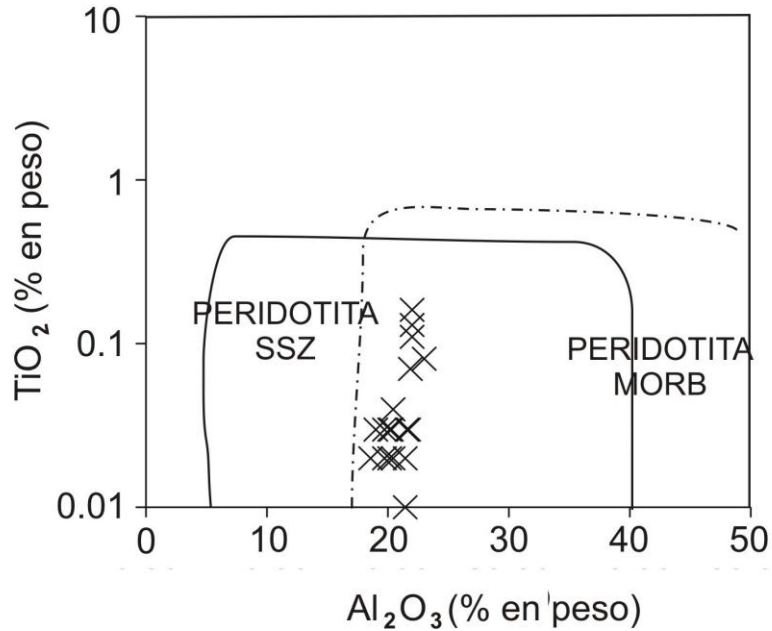


Figura 8. TiO₂ vs. Al₂O₃ de cromita en serpentinita del CUT. Los campos son definidos por Kamenetski, *et al.* (2001). SSZ = zona de suprasubducción, MORB = basaltos de dorsal mesoceánica.

5.1.3. Alteración de Cr-espínela

Los perfiles de composición obtenidos por microsonda (EPMA-WDS) en los granos de Cr-espínela accesoria en serpentinita exhiben tres zonas composicionales diferentes (Tabla 6, Figuras. 9a-b, 10): (a) un núcleo de cromita que en general conserva su composición primaria muestra un enriquecimiento en Al y Cr en comparación con las otras dos, (b) un anillo de “ferritcromita” que se caracteriza por un incremento progresivo de Fe_(total), y (c) una zona más externa de magnetita que muestra un enriquecimiento sistemático en Fe_{total} y Ni, además de disminución de Al, Cr, Mg, Mn y Zn con respecto al núcleo (Tabla 6). Conjuntamente, se observó un enriquecimiento de Mn y Zn en la zona de “ferritcromita” comparado con la del núcleo de cromita primaria (Figuras 9a-b, 10).

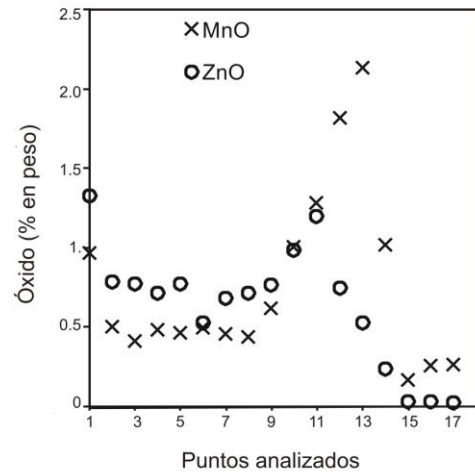
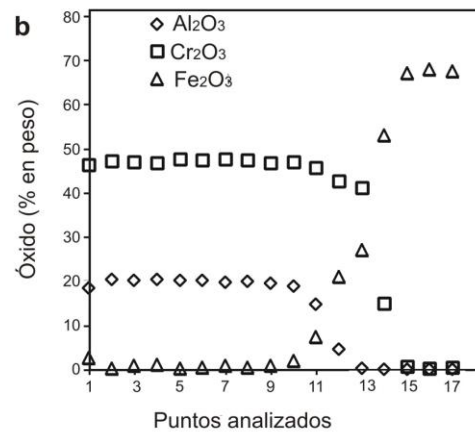
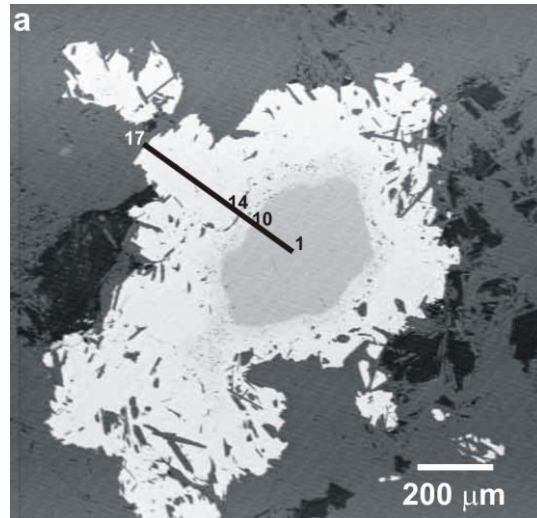


Figura 9. (a) Imagen por electrones retrodispersados de un grano de Cr-espinela accesoria en serpentinita del CUT, (b) su perfil de distribución de datos (Al_2O_3 , Cr_2O_3 , y Fe_2O_3) obtenidos por microsonda (EPMA-WDS) a través de tres zonas composicionales del centro a la orilla. Se observa la disminución del Cr_2O_3 y del Al_2O_3 , así como el incremento de Fe_2O_3 a partir del núcleo hacia el exterior del grano.

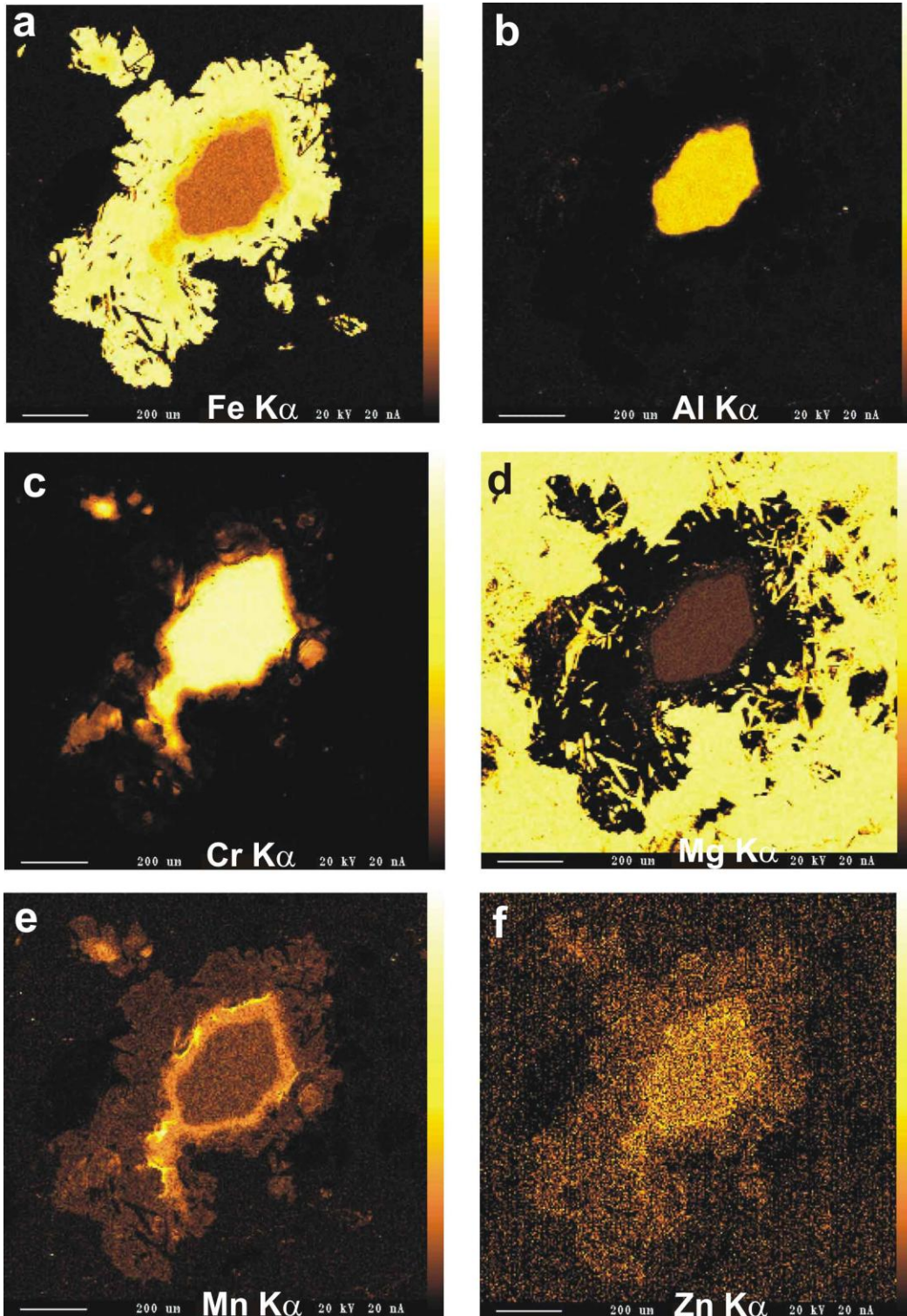


Figura 10. Mapas de rayos X por microsonda (EPMA-WDS) en los que se muestra la distribución química elemental de un grano de Cr-espinela alterado en serpentinita. (a) Fe, (b) Al, (c) Cr, (d) Mg, (e) Mn, y (f) Zn. La intensidad del color en la imagen es mayor conforme la concentración del elemento incrementa.

La composición química de Cr-espinela alterada (cromita primaria, y “ferritcromita”) de Tehuitzingo es graficada en el diagrama triangular Fe^{+3} -Cr-Al (Figura 11) junto con los campos composicionales de espinela para diferentes facies metamórficas. El núcleo y la “ferritcromita” de la Cr-espinela en las serpentinitas del CUT muestran una tendencia hacia contenidos bajos de Al (Figura 11), siendo “ferritcromita” la que se ubica a lo largo del lado Cr- Fe^{+3} del triángulo.

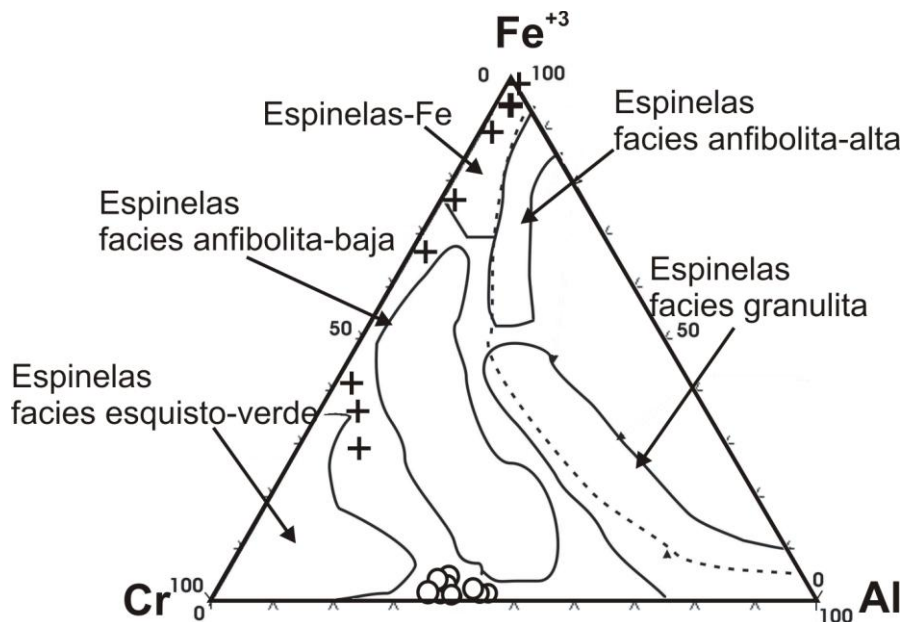


Figura 11. Gráfico triangular Fe^{+3} -Cr-Al que expresa los cambios composicionales en cromitas alteradas en serpentinitas del CUT. Símbolos: cromita primaria, círculos; “ferritcromita”, cruces. Las líneas sólidas indican los campos composicionales de diferentes facies metamórficas, y la línea punteada es la curva *solvus* para diferentes fases metamórficas de cromita (Purvis *et al.*, 1972, Evans y Frost, 1975; Suita y Strieder, 1996).

Por otra parte, en la Cr-espinela se detectó alteración probablemente por influencia de introducción secundaria de carbonato (magnesita), el cual se observó atravesando a las tres zonas de cromita definidas arriba (Figura 4k).

5.1.4. Clorita

La clorita se encuentra asociada a la serpentinita en tres formas: (I) diseminada en la matriz de serpentina, (II) alrededor de granos de cromita, y (III) en forma masiva. De acuerdo a la nomenclatura propuesta por Hey (1954), las dos primeras se clasifican como clinocloro (Figura 12) con ligera variación a pennina, mientras que la última se clasifica como chamosita (Figura 12). Cabe mencionar que pennina (Figura 12) es simplemente una variedad de clinocloro más rica en silicio y magnesio (Bayliss, 1975).

La fórmula química estructural calculada con base en 28 oxígenos para clinocloro es $(\text{Mg}_{10.11}\text{Fe}_{0.53}\text{Al}_{1.26})^{\text{VI}} (\text{Si}_{6.22}\text{Al}_{1.73})^{\text{IV}}\text{O}_{20}\text{OH}_{16}$, para pennina es $(\text{Mg}_{10.39}\text{Fe}_{0.52}\text{Al}_{0.84})^{\text{VI}} (\text{Si}_{6.58}\text{Al}_{1.42})^{\text{IV}}\text{O}_{20}\text{OH}_{16}$, y para chamosita es $(\text{Mg}_{9.25}\text{Fe}_{1.13}\text{Al}_{1.72})^{\text{VI}} (\text{Si}_{5.86}\text{Al}_{2.14})^{\text{IV}}\text{O}_{20}\text{OH}_{16}$. La suma de los cationes en posición octaedral para estas cloritas no es mayor a 12 a.p.f.u. y su vacancia esta en el rango de 0 a 0.2, de tal forma que corresponden al tipo tri-trioctaédrico (clasificación de la *Association Internationale pour l'Etude des Argiles* AIPEA; en Bailey, 1980).

La composición química de las cloritas tri-trioctaédricas en la serpentinita del CUT (Tabla 7) exhiben un contenido de SiO_2 más o menos uniforme (Tabla 7) que varía desde 30.1% hasta 33.9% en peso, mientras que el de Al_2O_3 presenta un rango de variación más amplio, desde 10.22% hasta 17% en peso.

Algunas variaciones en la composición química de las asociaciones de clorita determinadas consisten en que clinocloro asociado a serpentina exhibe contenidos de Fe total uniformes de entre 3.2% y 3.8% en peso y de Al_2O_3 , de entre 10.2% y 16.8% en peso (Tabla 7), mientras que clinocloro asociado a cromita muestra contenidos heterogéneos de Fe total de entre 3% y 4.6% en peso y Al_2O_3 de entre 11.6% y 14.4% en peso. En cambio, la chamosita masiva presenta los contenidos más altos de hierro (7 a 7.4% en peso), y de Al_2O_3 (16.8 a 17.6% en peso) (Figura 12), y los más bajos de MgO (<32% en peso) y de Cr_2O_3

(< 0.2 % en peso). En general, para los tres tipos de asociación se observa una proporción de #Fe [Fe/(Fe + Mg)] <0.06 (Tabla 7), a excepción de la tipo masivo con #Fe < 0.11, y (b) sustitución predominante de Al^{IV} (clinocloro 1.3 a 2.0 a.p.u., y chamosita 2.0 a 2.2 a.p.f.u.) (Figura 13, Tabla 7).

Se presenta sustitución tipo Tschermak, en menor o mayor grado tanto en clinocloro como en chamosita, lo cual es común en las cloritas (De Caritat *et al.*, 1993). A este respecto se observa que las cloritas I y II (clinocloro) presentan contenidos semejantes de Al^{IV} (Figura 13), pero un menor reemplazamiento de dicho catión (1.3 a 2.0 a.p.f.u.) que en chamosita (Al^{IV} = 2.0 a 2.2 a.p.f.u.) (Figura 13).

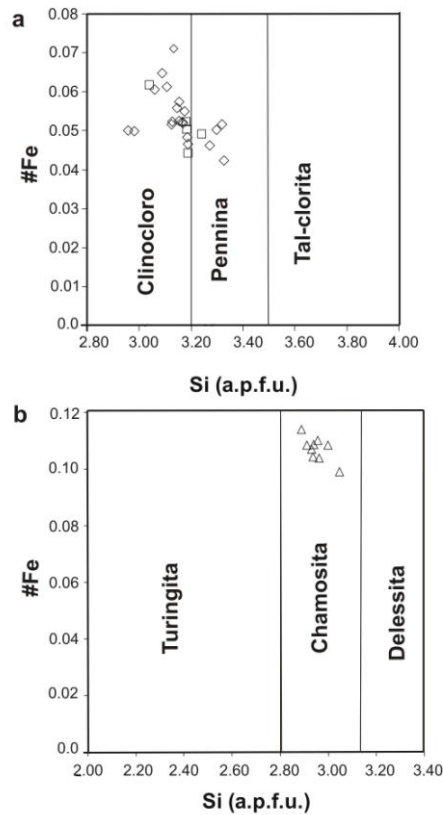


Figura 12. Diagrama #Fe [Fe/(Fe +Mg)] vs. Si de cloritas (Hey, 1954) en serpentinitas del CUT. **(a)** La clorita (I) entremezclada con serpentina y la (II) alrededor de cromita alterada presentan valores de Fe_{total} < 4 % en peso y se clasifican como clinocloro con variación ligera a pennina. **(b)** Clorita de tipo (III) masiva presenta contenidos de Fe_t > 4 % en peso y se sitúa en el campo de la chamosita. Símbolos: rombo, clorita en serpentina; cuadro, clorita asociada a cromita; triangulo, clorita masiva.

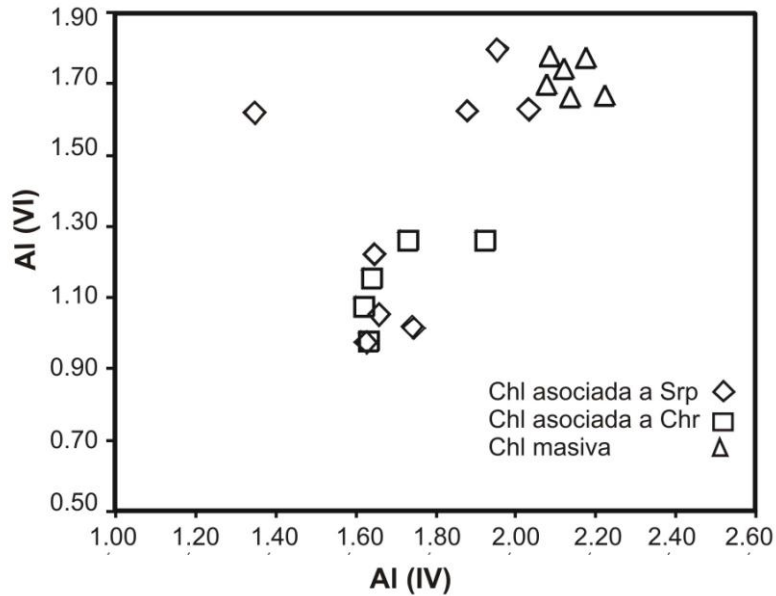


Figura 13. Gráfico del contenido en $Al^{(VI)}$ vs. $Al^{(IV)}$ para los tres tipos de asociaciones de clorita en serpentinitas del CUT. Obsérvese que la clorita masiva tiene la más alta sustitución de $Al^{(IV)}$.

5.1.5. Minerales opacos níquelíferos

La cantidad de fases opacas de níquel en la serpentinita del CUT están abajo del 1 % y ausentes en la cromo-espinela. Su tamaño varía desde menos de un micrómetro hasta alrededor de 100 micrómetros (Ve-25d). Dichas fases se encuentran con abundancia mayor en forma de inclusiones dentro de magnetita (Figura 14a, Ve25c3-1, Ve26c2) y en proporción menor dispersas en serpentina (Figura 14b, Ve11c-15). Se presentan rellenando fracturas (Figura 14c, Ve30), asociados a carbonatos (Figuras 14d-e Ve21), y reemplazándose entre sí (Figuras 14d-g; Ve21, Ve25).

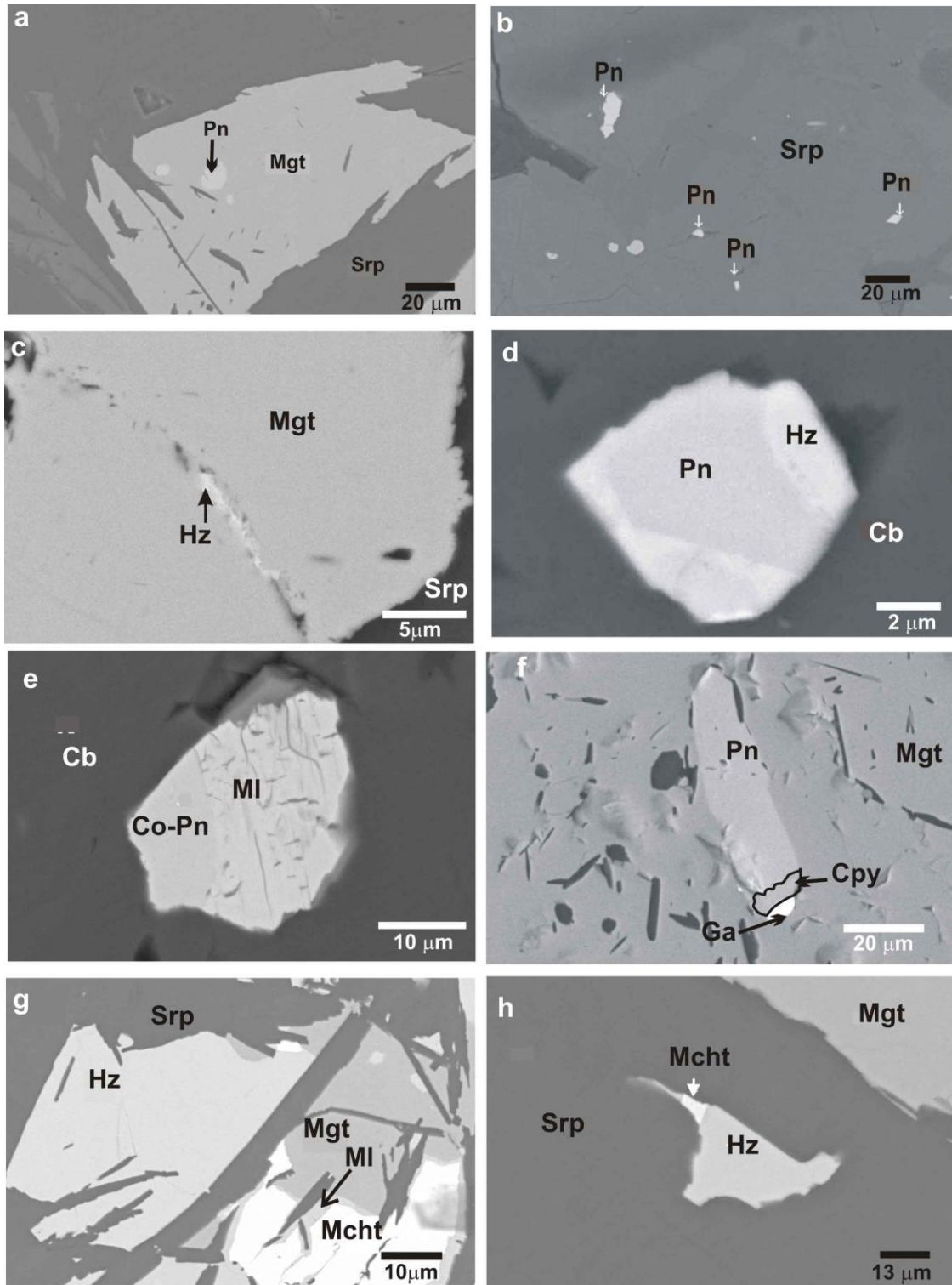


Figura 14. Imágenes por MEB y electrones retrodispersados de minerales opacos de níquel en las serpentinitas del CUT. **(a)** Pentlandita como inclusión en magnetita (Ve25). **(b)** Pentlandita dispersa en matriz de serpentina (Ve11). **(c)** Heazlewoodita relleno de fractura en magnetita (Ve30). **(d)** Pentlandita y heazlewoodita asociados a carbonato, se observa a Hz reemplazando a

pentlandita a partir de borde de grano (Ve21). **(e)** Millerita sustituyendo a Copentlandita (Co-Pn), señala un incremento en fO_2 y fS_2 (Ve21). **(f)** Pentlandita reemplazada a partir de borde de grano por calcopirita y luego ésta última sustituida por galena igualmente (Ve25). **(g)** Millerita intercrecida entre magnetita y maucherita (Ve26). **(h)** Maucherita junto a heazlewoodita (Ve03). Abreviaciones: Srp = serpentina, Cb = carbonato, Mgt = magnetita, Hz = heazlewoodita, Pn = pentlandita, MI = millerita, Cpy = calcopirita, Ga = galena, Mcht = maucherita.

Los sulfuros determinados en la serpentinita del CUT en orden de abundancia son: pentlandita > heazlewoodita > millerita > maucherita > calcopirita > galena y calcocita; estos tres últimos se detectaron sólo por EDS. La asociación predominante es pentlandita-heazlewoodita-millerita, cuya relación composicional se muestra en la Figura 15. Sus componentes se detectan en la misma lámina delgada, aunque no en contacto directo uno con otro.

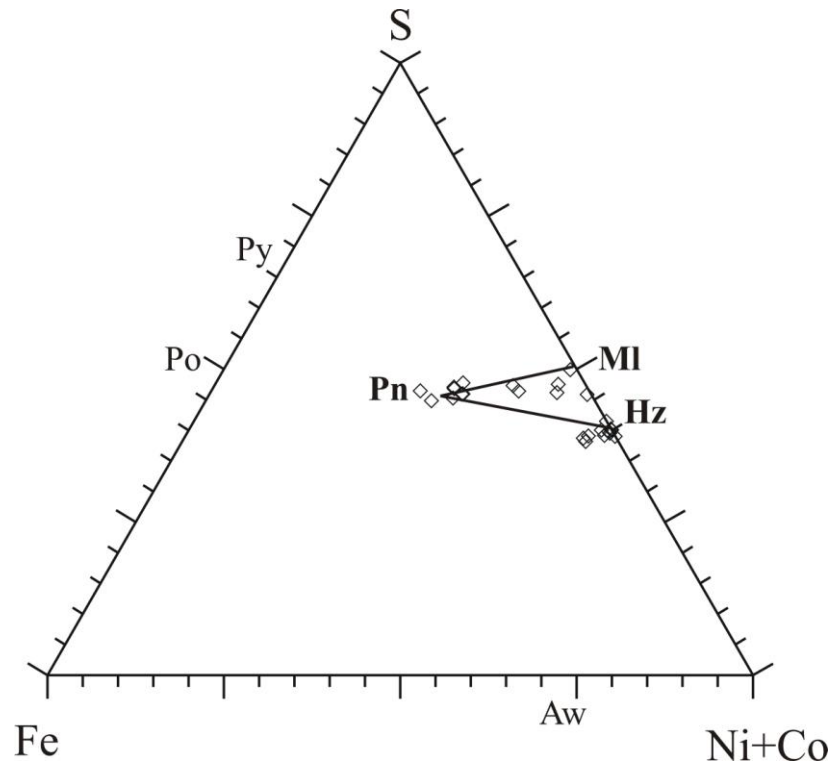


Figura 15. Composición de sulfuros secundarios en peridotita serpentinizada expresados en el sistema Fe-Ni-S (Alt y Shanks, 1998). El campo marcado indica la asociación dominante en las serpentinitas del CUT. Abreviaciones: Aw, awaruita; Hz, heazlewoodita; Pn, pentlandita; MI, millerita; Py, pirita; Po, pirrotita.

A continuación se describen con más detalle cada una de las fases minerales opacas determinadas en este trabajo.

La pentlandita [(Fe,Ni)₉S₈] se presenta como uno de los minerales de níquel más abundantes en la serpentinita. Su tamaño varía entre 10 μ y 60 μ (Ve11, Ve25). Se encuentra parcialmente remplazada por heazlewoodita (Figura 14d), lo que sugiere una mayor fugacidad de oxígeno (Figura 16a-b); también se halla frecuentemente como inclusiones dentro de magnetita (Figura 14a, Ve25, Ve03) y asociada a carbonatos (Figura 14d). Los resultados de microanálisis por EPMA de pentlandita (Tabla 8) revelaron contenidos en peso de níquel altos, desde 28.9% hasta 33.3% atómico, y bajos de hierro (Figura 17), desde 17.2 hasta 23.9% atómico. El azufre presenta contenidos en peso de entre 46.0% y 46.5% atómico, y el Co entre 1.4% y 4.1% atómico. La fórmula estructural calculada a partir de su composición química es $Fe_{3.37 \pm 0.44} Ni_{5.35 \pm 0.37} Co_{0.4 \pm 0.16} S_{7.88 \pm 0.16}$. Conjuntamente y de manera escasa se detectan posibles Co-pentlandita, en las cuales su composición de cobalto varía entre 11.0% y 20.1% atómico (Tabla 8, Figura 17).

La heazlewoodita (Ni₃S₂) se presenta como inclusión en magnetita (Ve26, Ve03), rellenando fracturas (Figura 14c; Ve26) y reemplazando a pentlandita por borde de grano (Figura 14d); su tamaño varía desde 5 μm a más de 100 μm (Ve26). El contenido de azufre (Tabla 8) presenta valores que no variaron considerablemente (desde 38.2% hasta 41.5% atómico); el contenido de níquel varía entre 57.1% y 59.9% atómico, mientras que el Fe presenta valores máximos de hasta 4.6% atómico. Con base en la composición química determinada, se propone la siguiente fórmula estructural $Ni_{2.93 \pm 0.06} Fe_{0.08 \pm 0.09} S_{1.99 \pm 0.04}$ para la heazlewoodita de Tehuitzingo.

La millerita. (NiS) se encuentra reemplazando a Co-pentlandita (Figura 14e) e intercrecida entre magnetita y maucherita. Su tamaño varía desde 1 hasta 20 μm (Ve26, Ve23), y (Tabla 8) presenta contenidos en peso de S no mayores a 54.1%

atómico y de Ni <53.7% atómico. El Fe presenta valores de entre 0.1 y 0.9% atómico, el Co hasta 1.8% atómico y Cu entre 0 y 0.9% atómico. Su fórmula estructural promedio calculada en este trabajo es $\text{Ni}_{0.98 \pm 0.07} \text{S}_{0.99 \pm 0.07}$.

La maucherita ($\text{Ni}_{11}\text{As}_8$) se encuentra como granos desde $1\mu\text{m}$ (Ve11) hasta $30\mu\text{m}$ de diámetro (Figura 14g; Ve-26), asociada a magnetita, heazlewoodita, millerita (Figuras 14g-h) y pentlandita, aunque no en contacto directo con ésta última en la lámina Ve11. Se encuentra preferentemente en muestras con mayor contenido de carbonatos. Su análisis por EPMA (Tabla 8) muestra la siguiente composición química en peso: el Ni varió entre 56.4 y 56.7% atómico, el As entre 41.5% y 42.4% atómico, el Co y el Fe presentan valores bajos de 0.6% y 0.6% a 1.3% atómico respectivamente. Su fórmula estructural calculada a partir de su composición química es: $\text{Ni}_{10.76 \pm 0.04} \text{Co}_{0.12 \pm 0.0} \text{As}_{7.96 \pm 0.08} \text{Fe}_{0.15 \pm 0.12}$.

La calcopirita (CuFeS_2) se detecta escasamente, presenta un tamaño de alrededor de $10\mu\text{m}$. Se observa sustituyendo a pentlandita y siendo reemplazada por galena en sus bordes (Figura 14f). Su composición química presenta un contenido de Cu de 25.6% atómico, Fe de 26.1% atómico y S de 47.7% atómico (Tabla 8). Su fórmula estructural: $\text{Cu}_{1.03 \pm 0.0} \text{Fe}_{1.05 \pm 0.0} \text{S}_{1.91 \pm 0.0}$.

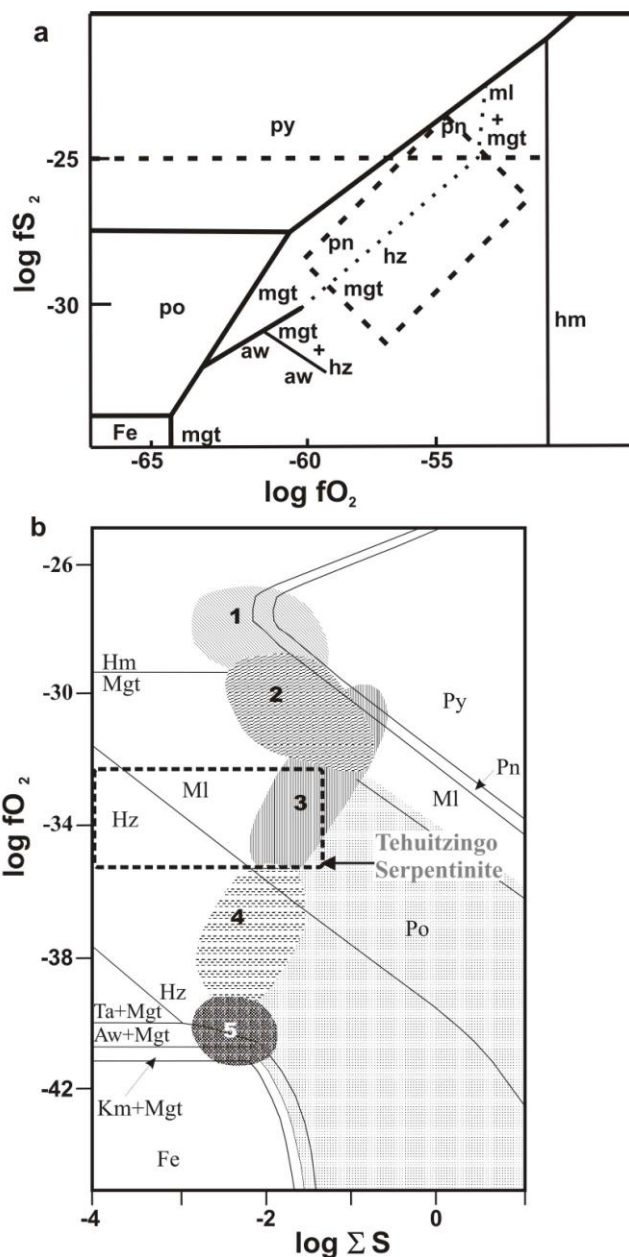


Figura 16. Gráfico de la asociación de sulfuros de níquel predominante en el área de estudio (rectángulo con línea discontinua), para el sistema Fe-Ni-S-O. **(a)** En el diagrama de fO_2 vs. fS_2 para una temperatura de 127°C (modificado de Eckstrand, 1975), se observa que esta asociación se localiza debajo del campo de estabilidad de pirita. **(b)** En el diagrama de $\log fO_2$ vs ΣS para una temperatura de 300°C y 2 kbar (modificado de Frost, 1985), se muestran las fases estables dentro de la zona señalada, las cuales se formaron en condiciones menos oxidantes que las requeridas para pirita. Abreviaciones: Aw= awaruita, Pn= pentlandita, Po= pirrotita, Fe= hierro, Hm= hematita, MI= millerita, Hz= heazlewoodita, Mgt= magnetita, Py= pirita, Km = kamacita, Ta = taenita, Tlc = talco. Zonas: **1**, Tlc + magnesita; **2**, serpentina + Tlc + magnesita; **3**, serpentina + magnesita; **4**, serpentina o serpentina + brucita; **5**, Peridotitas parcialmente serpentinizadas.

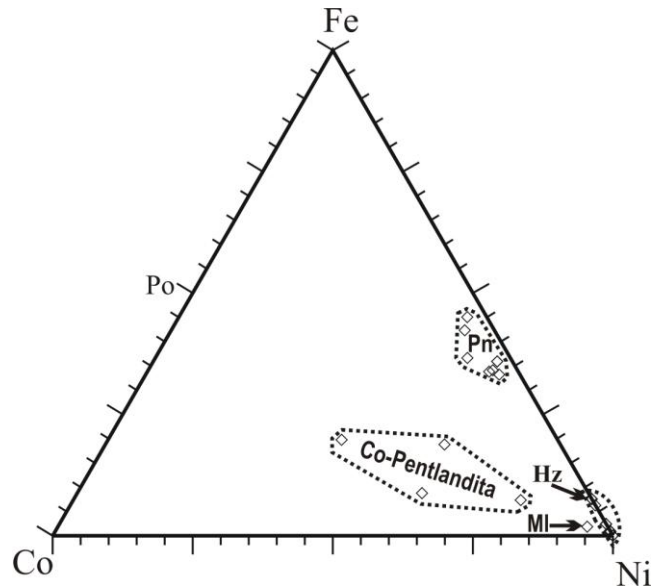


Figura 17. Composición de pentlandita, Co-pentlandita, heazlewoodita y millerita en serpentinitas del CUT (graficados en % atómico).

La nepouita [$\text{Ni}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH}_4)$] se detecta como una fase rica en níquel con una reflectancia menor a la de los sulfuros de níquel, pero mayor a la de los otros silicatos determinados (p. ej., serpentina y clorita); su tamaño oscila entre $40 \mu\text{m}$ y $50 \mu\text{m}$ y se presenta asociada a serpentina y carbonato (Figura 4d) en la misma lámina delgada que millerita. Su análisis por microsonda (Tabla 9) produce la siguiente composición química: NiO desde 28.1% hasta 49.1% en peso, SiO_2 entre 36.1% y 39.7% en peso y MgO entre 5.1% y 15.4% en peso. Su fórmula estructural calculada $\text{Si}_{2.18 \pm 0.05} \text{Ni}_{1.82 \pm 0.43} \text{Mg}_{0.71 \pm 0.38} \text{O}_5 (\text{OH})_4$, corresponde a la de los miembros de la solución sólida lizardita-nepouita incluidos en el campo de las *garnieritas* (Brand *et al.*, 1998; Gleeson *et al.*, 2003).

Los análisis de nepouita (Tabla 9) graficados en el sistema Si-Mg-Ni (Figura 18) se ubican abajo de la serie talco-willenseita, cerca de la serie lizardita-nepouita.

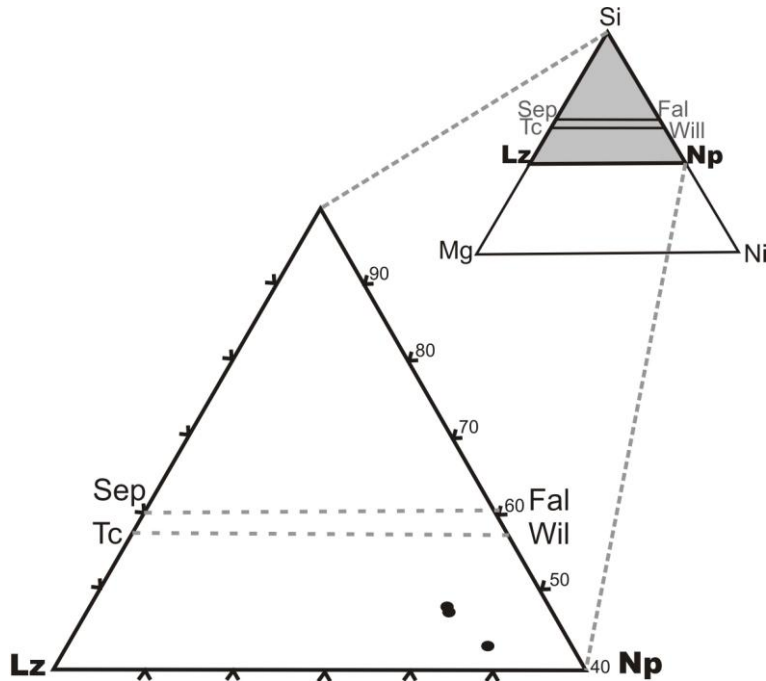


Figura 18. Composición química en % atómico de nepouita en el CUT, graficada en el sistema Si-Mg-Ni (Modificado de Tauler *et al.*, 2009). Abreviaciones: Sep, sepiolita; Fal, falcondoita; Tc, talco; Wil, willenseita; Lz, lizardita; Np, nepouita.

Una fase rica en aluminio se detectó en la serpentinita (Ve03) por medio de microanálisis químico EDS. Su contenido de Al_2O_3 varía entre 84.13% y 86.5% en peso, SiO_2 entre 9.6% y 10.0%, y MgO entre 3.04% y 5.5% en peso. La presencia de ésta fase (probablemente bauxita) refleja que el proceso de meteorización química afectó fuertemente las rocas del área.

5.2. Rocas máficas y pelíticas asociadas

Las fases minerales en metabasitas y metapelitas (Figura 19a-c y 23a-d) asociadas al CUT se analizaron con microsonda por encontrarse estructuralmente entre las rocas ultramáficas.

5.2.1. Las metabasitas

Las fases analizadas (plagioclasa, anfíbol, epidota y clorita) por EPMA-WDS en las metabasitas presentaron la siguiente composición química.

La plagioclasa en las metabasitas se detecta en la matriz como poiquiloblastos con inclusiones de anfíbol, titanita, epidota, y zircón (Figura 19 a-b) con una composición química (Tabla 10; análisis #1-12) de albita ($Ab_{99.5-99.7}$).

El anfíbol en las metabasitas representa la fase más abundante junto con epidota y clorita; se observa en dos formas: como cristales radiales alargados (Figura 19c) de color verde-azul y como cristales prismáticos en equilibrio aparente con granate, mica y clorita. La primera presenta un contenido más bajo de aluminio que la segunda (Tabla 11). Su composición química las sitúa como anfíboles cálcicos (Figura 20a-b) de acuerdo a la clasificación de Leake *et al.* (1997). En su mayoría éstas tienen una relación $(Na + K) < 0.5$ (a.p.f.u.) por lo que son del tipo magnesiohorblenda-actinolita (Figura 20a) y en menor proporción una relación $(Na + K) > 0.5$ (a.p.f.u) que las sitúa en el campo de la edenita (Figura 20b).

La epidota en las metabasitas se presenta asociada a clorita, plagioclasa, titanita y zircón (Figura 19b). La mayoría de las epidotas analizadas muestran una tendencia general de incremento de Fe^{+3} conforme disminuye el aluminio (Figura 21) por reemplazamiento directo de esos dos cationes. La composición química determinada (Tabla 12; análisis #1-17) indica un contenido de pistachita de 1.93-16.4 y de clinozoisita de 85.9-97.9, lo cual sugiere cambios significativos en la fugacidad de oxígeno durante su cristalización.

La clorita en las metabasitas se observa asociada a epidota, plagioclasa, titanita y zircón (Figura 19c), su composición química (Tabla 13; análisis #1-9) presenta un contenido de SiO_2 más bajo, desde 24.1 % hasta 32% en peso que las cloritas ultramáficas en el CUT (30.1% - 33.9% en peso), mientras que el contenido de Al_2O_3 resultó ser más alto (entre 17.2 % y 22.5 % en peso). Su contenido de $\text{FeO}_{\text{total}}$ es >10% en peso (Tabla 13). De acuerdo a la clasificación de Hey (1954) la clorita en metabasitas resulta ser chamosita (Figura 22) con ligera variación a turingita,

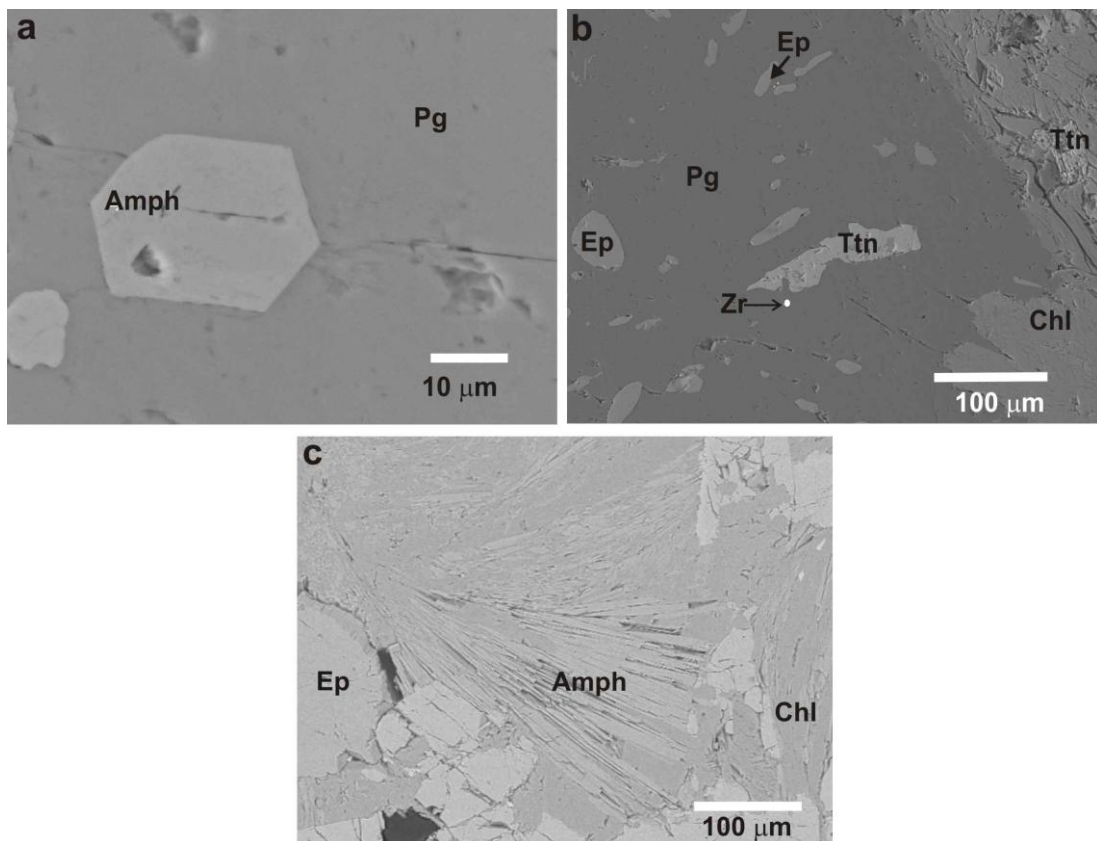


Figura 19. Micrografías por MEB en metabasitas asociadas a la serpentinita en el CUT **(a)** Cristal euhedral de anfíbola en matriz de albita (Ve01). **(b)** Asociación epidota, zircón, titanita, clorita en matriz de plagioclasa (Ve01). **(c)** Anfíbola con forma de cristales radiales alargados asociada a epidota y clorita (Ve09). Abreviaciones: Chl, clorita; Pg, plagioclasa; Ep, epidota; Ttn, titanita; Zr, zircón; Amph, anfíbol.

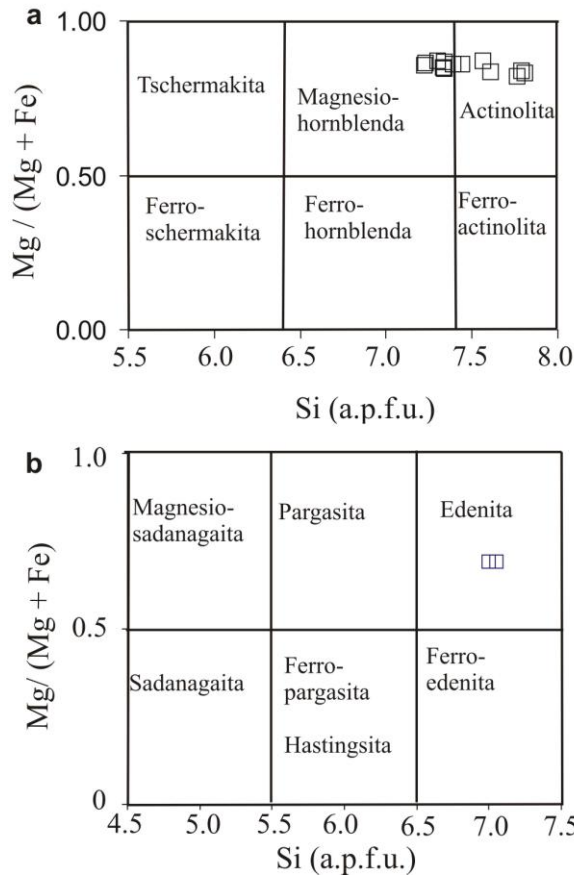


Figura 20. Composición de anfíbol en metabasitas asociadas al CUT, en el esquema de clasificación de acuerdo a Leake *et al.* (1997) para anfíbol cálcico. **(a)** (Na + K) < 0.5 a.p.f.u. **(b)** (Na + K) > 0.5 a.p.f.u.

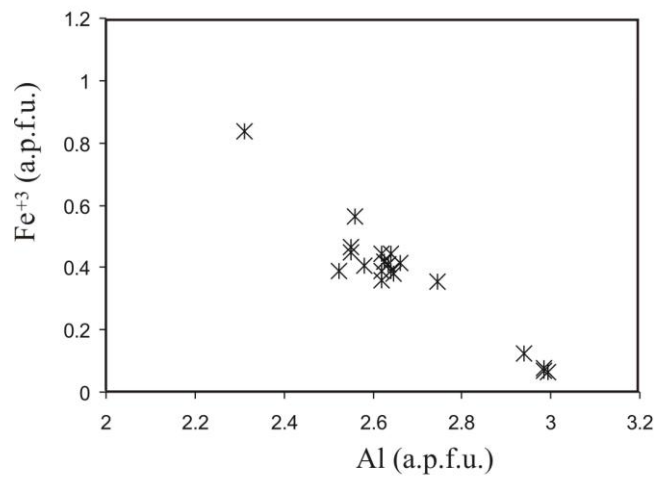


Figura 21. Composición de epidota en metabasitas calculada en base a 26 oxígenos asociadas al CUT

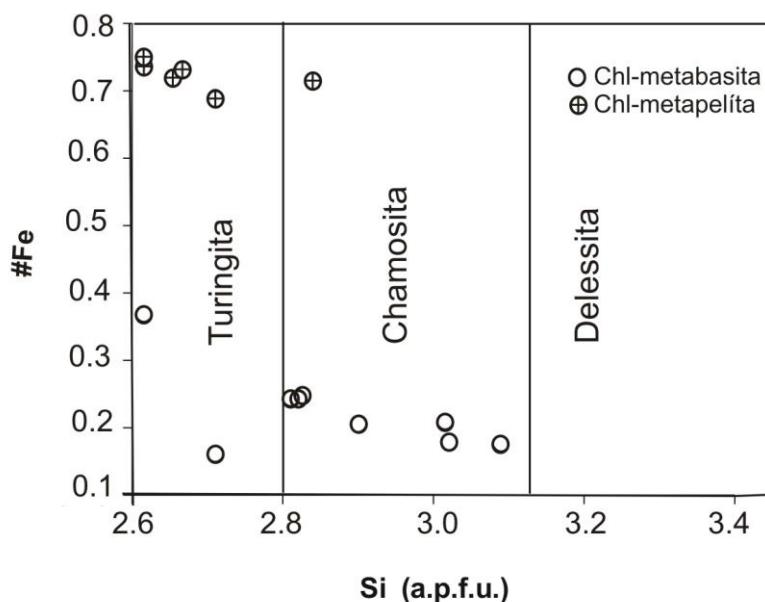


Figura 22. Diagrama #Fe $[Fe / (Fe + Mg)]$ vs. Si de cloritas (Hey, 1954) en metabasitas y metapelitas asociadas al CUT con valores de $FeO_{total} > 4\%$ en peso. La clorita en metabasita se clasificó como chamosita con variación ligera a turingita, mientras que la clorita en metapelita se clasificó como turingita, a excepción de un valor que se situó en el campo de la chamosita.

5.2.2. Las metapelitas

Las fases analizadas (granate, plagioclasa, epidota, mica y clorita) por WDS-EPMA en las metapelitas presentaron la siguiente composición química.

El granate en las unidades metapelíticas se detecta formando cristales porfidoblásticos muy alterados de alrededor de 1-10 mm de tamaño, asociado con clorita, mica blanca, plagioclasa, cuarzo y rutilo (Figura 23a-e). Su análisis por microsonda (EPMA-WDS) presenta totales entre 99% y 101% en peso (Tabla 14). El CaO presenta valores muy variables desde 2.27% hasta 6.97% en peso, de MgO entre 2.24% y 4.45% en peso y de FeO desde 28.82% hasta 33.65% en peso. Como se puede advertir en la Figura 24, su composición en términos de su proporción de Gr + Ad, Al + Sp y Py cae en el campo "C" asociado con las rocas eclogíticas de temperatura baja de acuerdo a la clasificación de granates de Coleman *et al.* (1965). La Tabla 15 muestra que su proporción de Py es similar a la registrada para granate eclogítico en el Complejo Acatlán, mientras que sus proporciones de Al + Sp y Ad+Gr son diferentes.

La plagioclasa en las metapelitas se encuentra asociada a clorita, granate, cuarzo y mica (Figura 23c; Ve22) con una composición química (Tabla 10; análisis #13 y 14) de albita ($Ab_{97.9-99.8}$).

La composición química de la epidota en las metapelitas (Tabla 12; análisis #18-21) indica un contenido de pistachita de 43.4-44.2 y de clinzoisita de 45.1-46.6. Y al igual que en las metabasitas muestra una tendencia general de incremento de Fe^{+3} conforme disminuye el aluminio (Figura 25).

La mica en metapelitas se observa asociada a albita, anfíbol, granate, y cuarzo (Figura 23a y c), y a veces con exsolución de clorita (Figura 23d). Su composición química (Tabla 16) las clasifica como de tipo fengita (muscovita), con alta sustitución de celadonita ($Si \approx 3.29-3.35$ a.p.f.u.), corroborando condiciones de presión alta durante su cristalización (Simpson *et al.*, 2000), posiblemente en facies de eclogita.

La clorita en metapelitas se observa asociada a mica, granate, cuarzo y rutilo (Figura 23a-c, y e), su contenido de Si (23.5% – 26.0% en peso; Tabla 13) es similar al de las metabasitas (24.1% - 32% en peso), aunque más bajo que el de las serpentinitas del CUT, y presenta un valor FeO_t mas alto (>32% en peso) que el de la clorita en metabasita ($FeO_t < 14\%$ en peso). De acuerdo a la clasificación de Hey (1954) la clorita metapelítica se ubica principalmente en el campo de turingita (con excepción de un valor que se localiza en el campo de la chamosita; Figura 22). De acuerdo a la AIPEA este tipo de cloritas se clasifican dentro del subgrupo tri-trioctaédricas.

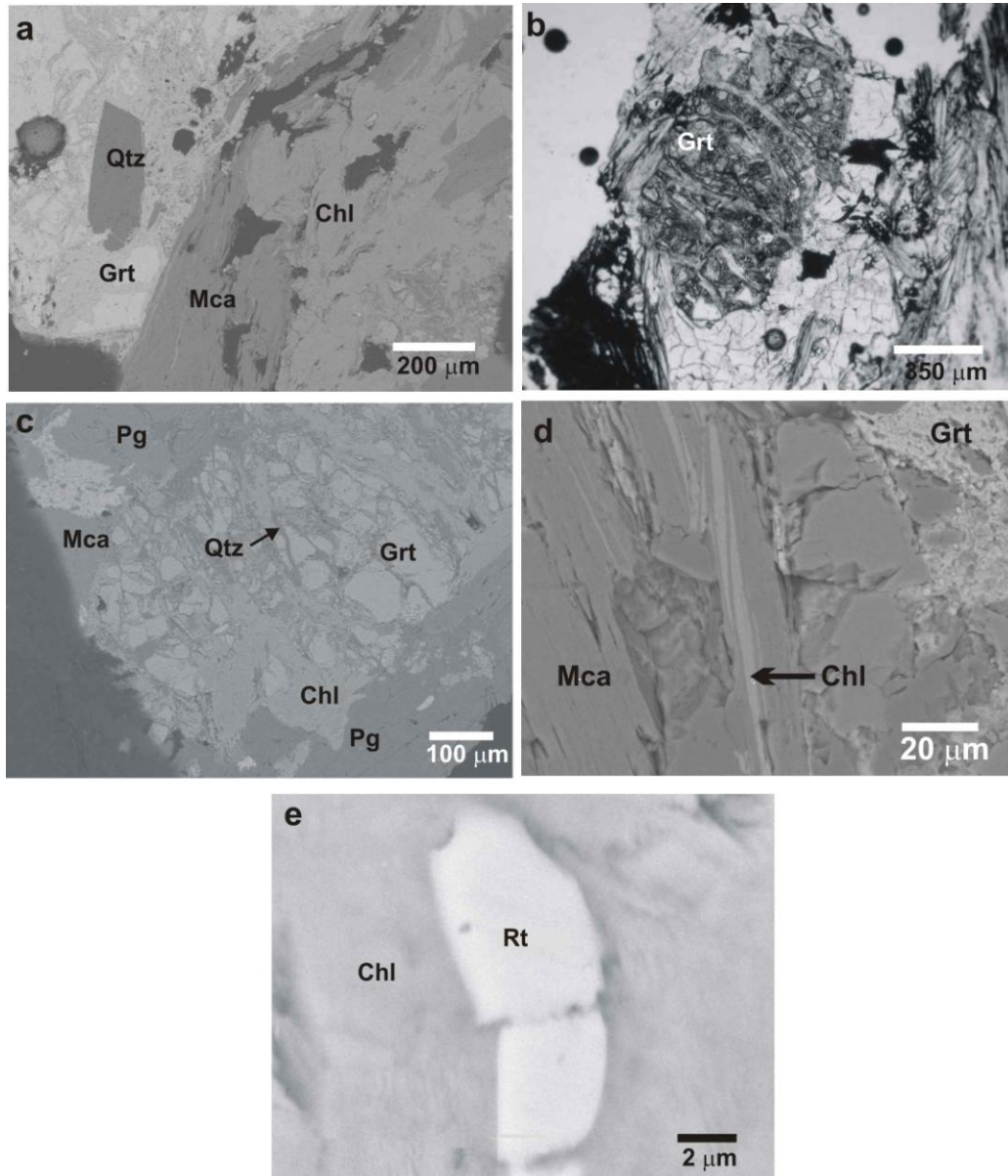


Figura 23. Metapelitas asociadas a la serpentinita en el CUT. **(a)** Micrografía por MEB de agregado policristalino constituido de granate, cuarzo, clorita y mica blanca. **(b)** fotografía por MO reflejada en granate con textura porfidoblástica (Ve22). **(c)**. Imagen por MEB que muestra la asociación de plagioclasa, granate, cuarzo y mica blanca (Ve22). **(d)** Micrografía por MEB que muestra a la mica blanca con exsolución de clorita (Ve22). **(e)** Micrografía por MEB que muestra un cristal de rutilo en clorita (Ve22). Abreviaciones: Grt, granate, Mca, mica, Qtz, cuarzo, Pg, plagioclasa, Chl, clorita, Rt, rutilo.

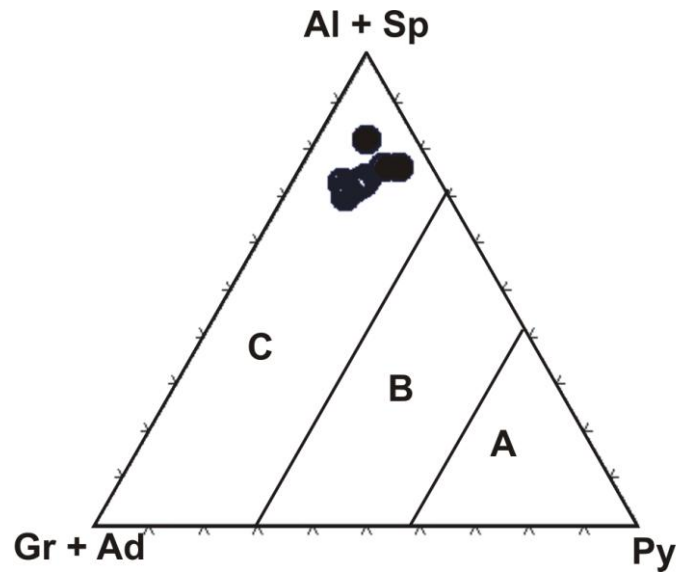


Figura 24. Diagrama triangular mostrando la composición de granates metapelíticos asociados al CUT. A, B, y C son campos para grupos de eclogitas en el esquema de clasificación de Coleman *et al.* (1965). Abreviaciones: Gr, grosularita, Ad, andradita; Py, piropo; Al, almadina; Sp, espesartina.

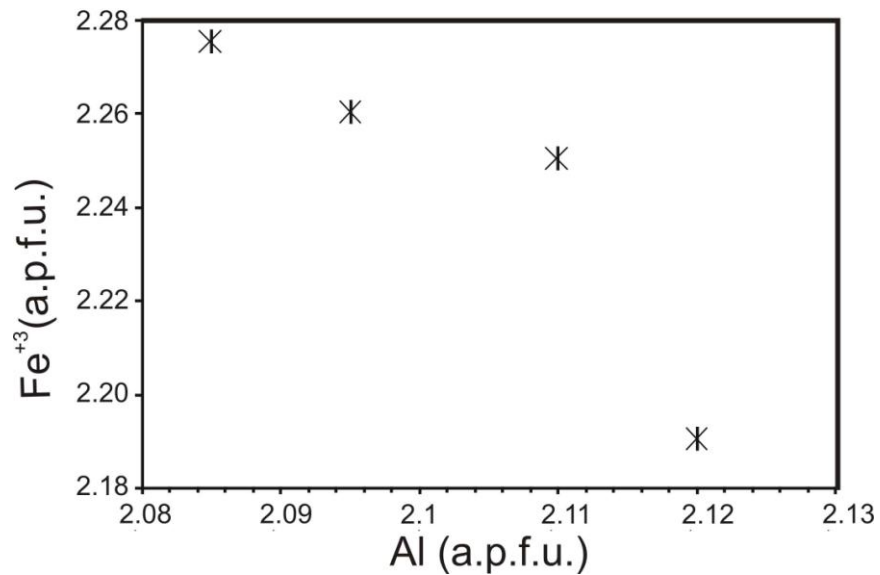


Figura 25. Composición química de epidota en metapelitas asociadas al CUT.

CAPITULO 6. GEOQUÍMICA

6.1. Introducción

Este trabajo presenta los resultados de elementos mayores, traza e isótopos estables (D, ^{18}O), en las serpentinitas del CUT. El grado relativamente alto de metamorfismo que probablemente sufrieron las serpentinitas del CUT, representa una limitación indiscutible que debe tomarse en cuenta para los datos descritos en este capítulo. No obstante, los resultados que se presentan aquí proporcionan información importante acerca de la petrogénesis de las serpentinitas y, por lo tanto, del ambiente tectónico donde evolucionaron.

La investigación petrológica y geoquímica del manto litosférico serpentinizado ha sido utilizada para dilucidar el origen de su protolito y para hacer inferencias acerca del ambiente geotectónico en el cual se formaron esas rocas (Pearce *et al.*, 2000; Melcher *et al.*, 2002; Niu, 2004; Marchesi *et al.*, 2006; Li y Lee, 2006). La evolución petrológico-geoquímica del manto en zonas de subducción se estudia mejor en muestras inalteradas; sin embargo, también puede ser apreciada usando minerales primarios relictos en las rocas correspondientes (p. ej., Ramphone *et al.*, 1996). La clasificación de las rocas ultramáficas alteradas se ha basado en la composición modal (mineralógica) usando estos relictos primarios; sin embargo, en el caso de las peridotitas que han sufrido serpentización casi completa, la composición mineralógica original no puede ser determinada (Melcher *et al.*, 2002). No obstante, el cálculo de la composición normativa puede realizarse a partir de análisis de roca entera con base anhidra usando la norma CIPW (p. ej., Melcher *et al.*, 2002), pero asumiendo que antes de la serpentización todo el hierro estaba presente en estado divalente (Li *et al.*, 2004). Se ubican luego esos valores normativos en los diagramas de clasificación de Streckeisen (1976).

Además, diagramas diversos de Al_2O_3 versus elementos mayores se han utilizado comúnmente para ilustrar la composición de roca total de las peridotitas (Bodinier y Godard, 2003).

Se ha visto que las serpentinitas representan una fuente de agua y elementos móviles (Hattori y Guillot, 2003; Scambelluri *et al.*, 2004; Hattori *et al.*, 2005), los cuales son liberados de la placa subducente hacia la cuña del manto, metasomatizándola o fundiéndola parcialmente. Las serpentinitas en ofiolitas exhumadas (p. ej., Himalayas, Cuba, y los Alpes) presentan un enriquecimiento en los elementos que son solubles en el fluido acuoso a temperaturas bajas, tales como As, Sb y Sr (Hattori y Guillot, 2003). Los elementos móviles, una vez acumulados en la serpentinita, llegan a ser inmóviles durante los procesos de subducción (Scambelluri *et al.*, 2001; Deschamps *et al.*, 2010), lo que permite que la firma de REE se preserve en las composiciones de la roca total.

Los estudios isotópicos de hidrógeno y oxígeno en serpentinitas proveen de información valiosa acerca del ambiente tectónico y de los fluidos involucrados en los procesos de serpentinitización (Wenner y Taylor, 1973; Sakai *et al.*, 1990). Por ejemplo el rango de valores $\delta^{18}\text{O}$ y δD definidos por Wenner y Taylor (1973) y Agrinier *et al.* (1995) para las “serpentinitas oceánicas” varía desde +6.7 a +0.8‰ y -35 a -68‰ respectivamente; señalando que el tipo de agua dominante involucrada en la serpentinitización fue marina.

Sin embargo, hay gran controversia acerca de si los datos de isótopos estables (^{18}O , δD) en serpentinitas preservan su composición durante los eventos geológicos posteriores a su formación, o si ocurre intercambio isotópico de tal forma que la composición original sea borrada o alterada (Wenner y Taylor, 1974; Sakai y Tsutsumi 1978; Sheppard 1980). Sheppard (1986) propone que la proporción D/H más que la de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, es un parámetro mejor y en general más definitivo para determinar la fuente del agua, ya que la composición isotópica del oxígeno en el agua puede o no retener la memoria de su fuente. Evidencia

experimental de O`Neil y Kharaka (1976) apoya también este hecho, ya que indica que las reacciones isotópicas de intercambio del hidrógeno entre minerales y agua ocurren con mayor facilidad que las del oxígeno. No obstante hay que tener en cuenta que la firma isotópica del hidrógeno cambia preferentemente cuando se trata de lizardita y crisotilo (debido a su grano fino) y no de antigorita (Frü-Green y Scambelluri, 2001). En este estudio se considera que la información combinada de ambos isótopos (D y ^{18}O) permite conocer la fuente e historia del agua integrada a la serpentización.

Los análisis de isótopos de hidrógeno y oxígeno en los minerales de serpentina proporcionan también información para distinguir por su firma isotópica lizardita y crisotilo de antigorita (Wicks y O`Hanley, 1988). La antigorita generalmente presenta los valores más altos de δD , mientras crisotilo y lizardita tienen los más bajos (Alt y Shanks, 2006). Análisis de serpentina (Kyser *et al.*, 1999) muestran que el grano fino de crisotilo y lizardita permite que haya intercambio hidrógeno con los fluidos del ambiente a temperaturas bajas, produciendo valores muy bajos de δD . En contraste, el grano más grueso de antigorita intercambia hidrógeno mucho más lentamente y retiene sus valores originales de δD . En general, antigorita se forma a temperaturas más altas que lizardita y crisotilo (Wenner y Taylor, 1971; Hattori y Guillot, 2007), lo cual produce firmas isotópicas diferentes (p. ej., Wenner y Taylor, 1974).

La composición isotópica del oxígeno proporciona además información del grado de serpentización. Las rocas ultramáficas serpentizadas completamente presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ relativamente altos ($\delta^{18}\text{O} = 6.2$ a $+ 12.7$ ‰), mientras que cuerpos ultramáficos serpentizados parcialmente tienen valores relativamente bajos de $\delta^{18}\text{O}$ ($+3.4$ ‰) (Wenner y Taylor, 1973).

En este trabajo se proporciona la composición isotópica del hidrógeno y del oxígeno en serpentina y clorita en matriz de la serpentinita del CUT. El tipo de agua que pudo estar en equilibrio con las serpentinitas estudiadas se infiere con

base en su comparación con los valores isotópicos de otras serpentinitas en ambientes diferentes.

6.2. Elementos mayores y elementos traza

Los elementos mayores en roca total (Tabla 17), graficados en los diagramas ternarios CaO-Al₂O₃-MgO y Ol-Opx-Cpx (Figuras 26 y 27), muestran que las rocas serpentinizadas del CUT corresponden a un protolito principalmente harzburgítico, con excepción de dos lherzolitas. Sus análisis de FRX son congruentes con los descritos para harzburgitas serpentinizadas (p.ej., Marchesi *et al.*, 2006). Conjuntamente, la presencia de pseudomorfos de bastita y la ausencia de fases sin silicio como brucita, apoyan esta conclusión. Las composiciones normativas (Tabla 17, Figura 27) se calcularon asumiendo todo el hierro en estado divalente. Algunas de las muestras (Ve06, Ve11, Ve38) presentan contenidos ligeramente más altos de CaO (Tabla 17), y Sr (Tabla 18) que las demás, lo cual podría deberse a la adición secundaria de carbonatos (Pearce *et al.*, 2000).

Por otra parte, el análisis de roca total (Tabla 17) en la serpentinita del CUT muestra una pérdida de volátiles por ignición (LOI, por sus siglas en inglés) relativamente alta (>11% en peso), lo cual, refleja la serpentinización casi total que sufrieron éstas (Pearce *et al.*, 2000). Sus valores de Al₂O₃ (<2.1% en peso) y FeO_t (<11% en peso) son similares a los de otras peridotitas registrados en la literatura (Figura 28; Parkinson y Pearce, 1998; Pearce *et al.*, 2000; Bodinier y Godard, 2003), y particularmente sus contenidos caen dentro del rango registrado en peridotitas de zonas de suprasubducción (Figura 28).

Los valores relativamente bajos de SiO₂ (Figura 28) podrían deberse a la movilización acuosa de este óxido durante los procesos de fusión parcial del manto, que originaron a la harzburgita como residuo (Allen y Seyfried, 2003).

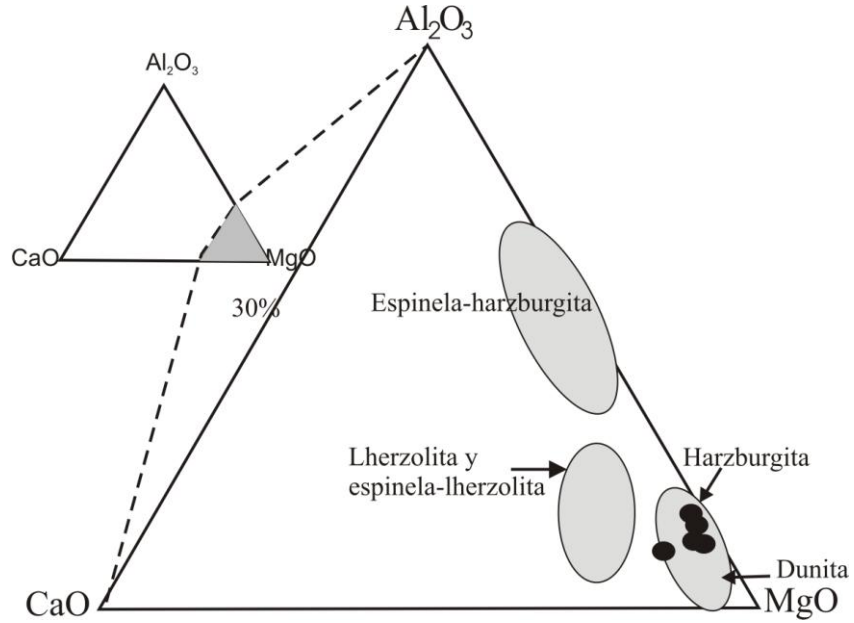


Figura 26. Relación entre serpentinitas y sus protolitos en un diagrama ternario MgO- Al_2O_3 -CaO (los campos son de Li *et al.*, 2004). Los puntos corresponden a serpentinitas del CUT (normalizadas a % en peso).

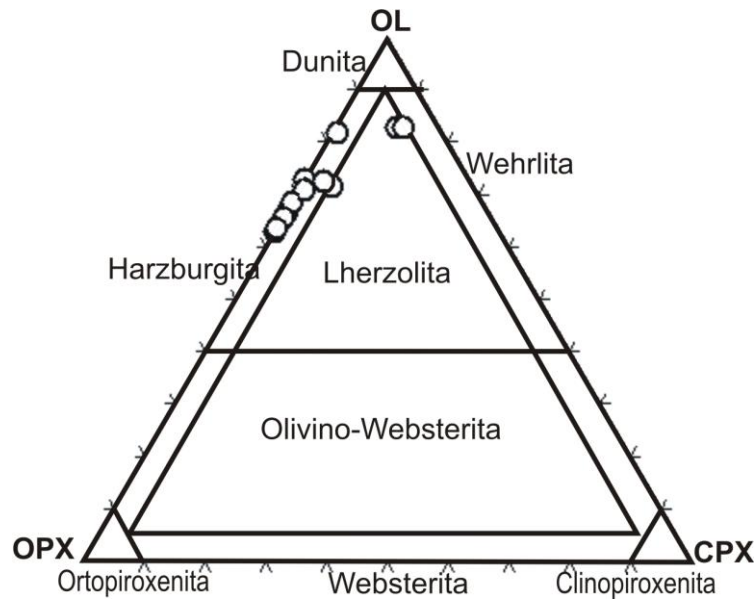


Figura 27. Composición química modal de la serpentinita del CUT (círculos), derivada del cálculo normativo CIPW.

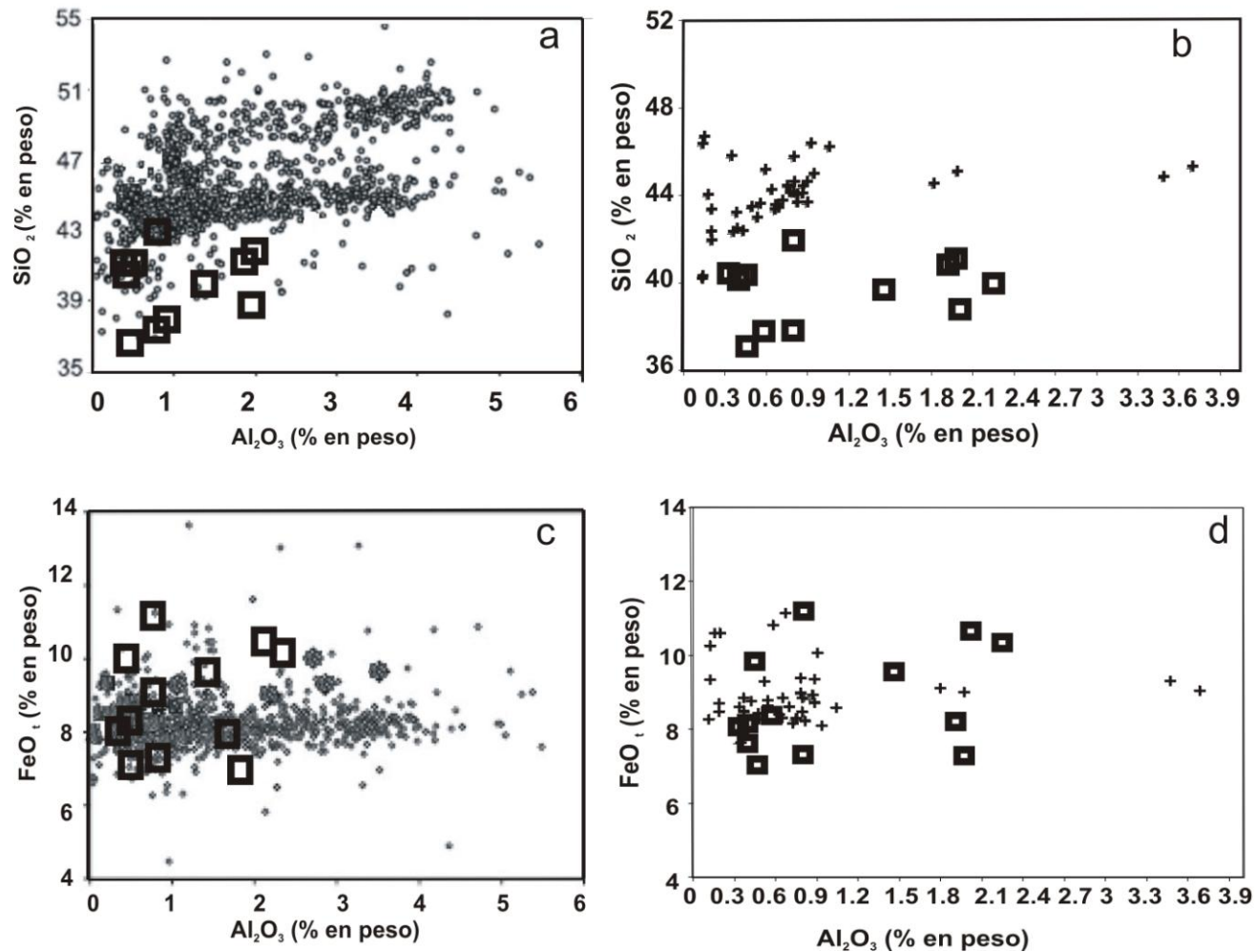


Figura 28. Abundancias de SiO_2 y FeO_1 vs. Al_2O_3 en roca total de serpentinita del CUT. **(a-b)** Serpentinita de este estudio y datos publicados de peridotitas en ambientes tectónicos diferentes (orogénico, ofiolítico y abisal). **(c-d)** Gráfico con mayor detalle con datos del CUT y publicados para zonas de suprasubducción. Símbolos: cuadros, serpentinita este estudio; círculos, peridotita orogénica, ofiolítica y abisal; (Bodinier y Godard 2003); cruces, peridotitas en zona de suprasubducción (Parkinson y Pearce, 1998; Pearce *et al.*, 2000).

La composición química de la serpentinita del CUT generalmente cae cerca del arreglo del manto empobrecido, como puede verse en el gráfico de MgO/SiO_2 vs Al_2O_3 (Figura 29).

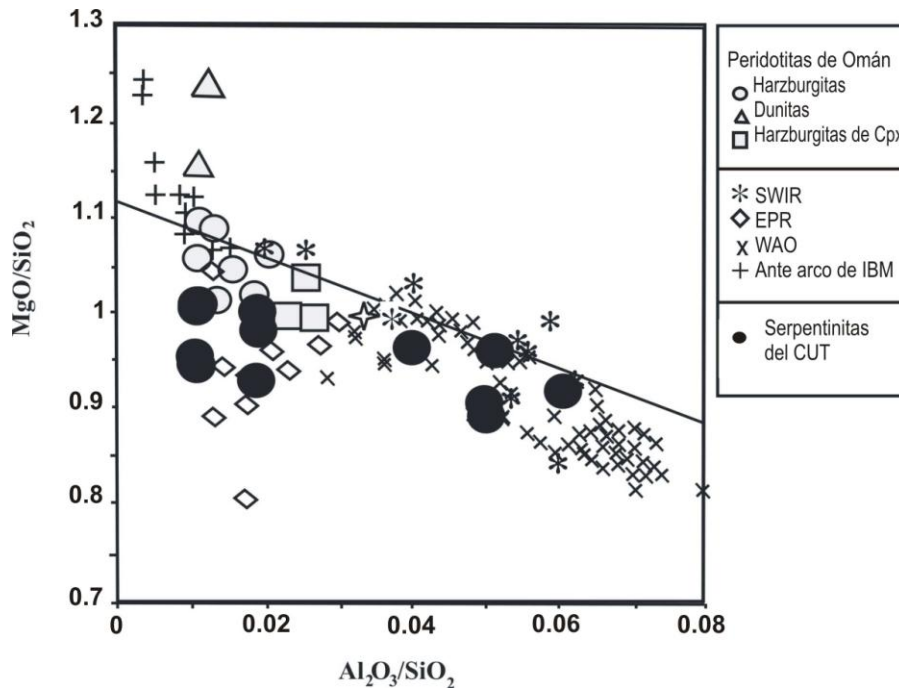


Figura 29. Composición de roca total en el CUT graficada en el diagrama Al_2O_3/SiO_2 vs. MgO/SiO_2 . Comparación con datos publicados de diferentes peridotitas: Omán (Godard *et al.*, 2000); SWIR, peridotita abisal del suroeste de la dorsal del océano índico (Snow y Dick, 1995); EPR, peridotita abisal de la dorsal Este del Pacífico en la zona de falla Garrett (Niu y Hekinian, 1997); WAO, lherzolitas orogénicas del oeste de los Alpes y ofiolitas Lanzo (Bodinier, 1988) y Liguridos internos (Ramphone *et al.*, 1996); IBM, peridotitas dragadas desde el ante-arco en Mariana-Izu-Boninita (Parkinson y Pearce, 1998). La línea continua representa la tendencia de diferenciación de la corteza terrestre silicatada (Diagrama modificado de Godard *et al.*, 2000).

Los resultados del análisis de elementos traza en roca total de seis muestras de serpentinita del CUT se muestran en la Tabla 18. La Figura 30 muestra patrones de distribución de los elementos traza litófilos normalizados al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) para las serpentinitas del CUT, los cuales están empobrecidos en estos elementos. Sin embargo, muestran enriquecimiento variable en algunos de los elementos traza incompatibles (Cs, U, y Nb) (Figura 30), y exhiben anomalías positivas de Sr (Figura 27). Los patrones

de REE de las serpentinitas del CUT muestran dos grupos: Grupo 1 (Ve11 y Ve20), tiene la abundancia más baja de HREE y muestra patrones relativamente planos (Ve20) (Figura 30). Grupo 2 (Ve03, Ve06, Ve23), caracterizado por perfiles de LREE-HREE con pendientes positivas (Figura 30). Un rasgo característico de los patrones de REE es la anomalía negativa de Ce (Figura 30, 31), la cual probablemente resultó de la movilidad de las LREE trivalentes durante la alteración secundaria (p. ej., Gruau *et al.*, 1998), tal como ocurre durante la alteración del piso marino o la serpentización (Niu, 2004).

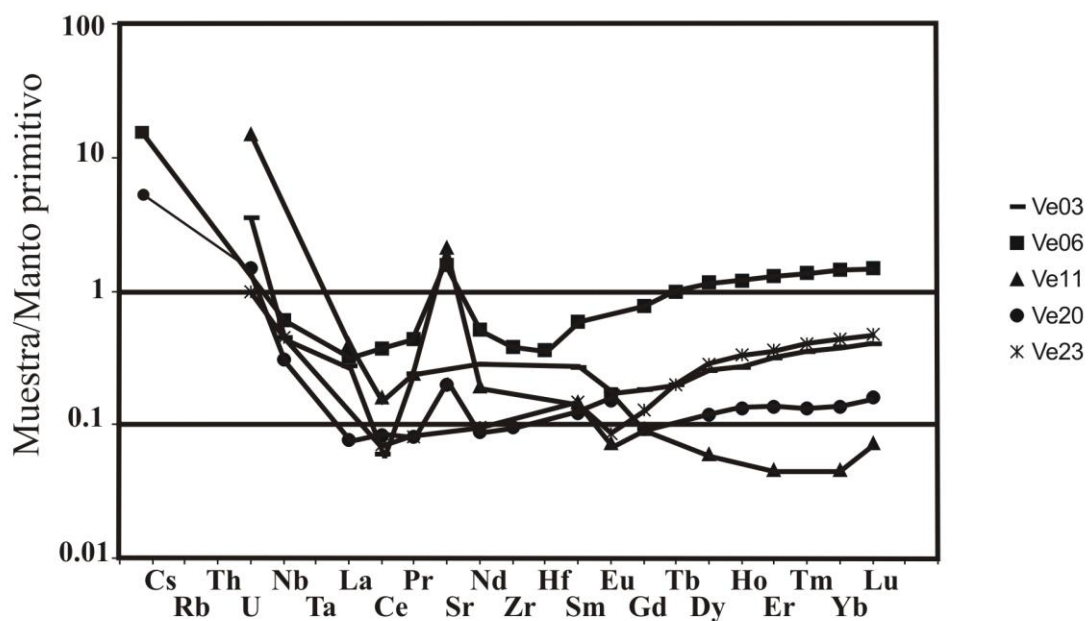


Figura 30. Patrones de elementos traza normalizados a manto primitivo de serpentinita del CUT. Valores de normalización de Sun y McDonough (1989).

La composición de las serpentinita del CUT indica un enriquecimiento en los elementos móviles en fluidos acuosos (As, Sb, Pb, Sr; Figura 31, Cs; Figura 30). En la Figura 31 los elementos móviles son aquellos con solubilidades altas, mientras que los elementos inmóviles en fluidos acuosos son listados en orden de compatibilidad con los minerales del manto durante la fusión parcial (Hattori y Guillot, 2007).

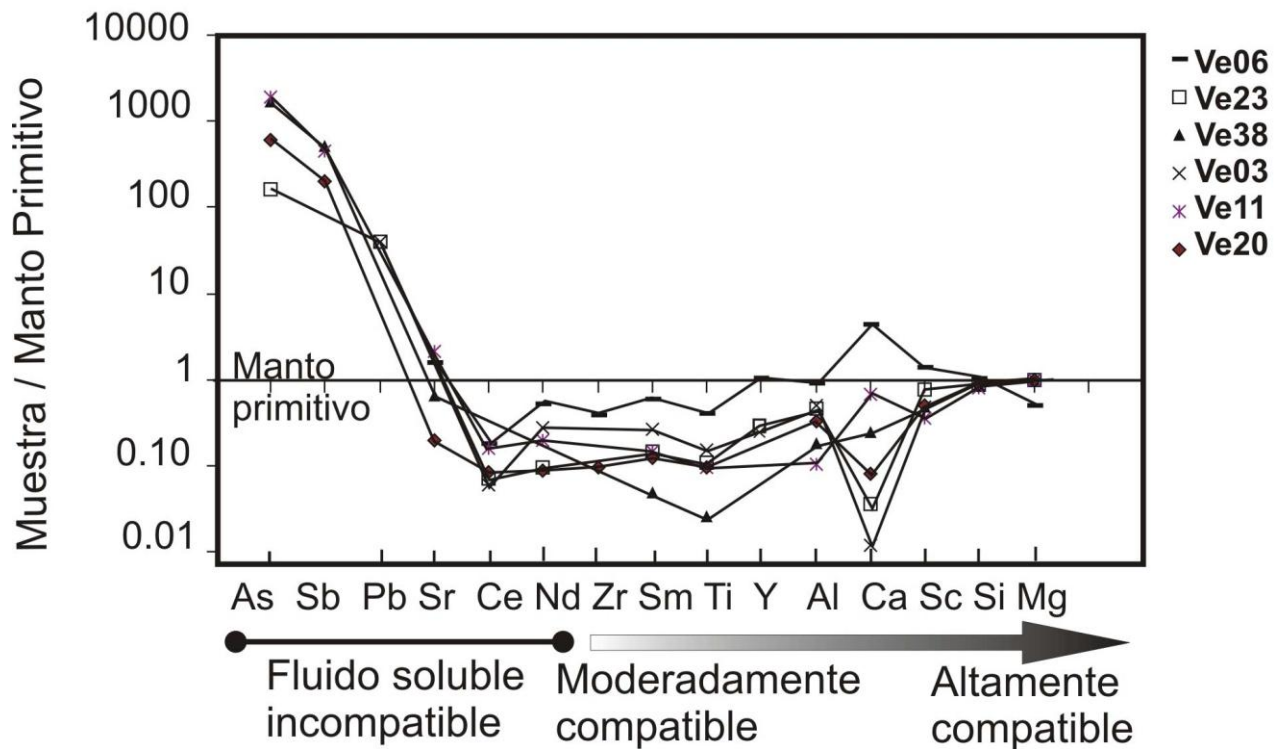


Figura 31. Composición de elementos traza de serpentinitas del Cuerpo Ultramáfico de Tehuiztzingo. Los elementos a partir del Zr hacia la derecha son ubicados en orden de su incremento en compatibilidad con minerales del manto (Hattori-Guillot, 2003). Valores normalizados de Sun y McDonough (1989).

6.3. Isótopos estables (D, O)

Las cloritas y serpentinas analizadas exhiben composiciones isotópicas similares entre sí ($\delta^{18}\text{O} = +6.29$ a $+7.04$ ‰ y $\delta\text{D} = -47.4$ ‰ a -66.0 ‰) (Tabla 19), a excepción del crisotilo en vetas que presenta un valor muy bajo de deuterio ($\delta\text{D} = -112.5$ ‰). En la Figura 32 se grafican los datos de isótopos de oxígeno e hidrógeno de clorita y antigorita en el CUT, donde se observa que la mayoría de los datos se ubican dentro del campo de las “serpentinitas oceánicas”, pero también en el de las “serpentinitas en ofiolitas”, a excepción de una muestra de crisotilo que se ubica sólo en éste último campo. Estos campos, definidos inicialmente por Wenner y Taylor (1973), son considerados como estrictamente descriptivos (Proenza *et al.*, 2003; O’Hanley, 1996), es decir, los ambientes tectónicos mostrados en la Figura 32 no implican el tipo o tipos de agua que

participaron en la serpentización de la peridotita, sino que indican el rango de valores isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ y D) que han presentado serpentinitas en estos ambientes. No obstante, se ha interpretado que las “serpentinitas oceánicas” se formaron a partir de fluidos derivados de agua marina (Wenner y Taylor, 1973).

Las composiciones isotópicas se graficaron también en el diagrama propuesto por Sheppard (1986) (Figura 33), para conocer los posibles tipos de agua que intervinieron en la serpentización de la peridotita del CUT. Sus valores se ubican entre los campos de agua tipo magmática y metamórfica (Figura 33).

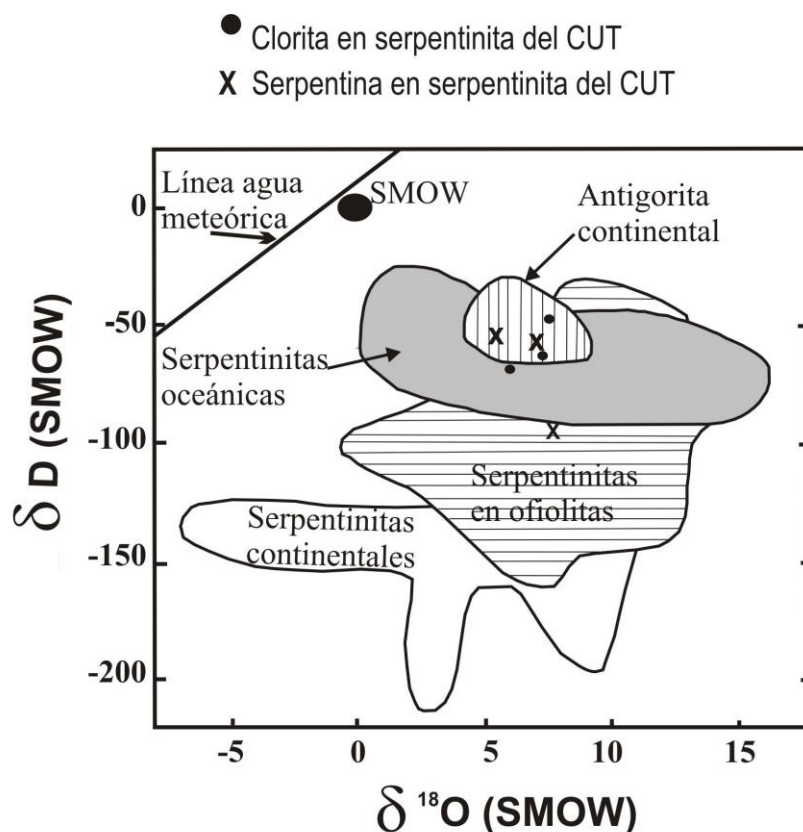


Figura 32. Gráfico δD versus $\delta^{18}O$ de las serpentinas y cloritas del Cuerpo Ultramáfico de Tehuizingo (símbolos). El valor de serpentina que se ubica en el campo de las serpentinas en ofiolitas corresponde a una veta de crisotilo. Los campos isotópicos composicionales de serpentinitas en diferentes ambientes tectónicos están en Frü-Green y Scambelluri (2001). Dichos campos se basan en serpentinitas muestreadas en diferentes sitios: antigorita continental, p. ej., región este de Val Malenco, Italia; oceánicas, p. ej., dorsal oceánica del Atlántico; en ofiolitas, p. ej., Complejo Nueva Caledonia; continentales, p. ej., Napa Arosa-Platta, Suiza (datos de Wenner y Taylor, 1973).

Por otra parte los tres concentrados de minerales (clorita, antigorita y crisotilo) de la serpentinita del CUT tienen valores de $\delta^{18}\text{O}$ de entre 6.3 y 7.0 ‰, los cuales no muestran diferencias notables entre ellos (Tabla 19); en cambio, crisotilo en vetas presenta el valor más bajo de δD (-112.5 ‰) comparado con el de la antigorita ($\delta\text{D} = -52.9$ a -59.3 ‰). Esta disminución sugiere reequilibrio con fluidos a temperaturas bajas (Alt y Shanks, 2006). Se sugiere que crisotilo fibroso en vetas se formó en un evento geodinámico diferente de temperatura más baja (de hasta $\sim 100^\circ\text{C}$) que el de antigorita ($\leq 600^\circ\text{C}$).

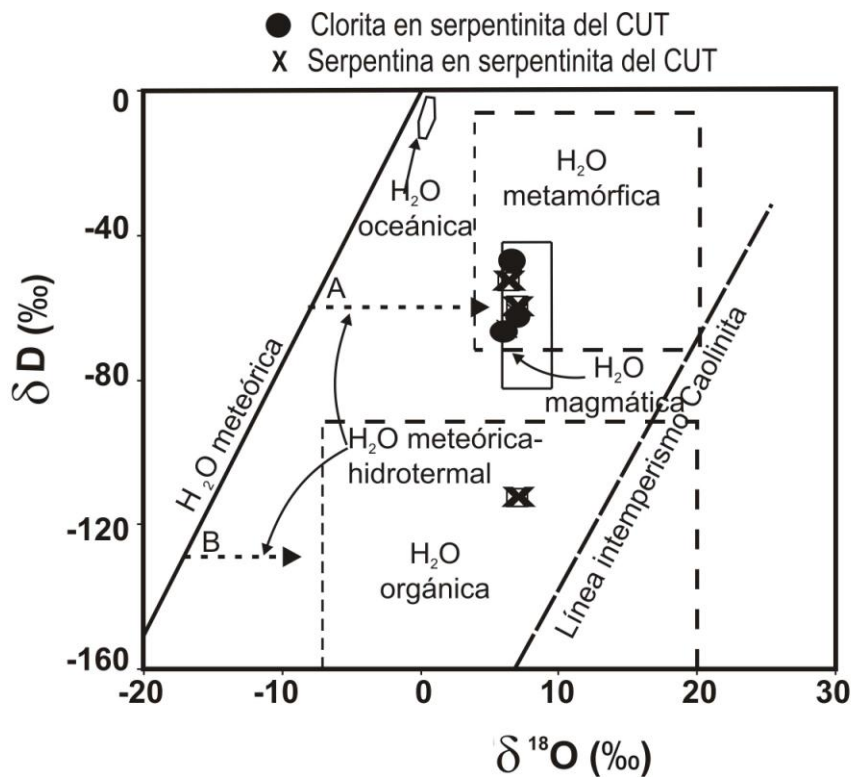


Figura 33. Composiciones isotópicas de las serpentinitas del CUT, y campos para tipos diferentes de agua (Sheppard, 1986). Se observa un valor de serpentinita (veta de crisotilo) en el campo de agua meteórica hidrotermal. A y B indican la composición inicial para agua marina y meteórica, respectivamente.

CAPITULO 7. GEOTERMOMETRIA Y FUGACIDAD DE OXIGENO

7.1. Generalidades

La geotermometría en cuerpos ultramáficos completamente serpentinizados, y que no presentan silicatos metamórficos de temperatura alta, tales como antofilita, olivino y ortopiroxeno, ha sido calculada a partir de otros indicadores petrogenéticos como clorita (De Caritat *et al.*, 1993; Zane y Sassi, 1998) o con base en alguna fase indicadora de temperatura relativamente alta como lo es antigorita, un polimorfo de serpentina (Coleman, 1971; Evans, 1977; Wicks y O'Hanley, 1988).

Numerosos estudios (Cathelineau y Nieva, 1985; Walshe, 1986; Cathelineau, 1988; Meza-Figueroa, *et al.*, 2003; Zaccarini *et al.*, 2005) se han realizado con el fin de estimar la temperatura de formación de clorita con base en su composición. Uno de los problemas que presenta la geotermometría de cloritas es que no existe un método que considere la amplia variedad de condiciones naturales (temperaturas diferentes, asociaciones coexistentes, $[Fe/(Fe + Mg)]$, fO_2 , etc.) en las que se presenta. Sin embargo, Cathelineau (1988) con base en estudios de rocas andesíticas (Los Azufres, México) y feldespáticas (Salton Sea, U.S.A.), sugiere que su geotermómetro empírico se puede aplicar en ambientes diagenéticos, hidrotermales y metamórficos porque el valor de Al^{IV} en las cloritas es independiente de la composición total de la roca.

Por otra parte, los estudios de peridotitas emplazadas en la corteza continental han revelado que las asociaciones de minerales opacos reflejan variaciones en la fugacidad de oxígeno y azufre durante la serpentización (Eckstrand, 1975; Frost, 1985). La serpentización activa produce condiciones muy reductoras que favorecen la formación de asociaciones pobres en azufre, como awarúita y heazlewoodita, mientras que la introducción de fluidos ricos en CO_2 genera condiciones muy oxidantes, que promueven la formación de carbonatos, de asociaciones de sulfuros ricos en azufre como millerita, piritita, y de

hematites (Eckstrand, 1975; Alt y Shanks, 1998). Las condiciones de fugacidad de oxígeno y azufre pueden estimarse a partir del sistema Fe-Ni-S-O (Figura 16a), el cual es más preciso para obtener f_{O_2} y f_{S_2} que el sistema Fe-S-O (Eckstrand, 1975).

7.2. Estabilidad de los minerales del grupo de las serpentinas

El mineral del grupo de la serpentina predominante en el CUT es antigorita, y en proporción menor lizardita y crisotilo, lo cual es coherente con el contexto geológico de expansión-subducción-colisión sugerido por Ortega-Gutiérrez (1981a) para el CA. En un contexto de subducción, caracterizado por presión alta y temperaturas relativamente bajas, la antigorita es la serpentina más estable (Ulmer y Trommsdorff, 1995). Estudios petrográficos y experimentales (Evans *et al.*, 1976; Chernosky *et al.*, 1988; Ulmer y Trommsdorff, 1995) confirman que la antigorita generalmente es estable a temperaturas desde 200°C hasta 720°C, con presiones de 20 kbar, equivalentes a 70 km de profundidad.

El predominio de antigorita en comparación con lizardita y crisotilo en el CUT indica condiciones de metamorfismo prógrado y que $P(H_2O) \approx P_{total}$ (O'Hanley, 1996). Cuando la serpentina es sometida a un metamorfismo prógrado, tanto la lizardita como el crisotilo son reemplazados por antigorita, de acuerdo con las relaciones de fase en el sistema MgO-SiO₂-H₂O (Figura 34). En este diagrama se observa que en condiciones de temperatura baja, el aumento de presión favorece la cristalización de lizardita, ya que ésta posee un volumen molar menor que el de crisotilo; mientras que un ligero aumento de temperatura favorecerá la transformación de lizardita en crisotilo (Chernosky, 1975). La reacción de transformación de lizardita o crisotilo en antigorita marca el inicio de la deshidratación de la roca, debido a que la antigorita contiene menores cantidades de H₂O que aquellos (Coleman, 1971).

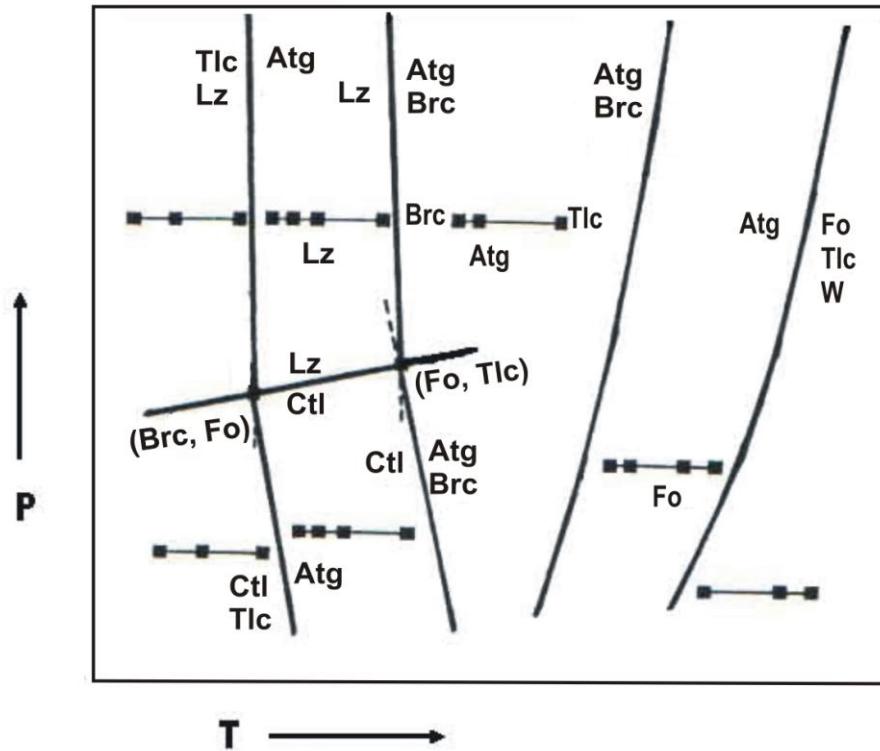


Figura 34. Diagrama esquemático de presión-temperatura para el sistema MSH (MgO-SiO₂-H₂O) según Chernosky *et al.* (1988). Abreviaturas: Lz, lizardita; Ctl, crisotilo; Atg, antigorita, Brc, brucita, Fo, forsterita, Tlc, talco; W, agua.

De acuerdo a Nance *et al.* (2006) y Keppie *et al.* (2008) la temperatura estimada durante el pico metamórfico en el CA fue inferior a los 500°C y probablemente ocurrió durante la orogenia colisional asociada con etapas tempranas del cierre del Océano Rhéico, en cuya estructura litosférica la peridotita original fue emplazada. Temperaturas metamórficas arriba de los 500°C, a cualquier presión, habrían originado olivino y piroxeno (Figura 35), de los cuales, sin embargo, no se encontró evidencia en el CUT. Las texturas detectadas en la serpentina como los pseudomorfos de bastita y de reloj de arena, se atribuyen a la primera serpentinización de olivino y piroxeno en la peridotita original del manto, pues su tamaño de grano y distribución en la masa serpentinizada así lo indican.

Por otra parte, los eventos de serpentinización bajo condiciones de metamorfismo retrógrado y $P(\text{H}_2\text{O}) < P_{\text{total}}$ (O'Hanley, 1996) en el CUT, correspondientes a la última etapa de exhumación paleozoica del orógeno y representados por el reemplazamiento de antigorita por lizardita, o crisotilo, probablemente ocurrieron entre los 300°C y los 400°C, a presiones cercanas a 2 kbar, pues aunque crisotilo tiene un campo de estabilidad abajo de los 300°C, Evans (1977) considera que crisotilo y lizardita, particularmente Al-lizardita, pueden sobrevivir en el campo de la antigorita. Chernosky (1975) sugiere que la lizardita es estable con respecto a crisotilo a temperaturas menores a los 420°C y 2 kbar.

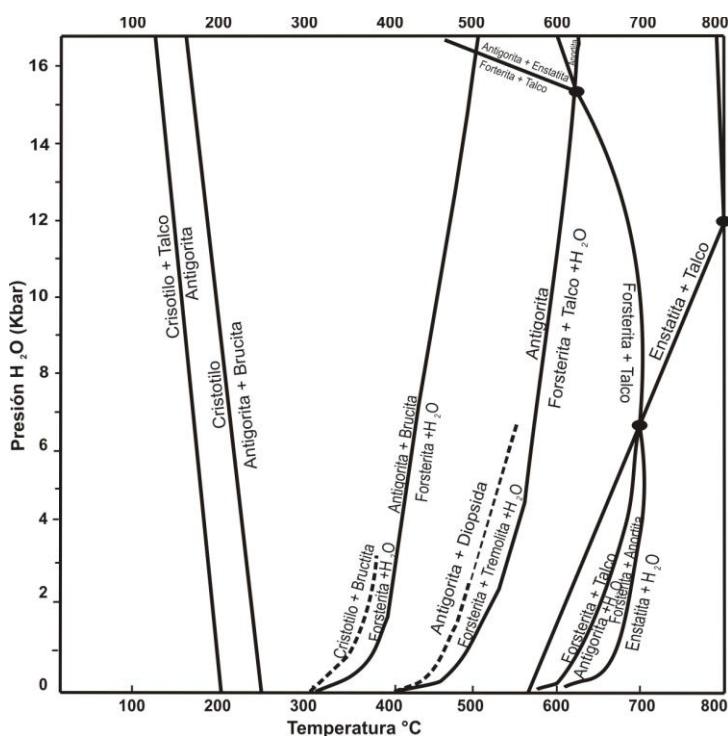


Figura 35. Relaciones P-T entre las fases crisotilo, antigorita, brucita, forsterita, talco, enstatita y H_2O en el sistema $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Las líneas negras sólidas indican resultados experimentales, las líneas discontinuas se refieren a curvas calculadas (modificado de Evans *et al.*, 1976).

7.3. Cálculo de la temperatura en clorita

En esta tesis se aplicaron cinco geotermómetros empíricos diferentes de clorita (T1, de Cathelineau y Nieva, 1985; T2, de Cathelineau, 1988; T3, de Hillier y Velde, 1991; T4, de Kranidiotis y McLean, 1987; y T5 de Zang y Fyfe, 1995), con el fin de estimar su temperatura de formación más congruente con la historia geológica del CUT. El geotermómetro T1 considera que la sustitución variable de Al^{IV} es dependiente de la temperatura y se basa en el análisis de cloritas producto de alteración hidrotermal en andesitas metamórficas de los Azufres (México); el T2 hace un recálculo del T1 a partir de los datos obtenidos de Los Azufres (México) y de *Salton Sea* (USA) para derivar una relación entre temperatura y Al^{IV} , aplicable en ambientes diagenéticos, hidrotermales y metamórficos; el T3 se basa en la correlación positiva entre el Al^{IV} y la relación $Fe/(Fe+Mg)$ en cloritas diagenéticas; el T4 se basa también en esta correlación, indica además que la presión alta puede tener un efecto significativo en la sustitución Al^{IV}/Si , y su aplicación se recomienda en situaciones donde clorita crece en un ambiente saturado de aluminio; y el T5 es equivalente al T4, pero hace correcciones a éste último tomando en cuenta la proporción de $Fe/(Fe + Mg)$ en muestras analizadas en una zona de mineralización hidrotermal Cu(Au) en la Bahía Igarapé (Brasil).

En un estudio previo (González-Mancera, 2001), con base únicamente en los polimorfos de serpentina presentes, se infiere un rango de temperatura de serpentización desde 300 hasta 500°C en el CUT.

Una comparación entre los cinco geotermómetros utilizados (Figura 36) señala que los geotermómetros T1 y T2 son los que producen las temperaturas más altas (296° y 339°C, respectivamente) en las cloritas del CUT. Los demás métodos tienden a disminuir estos valores máximos desde 275°C (T5) a 262°C (T4), y hasta 230°C (T3).

Se observa en las temperaturas calculadas a través de los cinco geotermómetros usados para los tres tipos de clorita del CUT, que no obstante su

variabilidad, los rangos de temperatura de las cloritas I y II (clinocloro) son similares (82°C a 331°C, y 80°C a 339°C; respectivamente; Figura 36a-b). Por otro lado, la clorita masiva III (chamosita) presenta temperaturas altas dentro de un rango de temperatura estrecho (entre 193°C y 333°C; Figura 36c). Los valores máximos de temperatura son similares para las cloritas I, II y III (331°C, 339°C, y 333°C respectivamente; Figura 36a-c; Tabla 7).

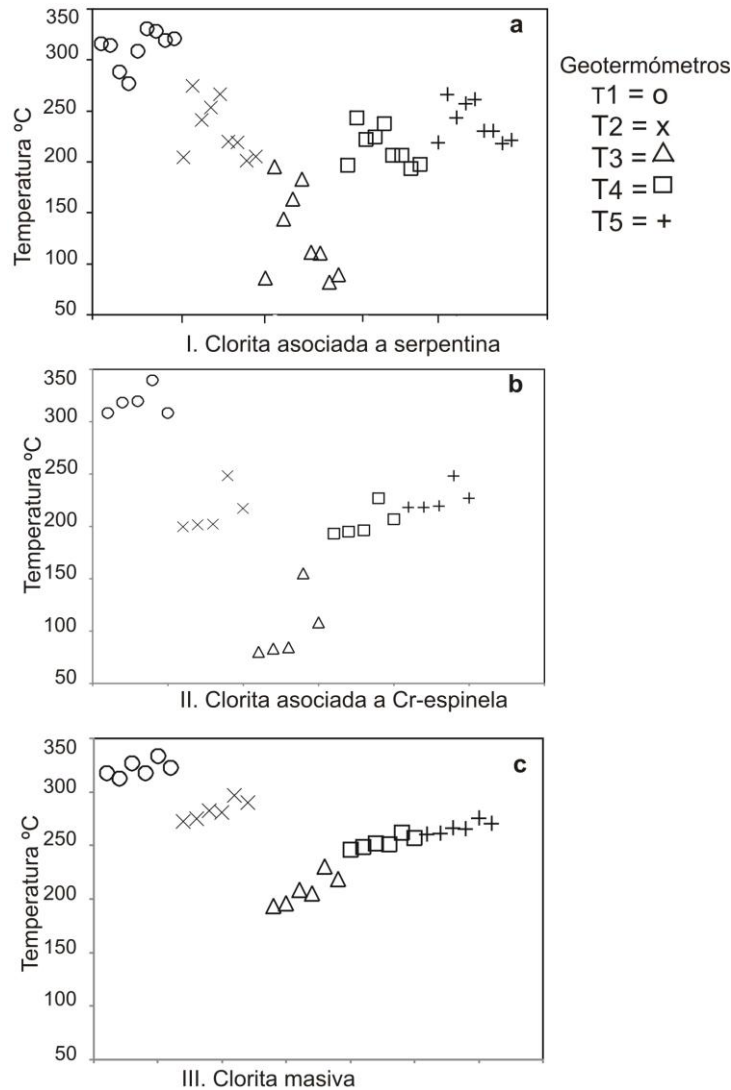
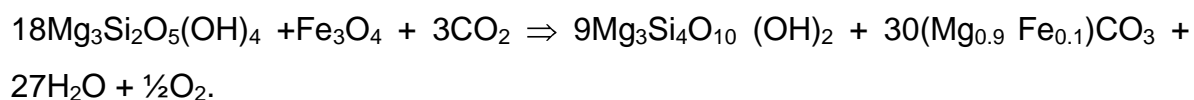


Figura 36 (a-c). Temperaturas de las tres asociaciones de cloritas en serpentinita del CUT, calculadas por medio de cinco geotermómetros empíricos: T1 (Cathelineau y Nieva, 1985); T2 (Cathelineau, 1988); T3 (Hillier y Velde, 1991); T4 (Kranidiotis y McLean, 1987); y T5 (Zang y Fyfe, 1995).

7.4. Fugacidad de oxígeno y azufre a partir de sulfuros y aleaciones en serpentinita

Como se mencionó en el capítulo 5, la asociación predominante de sulfuros níquelíferos en el área de estudio consiste en pentlandita-heazlewoodita-millerita (Figura 15); la presencia de minerales con alto contenido en azufre como la millerita sugieren que, además del proceso de serpentización, tuvo lugar una alteración por introducción de CO₂ al sistema, lo cual generó oxígeno favoreciendo la existencia de este tipo de asociación. Esta alteración involucra la conversión de serpentina a talco y magnesita (Ve26), y se representa con la reacción siguiente de Eckstrand (1975):



Como puede verse en esta reacción, el estado de oxidación del Fe⁺³ en magnetita cambia a Fe⁺² en magnesita, lo cual libera oxígeno.

Conjuntamente las observaciones petrográficas sugieren que el reemplazamiento entre los sulfuros se produjo en un medio con una tendencia hacia el incremento de la fugacidad de oxígeno, pero sin llegar a la requerida para formar pirita. Este incremento generó sulfuros de Ni cada vez más ricos en azufre, (Figura 16a-b), lo cual implicó la sustitución de pentlandita [(Fe,Ni)₉S₈] por heazlewoodita (Ni₃S₂) (Figura 14d, 16a), y/o pentlandita por calcopirita (CuFeS₂) (Figura 14f), seguida de reemplazamiento de calcopirita por galena (PbS) (Figura 14f), heazlewoodita por millerita (NiS), Co-pentlandita por millerita (Figura 14e), y nicolita (NiAs) por maucherita (Ni₁₁As₈).

La existencia de maucherita junto con pentlandita en la misma lámina (Ve11), aunque no en contacto directo con ella, indica una asociación en desequilibrio, porque se sabe que la primera tiende a concentrar Ni y Co, por lo que desestabiliza a pentlandita. Además, la presencia de maucherita señala la

preexistencia de nicolita (Thalhammer *et al.*, 1986), sin embargo, no se detectaron relictos de ella porque posiblemente fue reemplazada por completo por maucherita.

El diagrama de fases para el sistema Fe-Ni-S-O (Figura 16a) muestra las estabilidades de sulfuros y óxidos a 300°C y 2 kbar; no obstante, es difícil estimar la temperatura de formación de los sulfuros de níquel detectados en el área de estudio, ya que éstos presentan un rango de estabilidad amplio, y pueden formarse a una temperatura geológica moderada para reequilibrarse luego a temperaturas considerablemente más bajas. Sin embargo, el predominio de la asociación detectada pentlandita-millerita-heazlewoodita, la cual señala una fugacidad de oxígeno intermedia y la composición de los sulfuros (que se discute en el capítulo 8), hacen suponer que los sulfuros analizados se formaron a una temperatura cercana al valor mínimo (300°C) registrado para la retrogresión del Complejo Acatlán (Meza-Figueroa *et al.*, 2003).

La relación de los sulfuros determinados con la fO_2 y la fS_2 (Figura 16a) y su asociación con carbonatos y serpentina (Figura 16b) indican condiciones de fugacidad de oxígeno menores que las que se requieren para formar pirita. Sin embargo, con base en el diagrama de estabilidad mostrado en la Figura 16b, se puede inferir que probablemente se formó pirrotita bajo condiciones de fS_2 < pirita y bajo condiciones oxidantes, y su ausencia puede deberse a que pirrotita (FeS) reaccionó con el O_2 transformándose por completo en magnetita ($3FeS + 2O_2 \Rightarrow Fe_3O_4 + 3S$).

CAPITULO 8. DISCUSIÓN

8.1. Interpretación de la evolución textural de las serpentinitas: evidencias de procesos múltiples de serpentización

Es claro que sin importar el origen último del CUT, éste ha sufrido una evolución petrológica compleja asociada a su origen en el manto y a su incorporación en el núcleo de un orógeno colisional. Distinguir claramente cada una de esas etapas en la mineralogía y en sus relaciones texturales no fue posible debido a los procesos que llevaron a la serpentización total de la peridotita original, acompañados de cizallamiento intenso, alteración hidrotermal y metasomatismo. Sin embargo, la preservación de texturas pseudomórficas y de cromita ígnea permite hacer algunas inferencias acerca de la naturaleza de la roca precursora del manto y de las condiciones fisicoquímicas que se presentaron en los eventos principales. La química de roca total señala que el CUT evolucionó a partir de un manto predominantemente harzburgítico en una zona de suprasubducción durante el Paleozoico.

Con base en la geología y evolución tectónica del CA, estudiadas primero por Ortega-Gutiérrez (1978) y relacionadas en trabajos más recientes a la apertura y cierre del océano Rhéico (Murphy *et al.*, 2006; Nance *et al.*, 2006; Keppie *et al.*, 2008), en este trabajo se plantea un posible escenario para la evolución de la serpentinita de la Fm. Xayacatlán. Se propone con base a los resultados obtenidos que el protolito de este bloque ofiolítico se formó en una zona de suprasubducción en un ambiente de tras-arco del margen activo de Gondwana, asociada al cierre de un océano (Iapetus o Rhéico) durante el Paleozoico.

Debido a que zonas de corteza oceánica asociadas a océanos grandes (ej. Iapetus o Rhéico) generalmente no son obducidas sobre los márgenes continentales, se sugiere que las ofiolitas del CA, que contienen al CUT representan una cuenca marginal abierta detrás (manto astenosférico) o en el frente (manto litosférico de ante-arco) de la trinchera principal y, por lo tanto, en un ambiente de suprasubducción. El ambiente sugerido de tras arco se apoya en la geoquímica de las rocas (cromititas y serpentinitas, Proenza *et al.*,

2004; González-Mancera *et al.*, 2009) y los minerales estudiados de esta secuencia ultramáfica.

Los resultados obtenidos en este trabajo, desde luego, no permiten explicar una evolución tan compleja como la del CA, ni proponer con precisión ambientes tectónicos para el origen y emplazamiento del CUT. Sin embargo, la geoquímica de las rocas y minerales estudiados apoya la idea de que se trata de una zona de suprasubducción donde la cuenca posiblemente de tras-arco fue luego involucrada en un proceso de subducción completando un ciclo tectónico Wilson de apertura y cierre, en este caso, del Océano Iapetus (Ortega-Gutiérrez, 1978; Meza-Figueroa, *et al.*, 2003; Vega-Granillo *et al.*, 2007) durante el Ordovícico-Silúrico, o del Océano Rhéico (Keppie *et al.*, 2008; Nance *et al.*, 2010) durante el Ordovícico-Carbonífero. No se descarta que la cuenca intraocénica en cuestión pudiera ser la de ante arco, pero los datos de geoquímicos de Cr-espinela, así como los reportados por Proenza *et al.* (2004) sugieren un ambiente de tras arco para el CUT.

Posiblemente el ambiente de suprasubducción (zona de tras arco) donde se originó el CUT fue en parte semejante a los sistemas de tras arco tipo Pacífico Occidental y desarrollados en ambos márgenes del océano Iapetus durante su convergencia final en el Silúrico Medio (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). De acuerdo a Murphy *et al.* (2010) el cierre de ese océano involucró varios eventos de acreción arco tras arco, como resultado de la colisión Laurencia-Báltica y la acreción de terrenos peri-Gondwana (p. ej., Avalonia) (Figura 37), mientras que el cierre del océano Rhéico involucró subducción de tipo andino bajo Laurencia, y culminó con la colisión de los continentes que formaron Pangea (Figura 37). El CA pudo haber sido atrapado en la sutura de Iapetus formada por la adición independiente de la microplaca Oaxaquia contra el margen sureste de Laurencia (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999); o bien Oaxaquia pudo haber formado parte del margen Colombiano de Gondwana llevando en su frente a las unidades del CA que habría colisionado con Laurencia; durante el cierre del océano Rhéico en el Devónico Temprano-Carbonífero (Nance *et al.*, 2010).

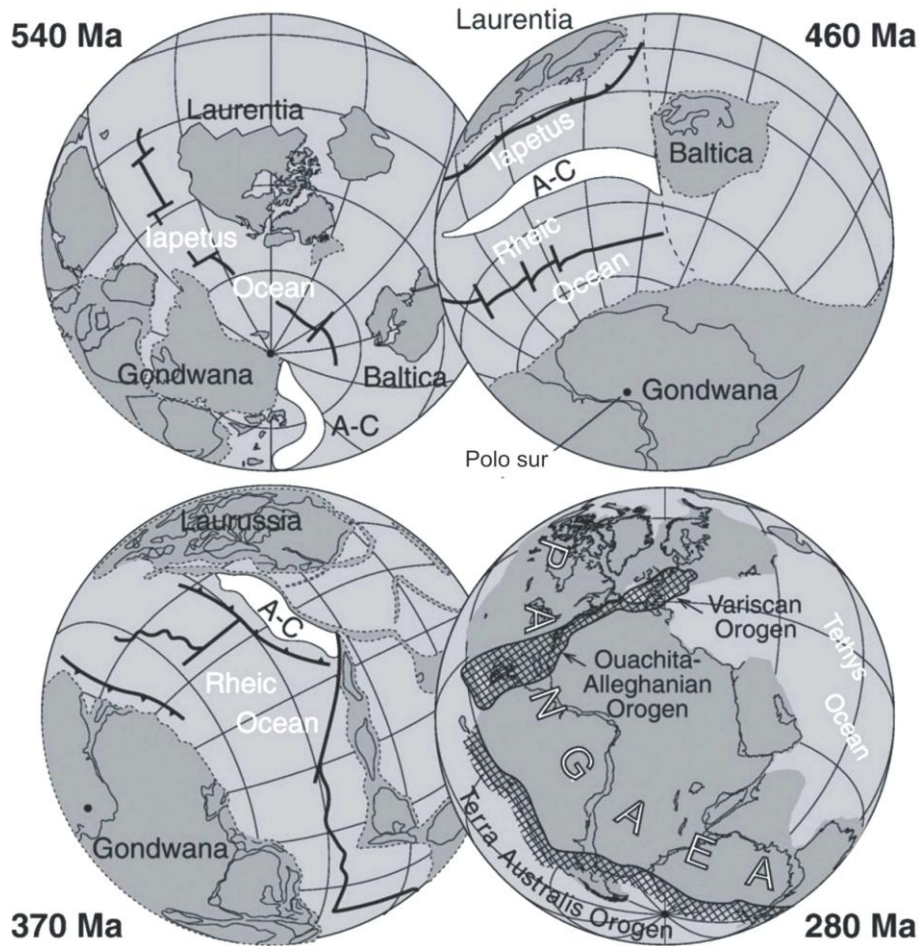


Figura 37. Reconstrucción paleogeográfica (Nance *et al.*, 2010) que muestra la formación del Océano Iapetus entre Laurentia y Gondwana (540 Ma); la separación de Avalonia y Carolina (A-C) a partir de Gondwana, creando el Océano Rético (460 Ma); la colisión de Laurentia, Báltica y Avalonia-Carolina para formar Laurussia (370 Ma); y el cierre del Océano Rético (280 Ma) para formar Pangea.

Se proponen cuatro principales procesos de serpentización en la peridotita del CUT (**A**, **B**, **C**, y **D**): el primero (**A**) bajo metamorfismo oceánico (seudomórfico) en un ambiente de suprasubducción (Figura 38 **A**) involucra la serpentización de un protolito harzburgítico por fluidos derivados de agua marina introducidos en la cuña del manto, al deshidratarse la placa subducente; el segundo (**B**) se caracteriza por el reemplazamiento de las texturas seudomórficas por antigorita durante el metamorfismo prógrado relacionado con la etapa de subducción (Figura 38 **B**); el tercero (**C**) involucra plegamiento y milonitización de las texturas preexistentes durante la etapa de colisión (Figura 38 **C-D**); y el cuarto (**D**) se caracteriza por recristalización de lizardita y crisotilo a partir de antigorita

durante la parte final de la exhumación (Figura 38 **C-D**), bajo metamorfismo retrógrado. La trayectoria P-T para estos eventos de serpentización (**A, B, C, D**) se caracteriza por seguir un camino en el sentido de las manecillas del reloj (Figura 39).

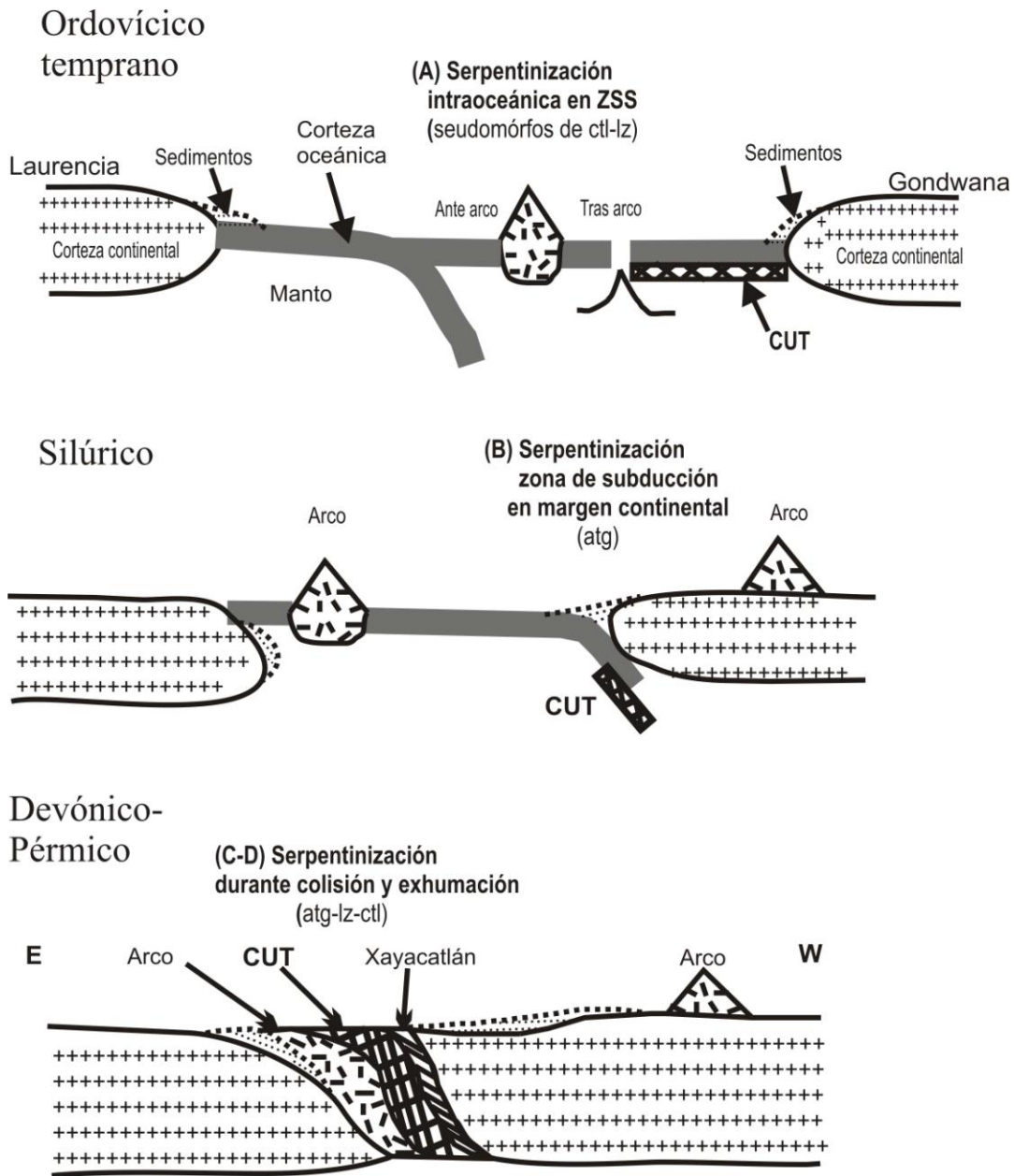


Figura 38. Esquema representativo de los eventos de serpentización sugeridos para el CUT, desde su etapa en una zona de supra-subducción (**A**); seguido por un régimen de subducción (**B**); y hasta terminar en una zona de colisión entre dos márgenes continentales, donde es emplazado sobre el margen continental de Laurencia (**C-D**).

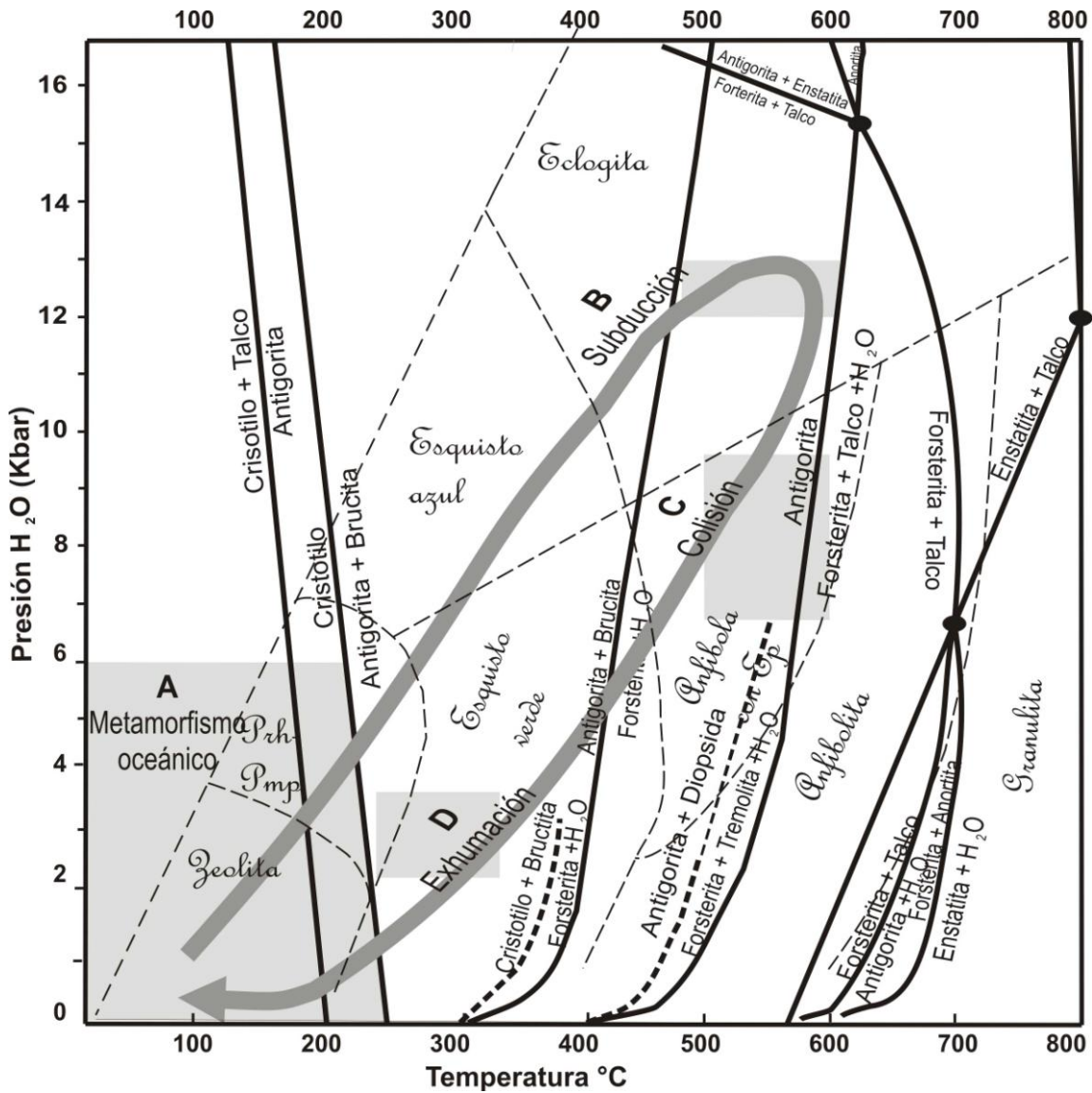


Fig. 39. Diagrama de T- P_{H_2O} para las reacciones en el sistema $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$. Las líneas negras sólidas indican resultados experimentales, las líneas discontinuas se refieren a curvas calculadas (modificado de Evans *et al.*, 1976). La curva gris continua señala el camino de evolución P-T propuesto en este estudio para el CUT. Los campos sombreados señalan los rangos de P-T para los eventos: **A** = metamorfismo oceánico (Evans, 1977; Li *et al.*, 2004), **B** = subducción (Vega-Granillo *et al.*, 2007), **C** = colisión (Vega-Granillo *et al.*, 2007), **D** = exhumación y emplazamiento (geotermometría de las cloritas de este estudio; Meza-Figueroa *et al.*, 2003; Zaccarini *et al.*, 2005). Límites de facies metamórficas según Spear (1993). Abreviaturas: Prh, prehenita; Pmp, pumpellyíta.

Durante la etapa **A** (Figura 38 y 39), la presencia de las texturas seudomórficas, las cuales reemplazan a las fases primarias como ortopiroxeno (bastita) y olivino (textura de reloj de arena), confirman la naturaleza harzburgítica de la roca original del manto. La presencia ocasional de roca rica en tremolita asociada con las serpentinita puede ser producto del metamorfismo de cuerpos de gabros incluidos dentro de las harzburgitas.

Los contenidos altos de cromo y aluminio (Figura 6) en los seudomórfos de bastita (Figuras 4 g) indican que se derivan de la alteración de piroxenos (Wicks y Plant, 1979), la presencia de estos seudomorfo representan el inicio de la serpentización de la peridotita en la dorsal oceánica.

Las texturas seudomórficas residuales podrían representar el metamorfismo del piso oceánico dentro del campo de estabilidad de lizardita y crisotilo (Figura 39); este metamorfismo produjo las texturas de bastita y de reloj de arena, que sobrevivieron al metamorfismo prógrado y deformación subsecuentes de las etapas **B, C y D**.

Durante la etapa **A** (Figura 38 y 39), la presencia de las texturas seudomórficas, las cuales reemplazan a las fases primarias como ortopiroxeno (bastita) y olivino (textura de reloj de arena), confirman la naturaleza harzburgítica de la roca original del manto. La presencia ocasional de roca rica en tremolita asociada con las serpentinita puede ser producto del metamorfismo de cuerpos de gabros incluidos dentro de las harzburgitas.

Los contenidos altos de cromo y aluminio (Figura 6) en los seudomórfos de bastita (Figuras 4 g) indican que se derivan de la alteración de piroxenos (Wicks y Plant, 1979), la presencia de estos seudomorfo representan el inicio de la serpentización de la peridotita en la dorsal oceánica.

Las texturas seudomórficas residuales podrían representar el metamorfismo del piso oceánico dentro del campo de estabilidad de lizardita y crisotilo (Figura 39); este metamorfismo produjo las texturas de bastita y de reloj de arena, que sobrevivieron al metamorfismo prógrado y deformación subsecuentes de las etapas **B, C y D**.

Durante la etapa **A** (Figura 38 y 39), la presencia de las texturas seudomórficas, las cuales reemplazan a las fases primarias como ortopiroxeno (bastita) y olivino (textura de reloj de arena), confirman la naturaleza harzburgítica de la roca original del manto. La presencia ocasional de roca rica en tremolita asociada con las serpentinita puede ser producto del metamorfismo de cuerpos de gabros incluidos dentro de las harzburgitas.

Los contenidos altos de cromo y aluminio (Figura 6) en los seudomórfos de bastita (Figuras 4 g) indican que se derivan de la alteración de piroxenos (Wicks y Plant, 1979), la presencia de estos seudomorfos representan el inicio de la serpentización de la peridotita en la dorsal oceánica.

Las texturas seudomórficas residuales podrían representar el metamorfismo del piso oceánico dentro del campo de estabilidad de lizardita y crisotilo (Figura 39); este metamorfismo produjo las texturas de bastita y de reloj de arena, que sobrevivieron al metamorfismo prógrado y deformación subsecuentes de las etapas **B**, **C** y **D**.

Se descarta la neocrystalización de olivino y piroxeno (“deserpetinización” producida por metamorfismo de grado alto) como la fuente de las texturas seudomórficas del CUT, con base en dos criterios: (a) por el tamaño grande (> 0.5 cm; Figuras 4g, 4m) de los seudomórfos, el cual es similar a la mayoría de las texturas primarias de las peridotitas del manto (cf. Karato, 1984), y (b) porque ha sido demostrado que la bastita puede ser resistente a cambios posteriores dentro del campo de antigorita (Dungan, 1979).

Existe evidencia (Miyashiro, *et al.*, 1969; Aumento y Loubat, 1971; Bach *et al.*, 2004) que apoya que la formación de la mayoría de las serpentinitas oceánicas tiene lugar a temperaturas <300°C. Sin embargo, en el caso de ofiolitas formadas en ambiente suboceánico (suprasubducción), como es el caso que se propone para la Fm. Xayacatlán, es conveniente considerar otros factores además de la temperatura, entre los cuales están los de la localización de la litósfera suboceánica en la zona de subducción (ante-arco o tras-arco) y el grosor de la corteza oceánica (Hyndman y Peacock, 2003). No obstante, los resultados en este trabajo no permiten llegar más allá de proponer que este evento de

serpentinización se llevó a cabo en un ambiente de suprasubducción en una zona posiblemente de tras arco, con temperaturas dentro del rango reportado para serpentinización oceánica (<300°C; Evans, 1977; Li *et al.*, 2004, Figura 39); este rango es cercano al inferido (entre 200° y 350 °C) a partir de las composiciones isotópicas de oxígeno e hidrógeno en las serpentinas analizadas.

Posteriormente a la serpentinización oceánica tuvo lugar la subducción del CUT producto de su colisión con el margen continental de Gondwana (Figura 38 **B**), pero su evolución P-T no puede ser reconstruida a partir de las serpentinitas, pues la única evidencia de este evento de serpentinización, es la presencia dominante de antigorita, por lo que simplemente se ilustra como un proceso con incremento gradual de temperatura (Figura 39), el cual pudo llevarse a cabo bajo condiciones similares a las reportadas por Vega-Granillo *et al.* (2007) para el evento de alta presión (Figura 39) correspondiente a las rocas eclogíticas de Xayacatlán (~550°C; ~12-13 kbar). Se ha propuesto que el proceso de contracción que generó la antigua zona de subducción donde la ofiolita Xayacatlán fue eclogitizada se produjo durante el cierre del océano Iapetus (Ortega-Gutiérrez, 1978; Meza-Figueroa, *et al.*, 2003) o por el cierre del océano Rheico (Keppie *et al.*, 2008; Nance *et al.*, 2010). La zona de subducción que afectó al CUT fue probablemente una zona fría; debido al registro reciente de glaucófano (Elias-Herrera *et al.* 2006; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005) y de jadeíta (F. Ortega-Gutiérrez, comunicación verbal 2010) en varias localidades del CA.

La etapa **C** (38 y 39) representada por serpentinitas fuertemente plegadas y cizalladas (Figura 4I), compuestas de antigorita, puede corresponder al proceso orogénico que acompañó a la colisión tectónica. Dicho proceso, de acuerdo al modelo propuesto por Ortega Gutiérrez (1981a), puede estar relacionado con el de colisión continental que produjo a los granitoides Esperanza en el Ordovícico Tardío Silúrico Temprano (440± 14, U-Pb zircón; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005). Aunque Vega-Granillo *et al.* (2007) encuentran edades diferentes para la Unidad de Xayacatlán y condiciones P-T (P = 15-17 kbar; 780°-830°C) aún mayores para los granitoides Esperanza que son típicas de zonas de colisión. Por otra parte, Nance *et al.* (2006) registra edades de

cristalización para los granitoides que se extienden hasta el Ordovícico (440 a 471 Ma; U-Pb zircón).

El proceso de serpentización **D** (Figura 38 y 39) está representado principalmente por: (a) las texturas interpenetrante e intergranular (Figura 4f), formadas por reemplazamiento de antigorita por lizardita-crisotilo, (b) la sustitución de pseudomorfos de serpentina por carbonatos (Figura 4i), y (c) el emplazamiento tardío de vetas de carbonatos (Figura 4f-l), y óxidos (Figura 4f), los cuales fueron formados durante las etapas finales de exhumación y bajo un régimen de esfuerzos producido durante la transición dúctil a frágil. Los datos termobarométricos sugieren que la retrogresión se llevó a cabo a temperaturas de entre $300^{\circ} \pm 25^{\circ}\text{C}$ y $510^{\circ} \pm 20^{\circ}\text{C}$ (Figura 39), y presiones desde 3.5 hasta 6 kbar (Meza-Figueroa *et al.*, 2003). Ortega-Gutiérrez (1981a) propuso que este proceso de cabalgamiento ofiolítico representa el régimen compresivo impuesto por el acercamiento horizontal de dos masas continentales, donde se presenta el avance de una gran cobijadura compuesta por las formaciones Xayacatlán (ofiolítica), Esperanza y, probablemente, Tecomate, que se depositó sobre las unidades clásticas del Subgrupo Petlalcingo. Nance *et al.* (2006) proponen que la exhumación de la Unidad Piaxtla (Formación Xayacatlán, granitoides Esperanza; orogenia Acateca) ocurrió durante el Devónico tardío-Mississípico; aunque Dostal *et al.* (2007) han propuesto que la Formación Xayacatlán es un metagabro que fue emplazado sintectónicamente a principios del Silúrico (442 ± 1 ; U-Pb zircón).

Las vetas de crisotilo y carbonato, y la serpentina laminar están comúnmente acompañadas de magnetita diseminada (Figuras 4f), las primeras probablemente fueron producidas en la última etapa de actividad hidrotermal. Algunas de las vetas de crisotilo y de carbonato cruzan asociaciones minerales preexistentes, las primeras atraviesan granos de carbonatos (Figura 4n) y de serpentina (Figura 4l), y las segundas granos de cromita reemplazadas por ferritcromita (Figura 4k).

8.2. Composición de la Cr-espínela accesoría: implicaciones petrogenéticas

La composición química de la Cr-espínela accesoría en las serpentinitas del CUT es la típica de complejos ofiolíticos (Irvine, 1967; Leblanc y Nicolas, 1992). La cromita del CUT tienen contenidos altos de Al_2O_3 característicos de cromitas refractarias (núcleos de cromita con $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 20\%$ en peso), y bajos Fe^{+3} (<0.5).

Su composición sugiere que el CUT fue formado en una zona de suprasubducción (Figura 7a) y posiblemente en un ambiente de tras-arco (Proenza *et al.*, 2004). Esta interpretación se basa en dos argumentos: (i) la composición de cromita en la serpentinita de Tehuizingo tiene predominantemente $\#Cr < 0.6$, mientras las peridotitas de ante-arco tienen generalmente $\#Cr > 0.65$ (Dick y Bullen, 1984; Niu *et al.*, 2003), y (ii) la presencia de cromititas ricas en Al encajadas en las serpentinitas, las cuales no han sido descritas en ambiente de ante-arco. Además, es muy poco probable que las cromititas ofiolíticas se formen en centros de expansión maduros, tales como las dorsales mesoceánicas (p. ej., Arai y Yurimoto, 1995, Zhou y Robinson, 1997; Proenza *et al.*, 1999).

La Cr-espínela accesoría en las serpentinitas del CUT tienen $\#Cr$ que se ubica fuera de los campos definidos para boninitas de arcos oceánicos antiguos y de basalto de dorsal meso-oceánica (MORB) (Figura 7b). En cambio, dichas composiciones caen entre esos campos, lo cual puede ser explicado por su posible proveniencia de un magma transicional, tal como un tras arco juvenil, en el cual la cromita pudo originarse a partir de un manto empobrecido afectado por grados relativamente altos de fusión parcial (~20%; Kamenetsky *et al.*, 2001). La variación del $\#Mg$ depende de la proporción Cr-espínela/olivino, la cual es el resultado del intercambio *subsolidus* de Mg-Fe entre el olivino y la Cr-espínela durante el enfriamiento.

En el diagrama $Cr\#$ vs. TiO_2 (Figura 7b) se observa que el TiO_2 muestra un incremento, mientras el $\#Cr$ se mantiene constante. Esta tendencia (Kelemen *et al.*, 1995; Dupuis *et al.*, 2005; Choi *et al.*, 2008) es resultado probablemente de la interacción manto-fundido.

La relación de TiO_2 vs Al_2O_3 (Figura 8), ubica a la cromita del CUT en los campos de Cr-espinela de zona de suprasubducción y en el límite de peridotitas tipo MORB (Kamenetski *et al.*, 2001). Esto apoya la idea propuesta en este trabajo acerca de que la cromita en las serpentinitas del CUT son producto de cristalización de un magma transicional que puede corresponder a una zona de tras-arco por encima de una zona de subducción.

8.2.1. Magma parental de la cromita

La composición química de la Cr-espinela en peridotitas de tipo alpino se ha usado ampliamente como un indicador petrogenético y en la clasificación de peridotitas derivadas del manto (Dick y Bullen, 1984; Arai, 1992; Mellini, 2005), debido a que proporciona información acerca del grado de fusión parcial que sufrió la peridotita fértil (Pearce, *et al.*, 2000; Hellebrand, *et al.*, 2001), y puede revelar la composición del fundido.

Se considera que todas las Cr-espinelas ricas en Al se forman a partir de magmas tipo MORB o BABB, mientras que las ricas en Cr vendrían de magmas boniníticos o andesitas ricas en Mg (p. ej., Zhou y Robinson, 1997). Como ya se señaló, las Cr-espinelas accesorias en el CUT tienen #Cr similar a las de peridotitas de dorsal oceánica y de zonas de suprasubducción, según los campos definidos por Choi *et al.* (2008) y Kamenetski, *et al.* (2001). Por esta razón, en este trabajo se consideró importante calcular el contenido de Al_2O_3 del magma parental en equilibrio con las Cr-espinelas accesorias del CUT, usándose las ecuaciones de Maurel y Maurel (1982) y Maurel (1984, en Augé, 1987):

$$[1] (\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ \% en peso})_{\text{sp}} = 0.035(\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ \% en peso})_{\text{líquido}}^{2.42}$$

$$[2] \ln (\text{FeO/MgO})_{\text{sp}} - 0.47 - 1.07X\text{Al}_{\text{sp}} + 0.64X\text{Fe}^{3+}_{\text{sp}} + \ln(\text{FeO/MgO})_{\text{líquido}}$$

$$\text{donde } X\text{Al}_{\text{sp}} = [\text{Al}/(\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+})] \text{ y } X\text{Fe}^{3+}_{\text{sp}} = [\text{Fe}^{3+}/(\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+})].$$

Los resultados de estas ecuaciones muestran que el fundido en equilibrio con las Cr-espinelas accesorias del CUT tenía un promedio de $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.74\%$ en peso y una relación $\text{FeO/MgO} = 0.93$ (Tabla 20). Este valor de Al_2O_3 es menor al calculado por Proenza *et al.* (2004) para las cromititas del CUT (15.3% en peso), pero cercano a los valores para dorsales oceánicas y basaltos de cuenca de tras-arco.

Algunos estudios experimentales han mostrado que los cambios de presión o temperatura no afectan significativamente la química de la Cr-espinela (Hill y Roeder 1974; Maurel y Maurel, 1982; Roeder y Reynolds, 1991), por lo que se sugiere que esta variación en la química de las cromitas analizadas podría deberse a cambios ocurridos durante su alteración en un ambiente de suprasubducción, ya que se considera que la Cr-espinela se formó inicialmente en la dorsal, pero su composición ígnea final (la que se calculó aquí) es la que adquirió bajo las condiciones de suprasubducción. Otra explicación a este contenido de Al_2O_3 es que refleje su procedencia a partir de un magma transicional asociado a basaltos de tras-arco.

A pesar de que los valores de la relación FeO/MgO se ven afectados por reequilibrio subsolidus entre la cromita y el olivino (Proenza *et al.*, 1999), los resultados de la Tabla 20 muestran que la proporción FeO/MgO es más baja que la de MORB, lo cual sugiere una posible afinidad con basaltos de cuenca de tras-arco.

El cálculo del grado de fusión parcial (F) de la peridotita precursora del CUT, se basó en la ecuación empírica (Hellebrand *et al.*; 2001):

$$F = 10 \ln(\#Cr) + 24$$

Esta se obtiene de un ajuste logarítmico para la correlación entre el #Cr en espinela (#Cr entre 0.1 y 0.6) y la concentración de HREE en clinopiroxeno. El resultado de esta ecuación sugiere un grado de fusión parcial >18% (Tabla 21), el cual se considera aproximado, debido a causa de la serpentización total del CUT. Sin embargo, el #Cr calculado para las cromitas analizadas indica que ellas provienen de una peridotita que ha sufrido un grado de empobrecimiento alto (~20%) similar al de zonas de suprasubducción (Tabla 21). En contraste, las peridotitas de dorsal mesoceánica en zonas de expansión lenta, como las de los océanos Atlántico e Índico (lherzolitas fértiles), presentan un empobrecimiento menor del manto (F entre 5 y 15%).

8.3. Alteración de la Cr-espinela accesoria en las serpentinitas: implicaciones en la evolución metamórfica

Como se describió en el capítulo 5, los granos de Cr-espinela alterada (cromita primaria, y “ferritcromita”) en las serpentinitas del CUT muestran una variación composicional sistemática desde el núcleo hacia el borde exterior de “ferritcromita” o magnetita, caracterizada por disminución en los contenidos de Al, Cr y Mg, acompañada de un incremento en Fe^{+3} y Fe^{+2} . El origen de la “ferritcromita” está relacionado con procesos metamórficos y/o hidrotermales. De acuerdo a Blis y MacLean (1975) la “ferritcromita” representa un producto de reacciones de metamorfismo prógrado entre núcleos de cromita y anillos de magnetita (formadas durante la serpentización). De manera similar, Abzalov (1998) demuestra, usando cromitas de intrusiones Pechenga (Península de Kola, Rusia), que las alteraciones inducidas por metamorfismo prógrado tienen un control fundamental sobre la composición de Cr-espinelas en facies metamórficas de anfibólita. Evans y Frost (1975) igualmente concluyen que el contenido de Cr en espinelas incrementa conforme aumenta el grado en facies de anfibolita. Por otra parte, los resultados de Burkhard (1993) sugieren una tendencia opuesta, mientras Roeder (1994) mostró que “ferritcromita” es el producto de una reacción entre cromita y la clorita de las rocas que la contienen. En cambio Leblanc y Nicolas (1992) afirman que durante la serpentización, los granos aislados de cromita tienden a ser enriquecidos en Fe y a perder Al y Mg, produciéndose un anillo de “ferritcromita” o magnetita. De tal forma, el origen de la “ferritcromita” es un problema que permanece aun sin resolver (véase Proenza *et al.*, 2004; González-Giménez *et al.*, 2009).

Como se observa en la Figura 11, las composiciones de los núcleos de la cromita del CUT se localizan fuera de los campos composicionales de las espinelas de las facies de anfibolita alta a granulita, y más bien se localizan cerca de los campos de facies de esquistos verde y anfibolita baja, semejante a las de Cr-espinelas de peridotitas serpentizadas y cromititas que han experimentado únicamente metamorfismo de piso oceánico. Con base en los datos obtenidos, se sugieren dos explicaciones para esta tendencia de alteración: (1) la composición de los núcleos de cromita no fue modificada significativamente durante el evento metamórfico de presión alta, o (2) las variaciones

composicionales que sufrieron las Cr-espinelas durante el evento de presión alta fueron borradas por un metamorfismo retrógrado en la facies de esquistos verdes y de anfibolita baja. La primera interpretación es más factible debido a que la composición química de los núcleos de cromita (Figura 7a-b) y los patrones de distribución de PGE reportados por Proenza *et al.* (2004) son consistentemente similares a ofiolitas que no han experimentado metamorfismo en facies de eclogita. Se sugiere que las condiciones de presión alta no borraron las composiciones de la cromita ígnea, de forma que los rasgos de alteración observados en las cromitas del CUT se considera que son producto de una historia de metamorfismo retrógrado a P y T bajas.

La composición química de Cr-espinela y “ferritcromita” atravesadas por una veta de magnetita (Figura 4k) se encuentran, al igual que las demás, en la base y en el lado Fe-Cr del diagrama triangular Fe⁺³-Cr-Al (Figura 11). Lo anterior sugiere que la formación de esta veta por introducción de fluidos ricos en Si, Mg y CO₂ no ocurrió en la etapa de presión alta sino más bien en condiciones de temperatura baja en retrogresión posiblemente en la etapa de metamorfismo hidrotermal tardío. La presencia de esta veta atravesando cromita representa un ejemplo típico de un relleno de fracturas por soluciones hidrotermales (Proenza *et al.*, 1999), que probablemente penetraron a través de la espinela y dieron lugar a la primera generación de clinocloro y a la alteración de cromita a ferritcromita.

El enriquecimiento en Mn y Zn en la “ferritcromita” analizada (Figura 10) sugiere que éstos fueron aportados por fluidos asociados al proceso de alteración de la cromita primaria a “ferritcromita”. Éste enriquecimiento de Mn y Zn ya ha sido reportado en cromitas del área de estudio (Proenza *et al.*, 2004). Tesalina *et al.* (2003) mencionan que los procesos de reequilibrio en subsolidus y de alteración de grado bajo pueden inducir un incremento de Zn y Mn y una disminución del #Mg en la cromita.

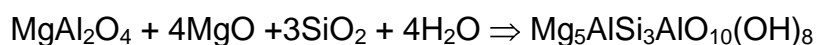
8.4. Interpretación de la composición y geotermometría de las cloritas

De las tres asociaciones de clorita determinadas (Tabla 7), la asociada a serpentina fue la que se encontró en proporción mínima; una razón puede ser porque es difícil distinguirla cuando se encuentra intercrecida finamente con serpentina (Cressey *et al.*, 2008), y la otra es que su proporción realmente sea escasa debido a que ésta representa el residuo de la reacción de transformación de clinocloro a serpentina bajo condiciones de retrogresión (Banfield *et al.*, 1994). Investigaciones (Bailey, 1988; Banfield *et al.*, 1994; Banfield y Bailey, 1996) revelan que clorita puede transformarse a serpentina y viceversa, y sugieren que la reacción serpentina a clorita de tipo prógrado produce una asociación mineral más rica en clorita, mientras que la reacción de retrogresión produce una más rica en serpentina.

Se sugiere que la presencia de clinocloro y chamosita en el CUT estuvo influenciada por factores como: (a) la temperatura, y b) características cristaloquímicas y c) la asociación de minerales presente. El clinocloro posiblemente se formó bajo condiciones más similares de temperatura que la clorita masiva (chamosita), la cual presentó mayores contenidos de Al^{IV} y de Fe_{total} (Figuras 12 y 13). Ha sido documentado (McDowell y Elders 1980; Cathelineau y Nieva, 1985; Hillier y Velde, 1991; De Caritat *et al.*, 1993) que las variaciones en el contenido de Al^{IV} de clorita están relacionadas con su temperatura de formación y al tipo de asociación mineral con la que se encuentre presente. Aunque hay autores (p. ej., Jiang *et al.*, 1994; De Caritat, *et al.* 1993) que cuestionan el valor de la geotermometría de clorita basada en la proporción del Al^{IV} ; porque indican que existen diferentes relaciones de Al^{IV} versus temperatura en los diferentes tipos de rocas. Por otra parte, un mayor grado de sustitución de Fe^{+2} por Mg en clorita (como el de chamosita en el CUT) es controlado por las características cristaloquímicas más que por un incremento en la fugacidad de oxígeno (Dyar *et al.*, 1992; Nelson y Gugenheim, 1993; De Caritat *et al.*, 1993; Zane y Sassi, 1998).

Se propone que los tres tipos de asociación de clorita identificadas tienen un origen diferente. La clorita I se formó metasomáticamente a partir de lizardita (Cressey *et al.*, 2008; Bailey *et al.*, 1995) lo cual implicó en su momento un incremento de temperatura; los

datos experimentales de serpentina y clorita (Bailey *et al.*, 1995), han mostrado que la serpentina es la fase de temperatura menor y clorita la de mayor; en la naturaleza también se ha observado que la cantidad de clorita incrementa a expensas de serpentina conforme la temperatura incrementa tanto en sistemas diagenéticos como metamórficos (Bailey *et al.*, 1995). En cambio la clorita (II) alrededor de granos de cromita pudo haberse formado durante el reemplazamiento de cromita por “ferritcromita”, ya que al interactuar la cromita con la serpentina, se producen aureolas de clorita (Mellini *et al.*, 2005). Kimball (1990) ha descrito que clorita se forma a través de la alteración de espinela conforme incrementa la temperatura (>400°C), de acuerdo a la reacción siguiente:



La clorita III (chamosita) se formó posiblemente a partir de un mineral más rico en Al o Fe que serpentina. De acuerdo a (Baylis, 1975) una sustitución completa de Mg por Fe⁺² en clinocloro produce la chamosita.

Haciendo una comparación entre los geotermómetros utilizados se observa que tienden a producir temperaturas menores de formación para las cloritas asociadas a serpentina y a cromita (Figura 36a-b), y mayores para la clorita masiva (Figura 36c). Los geotermómetros de Cathelineau y Nieva (1985) y Cathelineau (1988) tienden a proporcionar rangos de temperatura más altos (Figura 36a-c) que los otros geotermómetros, esto es debido posiblemente a que estos geotermómetros son los que se ven menos afectado por la litología de la roca (Cathelienau y Nieva, 1985; Cathelineau, 1988). En cambio, los de Zang y Fyfe (1995) o Kanidiotis y MacLean (1987) pueden dar temperaturas a veces más bajas o más altas, dependiendo de la relación de Fe/(Fe+Mg) en la clorita. En particular, el geotermómetro de Hillier y Velde (1991) es el que proporciona las temperaturas más bajas (Figura 36a-c); lo cual podría deberse a que este método se aplica a cloritas formadas en ambientes diagenéticos pues toma en cuenta su contenido de silicio para el cálculo de la temperatura. Se considera que las cloritas diagenéticas muestran más sílice que las cloritas metamórficas (Curtis *et al.*, 1984, 1985).

Con relación a las temperaturas de formación para clinocloro y chamosita, se sugiere un rango de entre 230° y 339°C, el cual representa los valores máximos de

temperatura estimados por medio de los cinco geotermómetros utilizados. Este rango es cercano a la temperatura registrada para cloritas de retrogresión asociadas a eclogitas del CA ($340^{\circ} \pm 10^{\circ}\text{C}$; Meza-Figueroa, *et al.*, 2003) calculada por medio del geotermómetro de Cathelineau (1988); y éste también está dentro del rango (entre 240°C y 399°C) reportado por Zaccarini *et al.* (2005) para cloritas en cromititas de Tehuizingo, calculado por medio del geotermómetro de Zang y Fyfe (1995). Se propone una presión mínima de ~ 3 kbar, con base en las presiones mínimas registradas para el evento de retrogresión en el CA (Meza-Figueroa *et al.*, 2003). Esas temperaturas (entre 230°C y 339°C) posiblemente constituyen el cierre del sistema metamórfico.

8.5. Interpretación de las fases opacas de Ni en las serpentinitas

La asociación de sulfuros de níquel predominante (pentlandita-heazlewoodita-millerita) representa una fugacidad de oxígeno intermedia (~ -32 a -35 log $f\text{O}_2$; Figura 16b), consistentes con un cuerpo que ha sufrido serpentización total (Eckstrand, 1975); además, la ausencia de pirita apoya la idea de que el CUT no alcanzó condiciones oxidantes más altas (~ -30 log $f\text{O}_2$; Figura 16b). Aunada a esta evidencia, no se detectó la presencia de la asociación awaruita-heazlewoodita, lo cual hubiera indicado un ambiente más reductor (Eckstrand, 1975) y una serpentización incipiente (Chamberlain *et al.*, 1965; Ashley, 1975, Labotka y Albee, 1979). Por otra parte, la presencia de millerita en la asociación y de acuerdo a Eckstrand (1975) y Gervilla (1997) se ve acompañada de carbonatación debido posiblemente a la percolación de fluidos que introdujeron CO_2 al sistema. La reacción entre éste último y la serpentina produjo carbonatos y liberó O_2 (Eckstrand, 1975), favoreciendo la formación de asociaciones caracterizadas por minerales con azufre alto como millerita.

El origen de las fases de Ni en la serpentinita del CUT es complicado de explicar; sin embargo, no se detectó su presencia como inclusiones dentro de cromita primaria, por lo que se descarta un origen magmático. De acuerdo con Klein y Bach (2009) la serpentización inicial produce desulfurización de sulfuros primarios, por lo que en un cuerpo completamente serpentizado como el CUT cabe esperar la pérdida total del azufre primario durante la serpentización. ¿Cuál fue entonces la fuente de azufre?

Thalhammer *et al.* (1986) sugieren que el azufre puede derivar de (a) percolación de agua marina o (b) de azufre magmático en fluidos remanentes. Klein y Bach (2009) proponen que el enriquecimiento de sulfuros en peridotitas completamente serpentinizadas puede deberse a que provienen de un frente activo de serpentización. En este estudio, se descarta que los sulfuros del CUT tengan un origen magmático, y se cree más factible que éstos precipitaron al incrementarse la fugacidad de oxígeno debido al efecto de alteración hidrotermal tardío, lo que introdujo fluidos ricos en S por percolación provenientes de una zona donde la serpentización aun no finalizaba. De acuerdo a Frost (1985), la movilización de azufre ocurre si hay un gradiente de fugacidad de oxígeno entre porciones diferentes de un cuerpo de rocas.

La estabilidad de algunos sulfuros (pentlandita, heazlewoodita, pirrotita, pirita) ha sido investigada experimentalmente, con base en su composición dentro de ciertos rangos de temperatura (Kullerud, 1963; Misra y Fleet, 1973; Frost, 1985). En este trabajo la pentlandita presenta contenidos de Ni (entre 27.6 y 33.3% at.) que están en el límite de su solubilidad (34% at.; Misra y Fleet, 1973) para cuando se encuentra en la asociación millerita-heazlewoodita-pentlandita. El contenido de Ni de pentlandita puede variar según la asociación en la que se encuentra, por ejemplo, en la asociación troilita-pentlandita, su contenido de Ni es de 18% at. (Misra y Fleet, 1973), aunque las variaciones de composición de Ni, Fe y S en pentlandita con respecto a la temperatura no son sistemáticas (Misra y Fleet, 1973). No obstante, en este trabajo, su contenido de Ni (entre 27.6 y 33.3% at.) y de S (entre 44.9 y 47.8% at.), es similar al registrado (Ni = 31.1 y 39.8% at.; S = 45.2 y 47.1% at.) para temperaturas en el rango de 230°C a 300°C (Lundqvist, 1947, Craig *et al.*, 1967; Misra y Fleet, 1973), mientras que la pentlandita presenta un límite máximo de estabilidad a una temperatura de 600°C, con solubilidad límite de Ni de 41.3% at., y es inestable a partir de los 700°C. (Misra y Fleet, 1973).

La presencia de pentlandita rica en cobalto implica introducción de Co que sustituye al Ni en la pentlandita, y esta inserción a su vez provoca una contracción de su celda unitaria, (Hem, 2006), lo cual sugiere que el mineral se formó con una disminución de temperatura.

La fase Co-pentlandita con alto contenido en Ni y Co (Tabla 8) posiblemente es de origen secundario, ya que el olivino presenta contenidos muy bajos de Co.

La composición de heazlewoodita muestra contenidos similares de S (38.2 a 41.5% at.) comparados con los determinados (S= 38 a 39% at.) en la asociación pn-mi-hz por Misra y Fleet (1973). Su contenido bajo de Fe (0.4% at.) a excepción de una muestra (1.4% at.) sugiere su formación en temperaturas bajas. Misra y Fleet (1973) han determinado que la solubilidad del Fe en esta fase disminuye conforme disminuye la temperatura desde 11.3% at. en 600°C a 2.9% at. en 300°C).

La ausencia de awaruita en el CUT, además de confirmar condiciones de fugacidad de S no reductoras, sugiere que las fases opacas de Ni determinadas se formaron a una temperatura mayor a la que la asociación heazlewoodita-awaruita-pentlandita es estable (<230°C; Misra y Fleet, 1973). La asociación dominante de sulfuros en las serpentinitas del CUT es estable en el sistema Fe-Ni-S-O a una temperatura de 300°C y 2 kbar (Figura 16a); estas condiciones son consistentes con la temperatura de serpentización estimada por geotermometría de cloritas (~300°C). Además, esas condiciones de temperatura y presión son similares a las reportadas para la retrogresión del CA (Meza-Figueroa *et al.*, 2003).

Por otra parte, la presencia de granos de maucherita y pentlandita en la misma muestra (Ve11) refleja desequilibrio. La primera tiende a concentrar Ni y Co, por lo que desestabiliza a pentlandita (Hem, 2006). La presencia de maucherita sugiere la preexistencia de niquelina (Ramdhor, 1967; Thalhammer *et al.*, 1986), fase no detectada debido a que posiblemente fue reemplazada completamente por la primera. Thalhammer *et al.* (1986) han registrado que fluidos pobres en arsénico reaccionan con niquelina produciendo maucherita en un rango de temperaturas de entre 450° y 500°C, aunque su formación puede tener lugar a temperaturas tan bajas como 100°C (Oen *et al.*, 1971). Posiblemente después de la formación de maucherita se produjo una disminución de la temperatura (a 300°C) y de la concentración de As, con un ligero incremento en el

contenido de S, lo cual permitió que sulfuros como heazlewoodita y millerita intercrecieran con maucherita (Figura 14 g-h).

El silicato hidratado rico en Ni (nepouita) no se había registrado en la serpentinita del CUT, esta fase constituye uno de los miembros terminales de la solución sólida lizardita-nepouita (Springer, 1974; Brand *et al.*, 1998). La nepouita, al igual que otros silicatos hidratados de Ni presentes en depósitos lateríticos, es incluida dentro del término “garnierita” (Brindley y Maksimovic, 1974; Manceau y Calas, 1985; Gleeson *et al.*, 2003). El término “garnierita” incluye a una variedad de silicatos hidratados de Ni-Mg, los cuales no tienen una composición bien definida y no son reconocidos como especies minerales por la *Commission on New Mineral and Mineral Names* (CNMMN).

De acuerdo con Brindley y Maksimovic (1974) los silicatos hidratados de níquel son formados por procesos de intemperismo laterítico de rocas ultrabásicas harzburgíticas bajo climas tropicales a subtropicales (p. ej., Nueva Caledonia; Manceau y Calas, 1985).

El origen de nepouita en el área de estudio está relacionado posiblemente con varios procesos: (a) la formación a partir de lizardita enriquecida en Ni (aunque las serpentinas tienen por lo general poco Ni y pérdida subsecuente de Mg, y (c) la precipitación en fracturas a partir de fluidos (neoformación; Gleeson *et al.*, 2003).

De tal manera, la nepouita podría haberse formado por reprecipitación de Ni disuelto en agua meteórica. De acuerdo a Tauler *et al.* (2009) en perfiles lateríticos de tipo silicatos hidratados (p. ej., República Dominicana) los oxihidróxidos ricos en Ni (principalmente goethita) se disuelven en los horizontes superiores, produciéndose filtración continua de Ni de acuerdo a la reacción siguiente (Freyssinet *et al.*, 2005):



Así la solución rica en Ni es transportada hacia abajo a través del perfil de suelo reprecipitando en la base de la roca junto con Si y Mg para formar “garnieritas”; las cuales incluyen el tipo lizardita-nepouita. Este enriquecimiento supergénico en Ni está restringido

a lugares donde el agua puede moverse hacia abajo en el perfil laterítico hasta un nivel inferior del agua subterránea (p. ej., Golightly, 1981).

8.6. Interpretación de la geoquímica en las serpentinitas del Cuerpo Ultramáfico de Tehuizingo

Debido a procesos que afectaron al CUT tales como la serpentización, el metasomatismo y el metamorfismo, su contenido original de elementos como Si, Mg y Ca puede haber cambiado, ya que estos procesos no son isoquímicos (Melcher *et al.*, 2002). Varios óxidos en la serpentinita del CUT (ej. CaO < 2.4 % en peso; Al₂O₃ < 2.2 % en peso; Tabla 17) muestran contenidos dentro de lo reportado en peridotitas serpentizadas (Melcher *et al.*, 2002; Li *et al.*, 2004; Pereira *et al.*, 2008). En cambio, los contenidos relativamente bajos del SiO₂ (Figura 28) posiblemente se deben a su movilidad en la peridotita durante los procesos de fusión parcial que originaron a la harzburgita.

8.6.1. REE

La geoquímica de REE en las serpentinitas del CUT distingue dos grupos de muestras, como se observa en los patrones de REE normalizados al manto primitivo (Figura 30). Un grupo (Ve11, Ve20) muestra perfiles de REE con una tendencia plana a una pendiente negativa (Figura 30). Este fraccionamiento preferencial de LREE en relación al resto de las REEs, no puede ser explicado exclusivamente en términos de fusión parcial con extracción del fundido. En cambio puede ser interpretada como resultado de la fraccionación de las REE más incompatibles asociadas con percolación de fracciones pequeñas de fundido ricas en volátiles a través de canales porosos (Van der Wal y Bodinier, 1996; Proenza *et al.*, 1999; Melcher *et al.*, 2002). El enriquecimiento de LREE con respecto a HREE probablemente no está relacionado a la adición de agua marina, que está empobrecida en REE (p. ej., Li y Lee, 2006). Esos patrones son más característicos de zonas de suprasubducción y pueden deberse a metasomatismo secundario durante las etapas de subducción o interacción metamórfica con la corteza continental.

El otro grupo (Ve03, Ve06, Ve23) muestra valores más altos de REE, y en general el desarrollo de patrones con pendientes positivas (Figura 30). Esos patrones son

característicos de peridotitas abisales (tipo dorsal oceánica), tales firmas geoquímicas (de zona de suprasubducción y de dorsal oceánica) en peridotitas del manto son comunes en muchas ofiolitas. Signatura geoquímica característica de peridotitas tipo dorsal oceánica pueden ser preservadas debido a que la interacción de fundido/peridotita en zonas de suprasubducción no afecta igualmente a la cuña del manto.

Por otro lado, todas las muestras están enriquecidas en LILE (Figuras. 30 y 31; As, Sb, Cs, U y, Sr), los cuales podrían estar asociados a alteración por agua marina o fluidos producidos por deshidratación de la placa subducida (Stolper y Newman, 1994; Keppler, 1996; Stalder *et al.*, 1998). Entonces, el enriquecimiento de las serpentinitas del CUT puede ser explicado por infiltración de fluidos derivados de la placa subducente. Estos son más calientes que los relacionados con la infiltración de agua marina. En el primer caso, el enriquecimiento de LREE puede ser esperado con respecto a HFSE. De acuerdo con Gill (1981), los magmas de arco se caracterizan por concentración alta de LILE. Entonces, esos elementos podrían provenir de la placa subducida. Los contenidos altos detectados de As y Sb en las serpentinitas del CUT apoyan un ambiente de suprasubducción (Hattori y Guillot, 2003; 2007).

El contenido extremadamente bajo en Ta y Th en las serpentinitas del CUT (Tabla 18), comparado a iterbio, también indica un ambiente de suprasubducción (Gorton y Schandl, 2000), además su concentración baja de elementos HFSE (Zr, Hf, Nb, y Ta) es un rasgo característico de este ambiente (Gil, 1981).

8.6.2. Isotopos estables ($^{18}\text{O}/\text{D}$)

En este estudio, las composiciones calculadas de $\delta^{18}\text{O}$ en el fluido en equilibrio con antigorita son consistentes con agua marina (Tabla 19) y con valores reportados en rocas ultramáficas completamente serpentinizadas. La mayoría de las cloritas y serpentinas del CUT presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ dentro de los campos de “serpentinita oceánica” y “ofiolítica” (Figura 32). Las “serpentinitas oceánicas” han sido interpretadas como formadas por fluidos derivados de agua marina a temperaturas entre 200° y 350°C (Wenner y Taylor,

1973). Por otra parte, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ determinados en serpentina (entre 6.3 y 7.0 ‰) apoyan una serpentización completa en el CUT. Wenner y Taylor (1973) señala que serpentinas en cuerpos ultramáficos completamente serpentizados presentan valores relativamente altos de $\delta^{18}\text{O}$ (+6.2 hasta +12.7 ‰); mientras que en cuerpos parcialmente serpentizados presentan valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$ (+3.4 ‰).

Como puede verse en el diagrama de Sheppard (1986) (Figura 33) los valores isotópicos de las cloritas y serpentinas del CUT ($\delta^{18}\text{O} = +6.2$ hasta $+7.0$ ‰; $\delta\text{D} = -52$ hasta -66 ‰) se proyectan fuera del campo de agua oceánica ($\delta\text{D} = +5$ hasta -7 ‰, $\delta^{18}\text{O} = +0.5$ hasta -1.0 ‰). Esto aparentemente contradice la propuesta de agua marina señalada en el párrafo anterior, no obstante, esta situación puede explicarse invocando una mezcla de agua magmática y metamórfica con agua marina; este intercambio disminuye los valores de D/H del agua oceánica (Wenner y Taylor, 1973). Existen evidencias que sugieren que diferentes tipos de agua intervienen en la serpentización de rocas ultramáficas oceánicas y ofiolíticas (Wenner y Taylor, 1973).

A pesar de que no fue posible realizar una modelación del fraccionamiento isotópico (D y $\delta^{18}\text{O}$) en las serpentinitas del CUT, en esta tesis se infiere a partir de su comparación con composiciones isotópicas encontradas en “serpentinitas oceánicas” ($\delta^{18}\text{O} = +0.8$ hasta $+6.7$ ‰, $\delta\text{D} = +0.5$ ‰) que el agua marina si interaccionó con el CUT durante su serpentización.

Los valores más bajos de δD (-112 ‰) de las vetas de crisotilo en comparación con los de antigorita o clorita (Tabla 19, Figuras 32 y 33), indican probablemente que el crisotilo interaccionó con agua a temperatura baja. El crisotilo y la lizardita intercambian fácilmente hidrógeno con fluidos a temperaturas bajas, lo cual produce valores bajos de δD (Kyser y Kerrich, 1991; Kyser *et al*, 1999). En contraste la diferencia en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre crisotilo (7.0 ‰) y antigorita (~ 6.9 ‰) son insignificantes.

El rango de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ en las serpentinitas del CUT es comparable con los determinados en zonas de suprasubducción (p. ej., 5.0 a 7.1 ‰; Scambelluri *et al.*, 2004). Asumiendo una interacción con agua marina, las composiciones de $\delta^{18}\text{O}$ en serpentina (antigorita y crisotilo) sugieren la influencia de dos tipos de fluidos (magmático y metamórfico; Figura 33). De acuerdo con Wenner y Taylor (1973), la serpentización de antigorita, basada en el fraccionamiento de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ entre serpentina y magnetita, ocurre a temperaturas de entre 220°C y 460°C.

La composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ y D en antigorita, fase mineral que suele ser de presión alta, refleja el sello de la serpentización oceánica, mientras que los valores isotópicos bajos de D/H en crisotilo reflejan un intercambio tardío de agua a temperaturas más bajas que las que dieron origen a la antigorita (Alt y Shanks, 2006).

8.7. Relación entre las rocas eclogitas intercaladas y las serpentinitas

La íntima asociación espacial y estructural de las rocas eclogíticas con las serpentinitas del CUT sugiere que la ofiolita de Xayacatlán no se trata de un mélangé, sino de una unidad litotectónica coherente con un orden estructural poco perturbado, no obstante su deformación. Las metabasitas no se encuentran como bloques flotantes en las serpentinitas sino como secciones estructurales bien definidas en contacto con estas últimas.

Se detectan dos clases de rocas eclogíticas con retrogresión avanzada correspondientes a la Fm. Xayacatlán: (1) eclogitas máficas compuestas por plagioclasa (albita), granate, epidota, anfíbol, clorita, y titanita, y 2) metasedimentos eclogíticos con granate, rutilo, fengita, clorita, titanita, y cuarzo. De acuerdo con Meza-Figueroa *et al.*, (2003), éstas representan asociaciones de presión alta y aparecen como relictos muy alterados de la retrogresión.

La presencia de rocas en facies de eclogita de naturaleza pelítica y máfica, asociadas íntimamente a las serpentinitas del CUT, indica un evento común de presión alta que afectó a las unidades de la corteza y del manto. Los efectos de este metamorfismo de

alta presión no son evidentes en las serpentinitas del CUT debido a la naturaleza de sus minerales (serpentininas, talco, clorita), los cuales son estables a presiones elevadas. Sin embargo, el hecho (Ortega-Gutiérrez comunicación verbal, 2010) de que cuerpos máficos interpretados (con base en sus texturas y minerales) como eclogitas con retrogresión profunda, y en las que solamente se conservó granate o rutilo se encuentran intercalados junto con metasedimentos de cuarzo-rutilo-fengita-granate-cloritoide en el interior del cuerpo ultramáfico, y de que éste tiene algunas serpentinitas muy escasas con granate (Figura 4n) y clinopiroxeno abundante, apoyan la inferencia de que el CUT también fue sujeto a subducción profunda en una etapa de su evolución previa a la colisión que la elevó hasta la superficie. Desafortunadamente, la composición química del clinopiroxeno y granate en la serpentinita no se pudo analizar para evaluar la posibilidad de que sean fases metasomáticas (p. ej., rodingítica), las cuales se pueden generar a presiones no necesariamente elevadas.

CAPITULO 9. CONCLUSIONES

Los análisis texturales y químicos en roca total, muestran que el CUT fue serpentizado casi en su totalidad y permiten concluir que su protolito debió ser harzburgítico.

De acuerdo con el modelo de evolución propuesto para el CUT, la peridotita original fue modificada primero bajo metamorfismo oceánico ($T < 250^{\circ}\text{C}$), luego bajo metamorfismo en facies de eclogita ($T = 491^{\circ}$ a 609°C), y finalmente por metamorfismo retrógrado en facies de esquistos verdes ($T = 230^{\circ}$ a 339°C).

La serpentinita se presenta comúnmente milonitizada y con una foliación plegada definida por la orientación de las láminas de antigorita y espinela. Los minerales de serpentina se caracterizaron por presentar preferentemente texturas de tipo interpenetrante e interconectante (no pseudomórficas), mientras que las texturas pseudomórficas se registraron con menor frecuencia. La fase mineral predominante en las serpentinitas es antigorita y, en menor proporción, lizardita y crisotilo.

En las serpentinitas se encontraron intercaladas de manera ocasional otras rocas ultramáficas monominerálicas como albitas, clorititas y tremolitas, lo cual sugiere eventos diversos de retrogresión y metasomatismo.

Las observaciones petrográficas y de composición química en las serpentinitas del CUT muestran diferentes etapas de alteración en la harzburgita original, las cuales produjeron diferentes texturas de serpentización (**A**, **B**, **C** y **D**). El grupo (**A**) incluye a las texturas pseudomórficas que representan la etapa de metamorfismo oceánico en una harzburgita, y dentro del campo de estabilidad de lizardita y crisotilo. El (**B**) está caracterizado por texturas interpenetrativas compuestas de antigorita, que representan la etapa de subducción, bajo condiciones de $P(\text{H}_2\text{O}) = P_{\text{total}}$. La temperatura estimada durante el pico

metamórfico fue $<600^{\circ}\text{C}$. Eventos subsecuentes de serpentización (**C** y **D**) incluyen el reemplazamiento de antigorita por crisotilo y lizardita, a temperaturas entre los 300° y 500°C , a presiones desconocidas. Dichas etapas de serpentización representan el proceso orogénico que exhumó al Complejo Acatlán en el Devónico-Mississípico.

La composición de la Cr-espinela sugiere que las serpentinitas del CUT representan un segmento de manto peridotítico empobrecido (fusión parcial $> 18\%$) que interactuó con cierta cantidad de fundido en una zona de suprasubducción. Sus valores de #Cr indican que las cromitas provienen de un magma transicional, el cual tiene componentes tipo dorsal oceánica y de arco característicos de peridotitas en zonas de suprasubducción.

Los perfiles de REE obtenidos de las serpentinitas del CUT son característicos de peridotitas de suprasubducción. Se detectaron dos firmas geoquímicas: de dorsal oceánica y de zona de suprasubducción; lo cual puede sugerir la presencia de dos placas tectónicas: la cuña del manto y la placa subducida. El enriquecimiento en elementos incompatibles LILE (Sr, As, Sb, Pb) sugiere adición de un componente acuoso rico en esos elementos, presumiblemente transferidos desde la placa subducente hacia la cuña del manto dentro de la zona de suprasubducción.

Las composiciones isotópicas (D, $\delta^{18}\text{O}$) determinadas en los concentrados de antigorita permiten asumir que agua marina intervino en la serpentización del CUT. Crisotilo en vetas atravesando carbonatos y a la matriz de serpentina indica que éste se formó en condiciones tardías, y su valor bajo de δD (-112 ‰) sugieren reequilibrio con fluidos a temperaturas bajas ($\sim 100^{\circ}\text{C}$).

Las serpentinitas del CUT contienen cantidades escasas de sulfuros de níquel, los cuales se formaron en una etapa de alteración tardía, bajo condiciones de fugacidad de oxígeno y azufre menores que las requeridas para la formación

de pirita. La asociación dominante de sulfuros (pentlandita, heazlewoodita, millerita) en las serpentinitas del CUT es estable a una temperatura de 300°C y 2 kbar; esta temperatura es comparable con la calculada por geotermometría de cloritas (~300°C), además estas condiciones de temperatura y presión son consistentes con las reportadas para la retrogresión del CA.

La presencia de nepouita (*garnierita*) en el área de estudio sugiere un mecanismo complejo de disolución-precipitación de fases minerales controlado por circulación de soluciones en el perfil del suelo.

Las rocas eclogitas se encuentran mezcladas de manera coherente con las serpentinitas del CUT, las primeras forman secciones estructurales bien definidas en contacto con estas últimas.

Se propone realizar a futuro los siguientes estudios: (a) análisis isotópicos de magnetita y serpentina, para calcular temperaturas de serpentinización mediante el geotermómetro propuesto por Wenner y Taylor (1971), (b) estudio isotópico (D, ¹⁸O y C) en serpentina, clorita y carbonato, lo cual ayudaría a contrastar el tipo de agua (marina, vs. metamórfica, vs. meteórica) involucrada en los procesos de serpentinización, (c) análisis de elementos del grupo del platino como indicadores petrogenéticos, (d) análisis de cromitas accesorias y de REEs en la misma muestra, para probar la hipótesis de la presencia de dos placas tectónicas: la subducida con señal de dorsal oceánica asociada a eclogitas, y la que sufrió los procesos de suprasubducción asociada probablemente a los cuerpos de cromitita, y (e) muestreo detallado y extenso de serpentinitas en la Fm. Xayacatlán para determinar zonas representativas de estadios de serpentinización (p. ej., subducción o exhumación), (f) mineralogía de lateritas de níquel, para determinar las posibles generaciones de silicatos hidratados de Mg-Ni (*garnieritas*) formados generalmente a niveles profundos del perfil del suelo o depósitos de Fe-oxihidróxidos formados en el límite pedolita-saprolita.

CAPITULO 10. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abzalov, M.Z., 1998, Chrome-spinel in gabbro-wehrlite intrusions of the Pechenga area, Kola Peninsula, Russian: emphasis on alteration features: *Lithos*, 43, 109-134.
- Agrinier, P., Cornen, G., Belier, M.O., 1996, Mineralogical and oxygen isotopic features of serpentinites recovered from the ocean/continent transition in the Iberia abyssal plain, in: Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., Masson, D.G. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results: Tx, USA*, 149, 541-552.
- Agrinier, P., Hékinian, R., Bideau, D., Javoy, M., 1995, O and H stable isotope compositions of oceanic crust and upper mantle rocks exposed in the Hess Deep near the Galapagos Triple Junction. *Earth and Planetary Science Letters*, 136, 183-196.
- Agrinier, P., Mével, C., Girardeau, J., 1988, Hidrotermal alteration of the peridotites cored at the ocean/continent boundary of the Iberian margin: petrologic and stable isotope evidence, in: Boillot, G., Winterer, E.L., *et al.* (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results: Tx, USA*. 103, 225-234.
- Allen, D.E., Syfried W.E., Jr., 2003, Compositional controls on vent fluids from ultramafic-hosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges: An experimental study at 400 °C, 500 bars: *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 67, 1531-1542.
- Alt, J.C., Shanks W.C., 1998, Sulfur in serpentinized oceanic peridotites: Serpentinization processes and microbial sulfate reduction: *Journal of Geophysical research*, 103, 9917-9929.
- Alt, J.C., Shanks W.C., 2006, Stable isotope compositions of serpentinite seamount in the Mariana forearc: serpentinite processes, fluid source and sulfur metasomatism: *Earth and Planetary Science Letters*, 242, 272-285.
- Anónimo, 1972, Penrose Field Conference on ophiolites: *Geotimes*, 17, 24-25.
- Antonio, M.D., Kristensen, M.B., 2004, Serpentine and brucite of ultramafic clast from the South Chamorro Seamount (Ocean Drilling Program Leg 195, site 1200): inferences for the serpentinization of the Mariana forearc mantle: *Mineralogical Magazine*, 68, 887-904.

- Arai, S., 1992. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry: *Mineralogical Magazine*, 56, 173-184.
- Arai, S., Yurimoto, H., 1995, Possible sub-arc origin of podiform chromitites: *The Island Arc*, 4, 104-111.
- Ashley, P.M., 1975, Opaque mineral assemblage formed during serpentinization in the Colac ultramafic belt, New South Wales: *Journal of the Geological Society of Australia*, 22, 91-102.
- Augé, T., 1987, Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: *Mineralogical constraints. Mineralium Deposita*, 22, 1-10.
- Aumento, F., Loubat, H., 1971, The Mid-Atlantic Ridge Near 45° N XVI serpentinized ultramafic intrusions: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 631-63.
- Azer, M.K., Stern R.J., 2007, Neoproterozoic (835-720 Ma) serpentinites in the eastern desert, Egypt: fragments of forearc mantle: *The Journal of Geology*, 115, 457-472.
- Bach, W., Garrido, C.J., Paulick H., Harvey, J. Rosner, M., 2004. Seawater-peridotite interactions: first insights from ODP Leg209, MAR 15°N: *Geochemistry Geophysic Geosystems*, 5, 1-27.
- Bailey S.W., 1980, Summary and recommendations of AIPEA nomenclature committee: *Clays and Clay Minerals*, 28, 73-78.
- Bailey, S.W., 1988, Chlorites: structures and crystal chemistry, in Bailey, S.W. (ed), *Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas)*: Washington, D.C., *Mineralogical Society of America Reviews in mineralogy*, 347-403.
- Bailey S.W., Banfield, J.F., Barker, W.W., 1995, Dozyite, a 1:1 regular interstratifications of serpentine and chlorite: *American Mineralogist*, 80, 65-77.
- Banfield, J. F., Bailey, W.S. 1996, Formation of regularly interstratified serpentine-chlorite minerals by tetrahedral inversion in long-period serpentine polytypes: *American Mineralogist*, 81, 79-91.
- Banfield, J.F., Bailey, S.W., Barker, W.W., 1994, Polysomatism, politypism, defect microstructures, and reaction mechanisms in regularly and randomly interstratified serpentine and chlorite: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 137-150.

- Bayliss, P., 1975, Nomenclature of the trioctahedral chlorites: *Canadian Mineralogist*, 13, 178-180.
- Berman, R.G., Engi, M., Greenwood, H.J., Brown, T.H., 1986, Derivation of internally-consistent thermodynamic data by the technique of mathematical programming: A review with application to the system MgO-SiO₂-H₂O: *Journal of Petrology*, 27, 1331-1364.
- Bliss, N.W., Mac Lean, W.H., 1975, The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39, 973-990.
- Bodinier, J.L., 1988, Geochemistry and petrogenesis of the Lanzo peridotite body, Western Alps: *Tectonophysics*, 149, 67-88.
- Bodinier J.L. Godard M., 2003, Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites, in Carlson, S.W. (ed.), *Treatise on geochemistry the mantle and core*: Elsevier. 2, 103-170.
- Boudier, F., 1978, Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piedmont Alps): *Geological Society of America Bulletin*, 89, 1574-1591.
- Boudier, F., Coleman, R.G., 1981, Cross section through the peridotite in the Samail ophiolite, southeastern Oman mountains: *Journal of Geophysical Research*, 86, 2573-2592.
- Boudier, F., Nicolas A., H., 1985, Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments: *Earth and Planetary Science Letters*, 76, 84-92.
- Brand, N.W., Butt, C.R.M., M., Elias, 1998, Nickel laterites: classification and features: *Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17, 81-88.
- Brindley G.W., Maksimovic, A., 1974, The nature and nomenclature of hydrous nickel-containing silicates: *Clay Minerals*, 10, 271-277.
- Burkhard, D.J.M., 1993, Accessory chromium spinels: their coexistence and alteration in serpentinites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 1297-1306.
- Burkhard, D.J.M., O'Neil, J.R., 1988, Contrasting serpentinization processes in the Eastern Central Alps: *Contributions Mineralogy and Petrology*, 99, 498-506.
- Carballido-Sánchez, E.A., Delgado-Argote, L.A., 1989, Geología del cuerpo serpentínico de Tehuizingo, Estado de Puebla. Interpretación preliminar de su emplazamiento. Universidad Nacional Autónoma de México: Instituto de Geología, *Revista*, 8, 134-148.

- Cassard, D., 1980, Structure et origine des gisements de chromite du Massif du Sud (ophiolite de Nouvelle Calédonie), Thèse doctorat, Université of Nantes. 152p.
- Cathelineau, M., Nieva, D., 1985, A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system: Contributions to Mineralogy and Petrology, 91, 235-244.
- Cathelineau, M. 1988, Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature: Clay Minerals, 23, 471-485.
- Chamberlain, J.A., McLeod, C.R., Traill, R.J., Lachace, G.R., 1965, Native metals in the Muskox intrusion: Canadian Journal of Earth Sciences, 2, 188-215.
- Chernoski, J.V., Jr., 1975, Aggregate refractive indice and unit cell parameters of synthetic serpentine in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: American Mineralogist, 60, 200-208.
- Chernosky, J.V., Jr., Berman, R.G., Bryndzia, L.T, 1988, Stability, phase relations, and thermodynamic properties of chlorites and serpentine group minerals, In: Bailey, S.W. (ed.), Hydrous phyllosilicates: Mineralogical Society of America, Paul H. Ribbe Serie., 19: 295-346 p.
- Choi, S.H., Shervais, J.W., Mukasa, S.B., 2008, Suprasubduction and abyssal mantle peridotites of the coast range ophiolite, California: Contribution to Mineralogy and Petrology, 156, 551-576.
- Christensen, N.I., 1971, Fabric, anisotropy, and tectonic history of the Twin sisters dunite, Washington: Geological Society of America Bulletin, 1681-1694.
- Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B., Brannock, W.W., 1965, Eclogites y eclogites: their differences and similarities: Geological Society of America Bulletin, 76, 483-508.
- Coleman, R.G., 1971, Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotitas along continental edges: Journal of Geophysical Research, 76, 1212-1222.
- Coleman, R.G., 1977, Ophiolites. Ancient oceanic lithosphere: New York, U.S.A., Springer-Verlag, 229 p.
- Coleman, R.G., Lee, D.E., Beatty, L.B., Brannock, W.W., 1965, Eclogites and eclogitas: their differences and similarities: Geological Society of America Bulletin, 76, 483-508.

- Craig, J.R., Naldrett, A.J., Kullerud, G., 1967, The 400 °C isothermal diagram: Carnegie Institute, Washington Year Book, 66, 440-441.
- Cressey, G., Cressey, B.A., Wicks, F.J., 2008, The significance of the aluminium content of a lizardite at the nanoscale: the role of clinochlore as an aluminium sink: *Mineralogical Magazine*, 72, 817-825.
- Curtis, C.D., Ireland, B.J., Whiteman, J.A., Mulvaney, R., Whittle, C.K., 1984, Authigenic chlorites: problems with chemical analysis and structural formula calculation: *Clay Minerals*, 19, 471-481.
- Curtis, C.D., Hughes, C.R., Whiteman, J.A., Whittle, C.K., 1985, Compositional variation within some sedimentary chlorites and some comments on their origin: *Mineralogical Magazine*, 49, 375-386.
- Dalla-Salda, L.H., Dalziel, I.W.D., cingolini, Ca.A., Varela, R., 1992, Did the Taconic Appalachians continue into southern South America?: *Geology*, 20, 1057-1200.
- Dalziel, I.W.D., 1997, Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation: *Geological Society of America Bulletin*, 109, 16-42.
- Dalziel, I.W.D., Dalla-Salda, L.H., Gahagan, L.M., 1994, Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system: *Geological Society of America Bulletin*, 106, 243-252.
- Davies, H.L., 1980, Crustal structure and emplacement of ophiolite in southern Papua New Guinea, In Allegre, J., Claude, A. (eds), *orogenes-orogenic mafic ultramafic association*: Paris, France, Centre National de la Recherche Scientifique, 272, 17-33.
- De Caritat, P., Hutcheon, I., Walshe, J.L., 1993, Chlorite geothermometry: a review: *Clay and Clays Minerals*. 41, 219-239.
- Den Tex, E., 1969, Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: a contribution to the discussion of the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks", by P.J. Wyllie, *Tectonophysics*, 7, 457-488.
- Deschamps, F., Guillot, S., Godard, M., Chauvel, C., Andreani, M., Hattori, K., 2010, In situ characterization of serpentinites from forearc mantle wedges: timing of

serpentinization and behavior of fluid-mobile elements in subduction zones: *Chemical Geology*, 269, 262-277.

- Dewey, J.F., 1976, Ophiolite obduction: *Tectonophysics*, 31, 93-120.
- Dewey, J.F., Bird, J.M., 1971, Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland: *Journal of Geophysical Research*, 76, 3179-3206.
- Dick, H.J.B., Bullen, T., 1984, Chromite as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatial associated lavas: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 54-76.
- Dilek, Y., 2003, Ophiolite concept and its evolution, in Dilek, Y., Newcom, S. (eds), *Ophiolite and the evolution of geological thought: Bolder, Colorado, Geological Society of America, special paper*, 373, 1-16.
- Dilek, Y., Coulton, A., Hurst, S.D., 1997. Serpentinization and hydrothermal veining in peridotites at Site 920 in the MARK area, in: Karson, J.A., Cannat, M., Miller, D.J., Elthon, D., (Eds.), *Ocean Drilling Program, College Station: Tx, USA*, 153, 35-59.
- Dilek, Y, Furnes, H., 2009, Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems: *Lithos*, 113, 1-20.
- Dilek, Y., Thy, P., 1998, structure, petrology, and seafloor spreading tectonics of the Kizildag ophiolite (Turkey), in Mills, R., Harrison, K. (Eds), *Modern ocean floor processes and the geological record: Geological Society of London Special Publication*, 148, 43-69.
- Dostal, J., Keppie, J.D., Miller, B.V., Ortega-Rivera, A., Nance, R.D., Cooper, P. Lee, J.W.K., 2007, Geochemistry and geochronology of the Xayacatlán type area, Acatlán Complex, southern Mexico: Ca 440 Ma syntectonic emplacement of a layered continental tholeiitic gabbro in a rifted arc on the sothern margin of the Rheic Ocean, In: Linnemann, U., Kraft, P., Nance,R.D., Zulauf,G. (Eds.), *The Geology of Peri-Gondwana: Geological Society of America Special Paper* (en prensa).
- Dungan, A. M., 1979, A microprobe study of antigorite and some serpentine pseudomorphs: *Canadian Mineralogist*, 17, 771-784.

- Dupuis, C., Hébert, R., Dubois-Côte, V., Guilmette, C., Wang, C.S., Li, Y.L., Li, Z.J., 2005, The Yurlung Zangbo suture zone ophiolitic mélange (southern Tibet): new insights from geochemistry of ultramafic rocks: *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 937-960.
- Dyar, M.D., Guidotti, C.V., Harper, G.D., McKibben, M.A., Saccocia, P.J., 1992, Controls on ferric iron in chlorite: *Geological Society of America Abstract Programs*, 24, 130.
- Eckstrand, Q.R., 1975, The Dumont serpentinite: a model for control of nickeliferous opaque mineral assemblages by alteration reactions in ultramafic rocks: *Economic Geology*, 70, 183-201.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2002, Caltepec fault zone: an Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxaca and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications: *Tectonics*, 21, 1-4.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Macías-Romo, C., Reyes-Salas, M., Sánchez-Zavala, J.L., Aparicio-Aparicio, D., 2006, Blueschists in the Acatlán Complex, Southern Mexico: new insights and tectonothermic implications, *Geos*, 26, SE03-4.
- Evans, B.W., 1977, Metamorphism of Alpine peridotite and serpentine: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 5, 397-447.
- Evans, B.W., Frost, B.R., 1975, Chrome-spinel in progressive metamorphism—a preliminary analysis: *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 39, 959-972.
- Evans, B.W., Johannes, W., Oterdoom, H., Trommsdorff, V., 1976, Stability of chrysotile and antigorite in the serpentine multisystem: *Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 56, 79-93.
- Flower, M.F.J., 2003, Ophiolites, historical contingency, and the Wilson cycle, In: Dilek, Y., Newcomb, S. (Eds.), *Ophiolite concept and the evolution of geological thought: Geological Society of America Special Paper*, 373, 111–135.
- Freyssinet, Ph., Butt, C.R.M., Morris, R.C., 2005, Ore forming processes related to lateritic weathering: *Economic Geology*, 100th anniversary, 681-722.

- Frost, B.R., 1985, On the stability of sulfides, oxides, and native metals in serpentinite: *Journal of Petrology*, 26, 31-63.
- Früh-Green G.L., Scambelluri M., 2001, O-H isotope ratios of high pressure ultramafic rocks: implications for fluid sources and mobility in the subducted hydrous mantle: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 141, 145-159.
- Fryer, P., Taylor, B., Langmuir, C.H., Hochstaedter, A.G., 1990, Petrology and geochemistry of lavas from the Sumisu and Torishima back-arc rifts: *Earth and Planetary Science Letters*, 100, 161-178.
- Gass, I.G., Lippard, S.J. Shelton A.W., 1984, Ophiolites and oceanic lithosphere, Geological Society Special Publication: London UK, 413 p.
- Gervilla, F., 1997, Paragénesis de alteración de rocas ultramáficas: serpentización, in Melgarejo J.C. (ed.), *Atlas de asociaciones minerales en lamina delgada*: Barcelona, Universitat de Barcelona, 91-96.
- Gill, J., 1981, *Orogenic andesites and plate tectonics*: New York, Springer, 390 p.
- Giunta, G., Beccaluva, L., Coltorti, M., Mortellaro, D., Siena F., Cutupria, D., 2002, The peri-Caribbean ophiolites: structure, tectono-magmatic significance and geodynamic implications, *Caribbean Journal Earth Science* 36, 1–20.
- Gleeson, S.A., Buff, C.R.M., Elías M., 2003, Nickel laterites: a review: *Society of Economic Geologists Newsletter*, 54, 10-16.
- Godard M., Jousselin D., Bodinier J.L., 2000, Relationship between geochemistry and structure beneath a paleo-spreading centre: a study of the mantle section in the Oman ophiolite: *Earth and Planetary Science Letters*, 180, 133-148.
- Golightly, J.P., 1981, Nickeliferous laterite deposits: *Economic Geology: 75th anniversary*, 459-462.
- González-Giménez, J.M., Kerestedjian, T., Proenza, J.A., Gervilla, F., 2009, Metamorphism on Chromite Ores from the Dobromirski Ultramafic Massif, Rhodope Mountains (SE Bulgaria): *Geologica Acta*, 7, 413-429.
- González-Mancera, G., 2001, *Mineralogía y petrología de las serpentinitas del Cuerpo Ultramáfico de Tehuizingo, Edo. de Puebla*: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de maestría, 103p.

- González-Mancera G., Ortega-Gutiérrez F., Proenza, J.A., 2009, Petrology and geochemistry of Tehuitzingo serpentinites (Acatlán Complex, SW Mexico): *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61, 419-435.
- Gorton, P.M., Schandl, E.V., 2000, From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks: *The Canadian Mineralogist*, 38, 1065-1073.
- Gruau, G., Bernard-Griffiths, J. Lecuyer, C., 1998, The origin of shaped rare earth pattern in ophiolite peridotites: assessing the role of secondary alteration and melt/ rock reaction: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 3545-3560.
- Hajialioghli, R., Moazzen, M., Droop, G.T.R., Oberhánsli, R., Bousquet, R., Jahangiri, A., Ziemann, M., 2007, Serpentine polymorphs and P-T evolution of metaperidotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran: *Mineralogical Magazine*, 71, 203-222.
- Hattori, H.K., Guillot, S., 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, Q09010, 1-27.
- Hattori, K.H., Takahashi, Y., Guillot S., Johanson B., 2005, Occurrence of arsenic (V), in forearc mantle serpentinites: X-ray absorption spectroscopy study: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 5585-5596.
- Hawkins, J.W., 2003, Geology of suprasubduction zones – implications for the origin of ophiolites, In: Dilek, Y., Newcomb, S. (eds), *Ophiolite concept and the evolution of geological thought: Bolder Colorado, Geological Society of America Special Paper*, 373, 227-268.
- Hellebrand, E., Snow, J.E., Dick, H. J.B., Hofmann, A.W., 2001, Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites: *Nature*, 410, 677-681.
- Hem S. R., 2006, Solid solutions in the Fe-Co-Ni-As-S system: *Chemical Geology*. 291-303.

- Hernández-Espíritu, J.A., Morales-Morales, D., 2002, Geología metamórfica del Complejo Acatlán y su cobertura paleozoica del área de San Miguel Las Minas Patlanoya-Ahuatlán, Estado de Puebla, México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Ingeniero Geólogo, 125 p.
- Hess, H.H., 1965, Mid-ocean ridges and tectonics of the sea floor, in Witard, W.F., Bradshaw, R. (eds), Submarine geology and geophysics: London, Butterworths, Proceedings of the 17th symposium of the Colston Research Society, 317-334.
- Hey, M.H. 1954, A new review of the chlorites: Mineralogical Magazine, 30, 277-292.
- Hill, R., Roeder, P., 1974, The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity: Journal of Geology, 82, 709-729.
- Hillier, S., Velde, B. 1991, Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low temperature) chlorites: Clay Minerals, 26, 149-168.
- Hsü, K.J. 2003, Role of ophiolites in archipelago model of orogenesis, In: Dilek, Y., Newcomb, S. (Eds.), Ophiolite concept and the evolution of geological Thought: Bolder Colorado, Geological Society of America Special Paper, 373, 159-171.
- Hyndman, R.D., Peacock, S.M., 2003, Serpentinization of the forearc mantle: Earth and Planetary Science Letters, 212, 417-432.
- Irvine, T.N., 1967, Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications: Canadian Journal of Earth Sciences, 4, 71-103.
- Ishiwatari, A., Malpas, J. Ishizuka, H., 1994, Circum Pacific Ophiolites: Proceedings of the 29th International Geological Congress, D VSP (eds.), 286p.
- Jackson, E.D., Thayer, T.P., Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes: 24th International Geological Congress, 2, 289-296.
- Jiang, W.T., Peacor, D.r., Buseck, P.R., 1994, Chlorite geothermometry? Contamination and apparent octahedral vacancies: Clay and Clay Minerals, 42, 593-605.
- Kamenetsky, V.S. Crawford, A.J., Meffre, S., 2001, Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks: Journal of Petrology, 42, 655-671.

- Karoto, S.I., 1984, Grain size distribution and rheology of the upper mantle: *Tectonophysics*, 104: 155-176.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N., Salters, V.J.M., 1995, Extraction of mid-ocean ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels: *Nature*, 375, 747-753.
- Kelemen, P.B., Hanghoj, K., Greene, A.R., 2003, One view of the geochemistry of subduction-related magmatic-arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust, In: Rudnick R. (ed.), *The crust, treatise on geochemistry*: Elsevier, 3, 593-659.
- Keppler, H., 1996, Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids: *Nature*, 380, 237-240.
- Keppie, J.D., Jaroslav, D., Brent V.M., Ramos Arias M.A., Morales Gámez, M., Nance, R.D., Murphy, B., Ortega-Rivera, A., Lee, J.W., Housh, T., Cooper, P., 2008, Ordovician–earliest Silurian rift tholeiites in the Acatlán Complex, southern Mexico: Evidence of rifting on the southern margin of the Rheic Ocean: Elsevier, *Tectonophysics*, 461, 130-156.
- Kesler, S.E., 1973, Basement rock structural trends in the southern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 84, 1059-1064.
- Kesler, S.E., Heath, S.A., 1970, Structural trends in the southern most North American Precambrian, Oaxaca, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 81, 2471-2476.
- Kimball K.L, 1990, Effects of hydrothermal alteration on the composition of chromian spinels: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105, 337-346.
- Kimball, K.L., Evans, C.A., 1988, Hidrotermal alteration of peridotite from the Galicia margin, Iberian peninsula, in: Boillot, G., Winterer E.L., *et al.* (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*: Tx, USA. 103, 241-251.
- Klein, F., Bach, W., 2009, Fe-Ni-Co-O-S phase relations in peridotite-seawater interactions: *Journal of Petrology*, 50, 37-59.
- Kranidiotis, P., MacLean, W.H. 1987, Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec: *Economic Geology*, 82, 1898-1911.

- Kretz, T., 1983. Symbols for rock-forming minerals: *American Mineralogist*, 68, 277-279.
- Kullerud, G., 1963, Thermal stability of pentlandita: *Canadian mineralogist*, 7, 353-366.
- Kyser, T.K., Kerrich, R., 1991, Retrograde exchange of hydrogen isotopes between hydrous minerals and water at low temperatures, In: Taylor H.P., Jr., O'Neil, J.R., Kaplan, I.R., (Eds.), *Stable isotope geochemistry: a tribute to Samuel Epstein*: Geochemical Society, Special Publication, 3, 409-422.
- Kyser, T.K., O'Hanley, D.S., Wicks, F.J., 1999, The origin of fluids associated with serpentinization processes:evidence from stable-isotope compositions: *Canadian Mineralogist*, 37, 223-237.
- Labotka, T.C., Albee, A.L., 1979, Serpentinization of the Belvidere Mountain ultramafic body Vermont: Mass balance and reaction at the metasomatic front: *Canadian Mineralogist*, 17, 831-845.
- Lagabrielle, Y., Cannat, M., 1990, Alpine Jurassic ophiolites resemble the modern central Atlantic basement: *Geology*, 18, 319-322.
- Leblanc, M., Nicolas A., 1992. Ophiolitic chromitites: *International Geology Review*, 653-686.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laid, J., Mandarino, J., 1997, Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names: *Mineralogical Magazine*, 61, 295-321.
- Lippard, S.J., Shelton, A.W., Gas, I.G., 1986, The ophiolites of northern Oman: *Geological Society of London Memoir*, 11, 1-178.
- Li, X.P, Rahn, M., Bucher K., 2004, Serpentinites of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their texture evolution: *Journal of metamorphic Geology*, 22, 159-177.
- Li, Z.A., Lee, C.A., 2006, Geochemical investigation of serpentinized oceanic lithospheric mantle in the Feather River Ophiolite, California: implications for the recycling rate of water by subduction: *Chemical Geology*, 235, 161-185.

- Lundqvist, D., 1947, X-ray studies on the ternary system Fe-Ni-S: *Arkiv för Kemi, Mineral Geology*, 24A, 22.
- Lozano, R., Bernal J.P., 2005, Characterization of a new set of eight geochemical reference material for XRF major and trace element analysis: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 329-344.
- Mac Niocaill, C.M., Van der Pluijijm, B.A., Van der Voo, R., 1997, Ordovician paleogeography and the evolution of the Iapetus Ocean: *Geology*, 25, 159-162.
- Maksimovic, Z., 1973, Népouite. *Chem. Abs.*, 79, 33542, in: *Mineral Data Publishing* version 1.2, 2001. <http://www.handbookofmineralogy.org/pdfs/Nepouite.pdf>
- Malone, J.W., Nance, R.D., Keppie, J.D., Dostal, J., 2002, Deformational history of part of the Acahualtán Complex: Late Ordovician-Early Silurian and Early Permian orogenesis in southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 511-524.
- Manceau A., Calas, G., 1985, Heterogeneous distribution of nickel in hydrous silicates from New Caledonia ore deposits: *American Mineralogist*, 70, 549-558.
- Marchesi, C., Garrido, C.J., Godard, M., Proenza, J.A., Gervilla, F., Blanco-Moreno, J., 2006, Petrogenesis of highly depleted peridotites and gabbroic rocks from the Mayari-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151, 717-736.
- Maurel, C., Maurel, O., 1982, Étude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spinelles: *Bulletin de Minéralogie*, 105, 197-202.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995, the composition of the Earth: *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- McDowell, S.D., Elders, W.A. 1980, Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, U.S.A.: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, 293-310.
- Melcher, F., Meisel, T., Puhl, J., Koller, F., 2002, Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry: *Lithos*, 65, 69-112.

- Mellini, M., Rumori, C., Viti, C., 2005, Hydrothermally reset magmatic spines in retrograde serpentinites: formation of "ferritchromit" rims and chlorite aureoles: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 149, 266-275.
- Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O., Ortega-Gutiérrez, F., 2003, Tectonometamorphic evolution of the Acatlán Complex eclogites (southern Mexico): *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40, 27-44.
- Miller, J.D., Kent, D.V., 1988, Paleomagnetism of the Silurian-Devonian supercontinent?: *Geology*, 16, 195-198.
- Misra, K.C., Fleet, M.E., 1973, The chemical composition of synthetic and natural pentlandite assemblages: *Economic Geology*, 68:518-539.
- Miyashiro, A., 1973, The Troodos complex was probably formed as an island arc: *Earth and Planetary Science Letters*, 25, 217-222.
- Miyashiro, A., Shido, F., Ewing, M., 1969, Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic ridge near 24° and 30° north latitude: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 23, 117-127.
- Moores, E.M., 1982, Origin and emplacement of ophiolites: *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20, 735-760.
- Moores, E., Kellog L.H., Dilek, Y., 2000, Tethyan ophiolites mantle convection, and tectonic "historical contingency": a resolution of the "ophiolite conundrum", in Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., Niclas A., (eds), *Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the ocean drilling program*: Boulder, Colorado, USA, Geological Society of America Special Paper, 349, 3-12.
- Murphy, J.B., Keppie, J.D., Nance, R.D., Dostal, J., 2010, Comparative evolution of the Iapetus and Rheic oceans: A North America perspective: *Gondwana Research*, 17, 482-499.
- Murphy, J.B., Keppie, J.D., Nance, R.D., Miller B.V., Dostal J., Middleton, M., Fernández-Suárez J., Jeffries T.E., 2006, Geochemistry and U-Pb protolith ages of eclogitic rocks of the Asis Lithodeme, Piaxtla Suite, Acatlán Complex, southern Mexico: Tectonothermal activity along the southern margin of the Rheic Ocean: *Journal of the Geological Society*, 163, 683-695.

- Nance, R. D., Gutierrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy J.B., Quesada, C., Strachan, A. R., Woodcock, H.N., 2010, Evolution of the Rheic Ocean, *Gondwana Research*, 17, 194-222.
- Nance, R.D., Miller, B. V., Keppie, J.D., Murphy J.B., Dostal, J., 2006, Comment on "U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern México" by O. Talavera-Mendoza, J. Ruíz, G.E. Geherels, D.M. Meza-Figueroa, R., Vega-Granillo M.F., Campa-Uranga. *Earth Planetary Sciences Letters*. 235 (2005) 682-699]; *Earth and Planetary Science Letters*, 245, 471-475.
- Nelson, D.O., Guggenheim, S., 1993, Inferred limitations to the oxidation of Fe in chlorite: a high-temperature single-crystal X-ray study: *American Mineralogist*, 78, 1197-1207.
- Nicolas, A., 1989, *Structure of ophiolites and dynamic of oceanic lithosphere*: Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London. 367 p.
- Nicolas, A., Jackson, E.D., 1972, Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la méditerranée: implications géotectoniques: *Bulletin Suisse of Mineralogy and Petrology*, 53, 385-401.
- Niu, Y., 2004, Major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges: *Journal of Petrology*, 12, 2423-2458.
- Niu, Y., Hékinian, R., 1997, Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett Transform: a case study at fast-spreading ridges: *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 243-258.
- Niu, Y., O'Hara, M.J., Pearce, J.A., 2003, Initiation of subduction zones as a consequence of lateral compositional buoyancy contrast within the lithosphere: a petrological perspective, *Journal of Petrology*, 44, 851-866.
- Oen, J.S., Burke, E.A.J., Kieft, C., Westerhof, A.B., 1971, Ni arsenides, Ni-rich loellingite and (Fe,Co)-rich gersdorffite in Cr-Ni ores from Málaga Province, Spain: *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*. 115, 123-139.

- O'Hara, Y., Stern, R.J., Ishii, T., Yurimoto, H., Yamazaki, T., 2002, Peridotites from the Mariana Trough: first look at the mantle beneath an active back-arc basin. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 143, 1-18.
- O'Hanley, D.S., 1996. *Serpentinities, Records of tectonic and petrological history*: Oxford, University Press, New York, 277 p.
- O'Hanley, D.S., Dyar, M.D., 1993, The composition of lizardite 1T and the formation of magnetite in serpentinites: *American Mineralogist*, 78, 391-404.
- O'Neil, J.R., Kharaka, Y.K., 1976, Hydrogen and oxygen isotope exchange reactions between clay minerals and water: *Geochemica et Cosmochimica Acta* 40, 241–246.
- Ordóñez, E., 1906, Las rocas arcaicas de México: *Memoria Sociedad. Científica Antonio Alzate*, 22, 315-331.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1975a, Nota preliminar sobre las eclogitas de Acatlán, Puebla: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 35, 1-6.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1975b, The pre-Mesozoic geology of the Acatlán area, south Mexico: Leeds University, tesis doctoral, 166 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca, Universidad Nacional Autónoma de México: *Revista Instituto Geología*, 2, 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981a, La evolución tectónica premesozoica del sur de México, Universidad Nacional Autónoma de México: *Revista Instituto Geología*, 5, 140-157.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981b, Metamorphic belts of Southern Mexico and the tectonic significance: *Geophysical International*, 20, 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Tectonostratigraphic analysis and significance of the Paleozoic Acatlán Complex of Southern Mexico, in: Ortega-Gutiérrez, F., Centeno-García, E., Morán-Zenteno, D.J., Gómez-Caballero, A. (eds.), *Terrane geology of southern México: Mexico, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, First circum-Pacific and circum-Atlantic terrane conference, Guanajuato, México, Guidebook of Field Trip B*, 54-60.

- Ortega-Gutiérrez F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macias-Romo, C., 1999, Late Ordovician-Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections: *Geology*, 27, 719-722.
- Parkinson, I.J., Pearce J.A., 1998, Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): evidence from mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting: *Journal of Petrology*, 39, 1577-1618.
- Parson, L.M., Murton, B.J. Browning, P., 1992, Ophiolites and their modern analogues: Geological Society of London, Special Publication, London, 60, 325 p.
- Pearce, J.A., Alabaster, T., Shelton, A.W., Searle, M.P., 1981, The Oman ophiolite as a cretaceous arc-basin complex: evidence and implications: *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, A300, 299-317.
- Pearce, J.A., Baker, P.E., Harvey P.K., Luff, I.W., 1995, Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South sandwich island arc: *Journal of Petrology*, 36, 1073-1109.
- Pearce, J.A., Barker, P.F., Edward, S.J., 2000, Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 139, 36-53.
- Pearce, J.A., 2003, Supra-subduction zone ophiolite the search for modern analogues, In: Dilek, Y., Newcomb, S. (eds), *Ophiolite concept and the evolution of geological thought: Bolder Colorado*, Geological Society of America Special Paper, 373, 269-293.
- Pereira, M.D., Peinado, M., Blanco, J.A., Yenes M., 2008, Geochemical characterization of serpentinites at Cabo Ortegá, Northwestern Spain: *The Canadian Mineralogist*, 46, 317-327.
- Proenza, J.A., Alfonso, P., Melgarejo J.C., Gervilla, F., Fallick, A.E., 2003, D, O and C isotopes in podiform chromitites of the Mayarí-Baracoa ophiolitic belt, eastern Cuba: *Journal of Geochemical Exploration* 78-79, 117-122.
- Proenza, J.A., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., Bodinier, J.L., 1999, Al- and Cr-rich chromitites from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (Eastern Cuba): Consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle: *Economic Geology*, 94, 547-566.

- Proenza, J.A., Ortega-Gutiérrez, F., Camprubí, A., Tritlla, J., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., 2004, Paleozoic serpentinite-enclosed chromitites from Tehuiztzingo (Acatlán Complex, Southern Mexico). A petrological and mineralogical study: *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 649-666.
- Puga, E., Nieto, J.M., Diaz de Federico, A., Bodinier, J.L., Morten, L., 1999, Petrology and metamorphic evolution of ultramafic rocks and dolerite dykes of the Betic ophiolitic association (Mulhacén Complex, SE Spain): evidence of eo-Alpine subduction following an ocean-floor metasomatic process: *Lithos*. 49, 23-56.
- Purvis, A.C., Nesbitt, R.W., Hallberg, J.A., 1972, The geology of part of the Carr Boyd Complex and its associated nickel mineralization, Western Australia: *Economic Geology*, 67, 1093-1113.
- Quick, J.E., 1981, Petrology and petrogenesis of the Trinity peridotite, an upper mantle diapir in the eastern Klamath mountains, northern California: *Journal of Geophysical Research*, 86, 11837-11863.
- Ramdohr, P., 1967, A widespread mineral association connected with serpentinization: *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie*, 107, 241-265.
- Ramírez-Espinoza, J., 2001, Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic Acatlán Complex in southern Mexico, and its correlation with the Appalachian system, Tucson, Universidad de Arizona, Tesis de maestría, 117 p.
- Ramos-Arias, M.A., Keppie, J.D., Ortega-Rivera, A., Lee, J.W.K., 2008, Extensional late Paleozoic deformation on the western margin of Pangea, Patlanoaya area, Acatlán Complex, southern Mexico: *Tectonophysics*, 448, 60-76.
- Ramphone, E., Hofmann, A.W., Piccardo, G.B., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L., 1996, Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (Internal Liguride N. Italy): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 61-76.
- Rodríguez-Torres, R., 1970, Geología metamórfica del área de Acatlán. Estado de Puebla: México, D.F.: Sociedad Geológica Mexicana, libro guía de la excursión, México-Oaxaca, 55-66.
- Roeder, P.L., Reynolds, I., 1991, Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts: *Journal of Petrology*, 32, 909-934.

- Roeder, P.L., 1994, Chromite from the Fiery rain of chondrules to the Kilauea Iki lava lake: *Canadian Mineralogist*, 32, 729-746.
- Sakai, R., Kusakabe, M., Noto, M., Ishii, T., 1990, Origin of waters responsible for serpentinization of the Izu-Ogasawara-Mariana forearc seamounts in view of hydrogen and oxygen isotope ratios: *Earth and Planetary Sciences Letters*, 100, 291-303.
- Sakai, H., Tsutsumi, M., 1978, D/H fractionation factors between serpentine and water at 100 °C to 500 °C and 2000 bar water pressure, and the D/H ratios of natural serpentines: *Earth and Planetary Sciences Letters*, 40, 231-242.
- Salas, G.P., 1949, Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca: *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 1, 79-156.
- Scambelluri, M., Bottazzi, P., Trommsdorff, V., Vannucci, R., Hermann, J., Gomez-Pugnaire, M.T., Vizcaino, V.L.S., 2001, Incompatible element-rich fluids released by antigorite breakdowns in deeply subducted mantle: *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 457-470.
- Scambelluri, M., Fiebig, J., Malaspina, N., Müntener O., Pettke, T., 2004. Serpentinite subduction: implications for fluid processes and trace-elements recycling: *International Geology Review*, 46, 595-613.
- Searle, M., Cox, J., 1999, Tectonic setting, origin and obduction of the Oman ophiolite: *Geological Society of America Bulletin*, 111, 104-122.
- Sedlock L. R., Ortega-Gutiérrez F., Speed C. R., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America, Special paper*, 278, 1-153.
- Sharp, Z.D., 1990, A laser based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicate and oxides: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1354-1357.
- Sharp, Z.D., Atudorei, V., Durakiewicz, T., 2001, A rapid method for determination of hydrogen and oxygen isotope ratios from water and hydrous minerals: *Chemical Geology*, 178, 197-210.

- Sheppard, S.M.F., 1980, Isotopic evidence for the origin of water during metamorphic processes in oceanic crust and ophiolite complexes. Basic-ultramafic association in orogenic belts: *Colloques Int CNRS*, 272, 135-147.
- Sheppard, S.M.F., 1986, Characterization and isotopic variations in natural waters: *Reviews in Mineralogy*, 16, 165-184.
- Simpson, G.D.H., Thompson, A.B., Connolly, J.A.D., 2000, Phase relations, singularities and thermobarometry of metamorphic assemblages containing phengite, chlorite, biotite, K-feldspar, quartz and H₂O: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, 555-569.
- Smith, A.G., 1993, Tectonic significance of the Hellenic-Dinaric ophiolites: *Geological Society of London Special Publication*, 76, 213-245.
- Snow J.E., Dick, H.J.B., 1995, Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 4219-4235.
- Solís Muñoz, H.T., 1978, Exploración minera en el cuerpo serpentizado de Tehuitzingo Municipio de Tehuitzingo, Puebla: México, D.F.: Consejo de Recursos Minerales, seminario interno sobre exploración geológico-minera, 7, Memoria técnica, 301-323.
- Spear, F.S., 1993, Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths: *Mineralogical Society of America, Monograph Series*, 799p.
- Springer, G., 1974, Compositional and structural variations in garnierites: *The Canadian Mineralogist*, 12, 381-388.
- Stalder, R., Foley, S.F., Brey, G.P., Horn, I., 1998, Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200°C and 3.0-5.7 Gpa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 781-1801.
- Steinmann, G., 1927, Der ophiolitischen zonen in der Mediterranean Kettengebrigen: 14th international Geological Congress in Madrid, 2, 638-667.
- Stern, R.J., 2004, Subduction initiation: spontaneous and induced: *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 275-292.
- Stolper, E., Newman, S., 1994, The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas: *Earth and Planetary Sciences Letters*, 293-325.

- Suita, M.T., Streider, A.J., 1996, Cr-spinels from Brazilian mafic-ultramafic complexes: metamorphic modifications: *International Geology Review*. 38, 245-267.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rocks its proper name: *Earth Science Reviews*, 12, 1-34.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the ocean basins*, London: Geological Society of London, 42, 313-345.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels G.E., Meza-Figueroa D.E., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga M.F., 2005, U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 682-699.
- Tauler, E., Proenza, J.A., Gali, S., Lewis, J.F., Labrador, M., García-Romero, E., Suarez, M., Longo, F., Gloise, G., 2009, Ni-sepiolite-falcondoite in garnierite mineralization from the Falcondo Ni-laterite deposit, Dominican Republic: *Clay Minerals*, 44, 435-454.
- Tesalina, S.G., P. Nimis, T. Augé, V.V. Zaykov, 2003, Origin of chromite in mafic-ultramafic-hosted hydrothermal massives sulfides from the Main Uralian Fault, South Urals, Russia: *Lithos* 70, 39-59.
- Thalhammer, O., E.F. Stumpfl, A. Panayiotou, 1986, Postmagmatic, hydrothermal origin of sulfide and arsenides mineralizations at Limassol Forest, Cyprus: *Mineral Deposita*, 21, 95-105.
- Thompson, G.A., 1973, Aeromagnetic and Bouger gravity map of Twin sisters dunite, Northwestern Washington, U.S., Geological Survey: Geophysical Investigation, Map GP-901.
- Thompson, G.A., Robinson, R., 1975, Gravity and magnetic investigation of the Twin Sisters Dunite, Northern Washington: *Geological Society of America Bulletin*, 86, 1413-1422.
- Ulmer, P., Trommsdorff, V., 1995, Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism: *Science* 268, 858-861.

- Van der Wal, D., Bodinier, J.L., 1996, Origin of the recrystallization front in the Ronda peridotites by km-scale pervasive porous melt flow: Contribution to Mineralogy and Petrology, 122, 387-405.
- Vega-Granillo, E., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., López-Martínez, M., Gehrels, G. E., 2007, Pressure-temperature-time evolution of high-pressure rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): Implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: Reply Geological Society of American Bulletin, 121, 1460-1464.
- Vega-Granillo, E., R. Calmus, T., Meza-Figueroa, D., Ruíz, J., Talavera-Mendoza, O., López-Martínez, M., 2009, Structural and tectonic evolution of the Acatlán Complex southern México: its role in the collisional history of Laurentia and Gondwana. Tectonics, 28, doi:10.1029/2007TC002159 TC4008.
- Wakabayashi, J., Dilek, Y., 2000, Spatial and temporal relationships between ophiolites and their metamorphic soles: a test of models of forearc ophiolite genesis, en Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., Nicolas, A., (eds.), Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the Ocean Drilling program: Boulder, Colorado, USA, Geological Society of America Special Paper, 349, 53-64.
- Walshe, J.L. 1986, A six component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems: Economic Geology, 81, 681-703.
- Weber, B., Meschede, M., Ratschbacher, L., Frisch, W., 1997, Structure and kinematic history of the Acatlán Complex in the Nuevos Horizontes-San Bernardo region, Puebla: Geofísica Internacional, 36, 63-76.
- Wenner, D.B., Taylor, H.P., 1971, Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation between coexisting serpentine and magnetite: Contribution to Mineralogy and Petrology, 32, 165-185.
- Wenner, D.B., Taylor, H.P., 1973, Oxygen and hydrogen isotopes studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes: American Journal of Sciences, 273, 207-239.
- Wenner, D.B., Taylor, H.P., 1974, D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ studies of serpentinization of ultramafic rocks: Geochimica et Cosmochimica Acta, 38, 1255-1286.

- Wicks, F.J., O'Hanley, D.S., 1988, Serpentine minerals: structure and petrology, in Bailey, S.W. (ed.), *Hydrous Phyllosilicates*, Reviews in mineralogy, Washington DC, Mineralogical Society of America, 91-167.
- Wicks, F.J., Plant, A.G., 1979, Electron microprobe and X-ray microbeam studies of serpenine textures: *The Canadian Mineralogist*, 17, 785-830.
- Wicks, F.J., Whittaker, E.J.W., 1975, A reappraisal of the structures of the serpentine minerals, *The Canadian Mineralogist*, 13, 227-243.
- Wicks, F.J. Whittaker, E.J.W., 1977, Serpentine textures and serpentinization: *The Canadian Mineralogist*, 14, 459-488.
- Williams, H., Smyth, W.R., 1973, Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and Alpine peridotites: tectonic implications with west Newfoundland examples: *The American Journal of Science*, 273, 594-621.
- Wilson, M., 1989, *Igneous petrogenesis*: Unwin Hyman, London, 466 p.
- Yañez P., Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G., 1991, Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern Mexico: implications for Paleozoic North American tectonics: *Geological Society American Bulletin*, 103, 817-828.
- Zaccarini, F., Proenza, J.A., Ortega-Gutiérrez, F., Garuti, G., 2005, Platinum group minerals in ophiolitic chromitites from Tehuizingo (Acatlán complex, southern Mexico): implications for post-magmatic modification: *Mineralogy and Petrology*, 84, 147-168.
- Zane A., Sassi R, 1998, New data on metamorphic chlorite as a petrogenetic indicator mineral, with especial regard to greenschist-facies rocks: *The Canadian Mineralogist*. 36, 713-726.
- Zang., W., Fyfe, W.S., 1995, Chloritization of the hydrothermally altered bedrocks at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil: *Mineralium Deposita*, 30, 30-38.
- Zhou, M. F., Robinson, P.T., 1997, Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits: *Economic Geology*, 92, 259-262.

APÉNDICE I. TABLAS

Tabla 1. Clasificaciones de ofiolitas

CRITERIO DE CLASIFICACIÓN	OFIOLITA TIPO	EJEMPLOS
Moores (1982)	Presencia o ausencia de sustrato continental, edificios volcánicos y/o acreción de melange	(i). Tethys Ofiolitas <i>Bay of Islands</i> en Canada (Wakabayashi , y Dilek, 2000), Sistema de Cinturones Alpino-Apeninos al oeste del Mediterráneo (Lagabriel y Cannat, 1990), Complejo Dinárido-Helénido en la península Balcánica (Smith, 1993), Cuerpos cretácicos al sur de Turquía y Chipre (Dilek y Thy, 1998), Semail en Omán (Dilek y Furnes, 2009)
		(ii). Cordillera Ofiolitas Trinity, California y Coast Range en el complejo Franciscano; California (Wakabayashi y Dilek, 2000)
Nicolas (1989)	Con base en el ambiente tectónico de su emplazamiento	(i). En margen continental pasivo Ofiolitas Semail en Omán, Papúa en Nueva Guinea (Dilek, 2003)
		(ii). En margen continental activo del Circum-Pacífico Ofiolitas en el complejo Franciscano en California (Dilek, 2003)
		(iii). En zonas de suturas de colisión continente-continente o arco-continente Sistemas orogénicos Alpino-Himalaya, ofiolitas Caledonianas, y Herciniana y Uraliana (Dilek, 2003)
Boudier y Nicolas (1985)	Variaciones litológicas en el manto	(i). Lherzolita Ofiolitas en los Alpes: Lanzo, Liguria, Apeninos y Córsega (Nicolas, 1989; Boudier, 1978), en el Oeste Dinárido (Albania y Othris en Grecia; Nicolas y Jackson, 1972), Trinity en California (Quick, 1981)
		(ii). Harzburgita Ofiolitas Semail en Omán, Papúa en Nueva Guinea (Davies, 1980), Troodos en Chipre (Nicolas, 1989), Macizo del Sur, en Nueva Caledonia (Cassard, 1980, Bodinier y Godard, 2003)
Dilek (2003)	A partir del contexto tectónico y del mecanismo de emplazamiento	(i). San Francisco Ofiolitas en la parte central de Cuba (Villa Clara), Guatemala, Venezuela, Haití, California (Complejo Franciscano), Islas Japonesas (Dilek, 2003)
		(ii). Mediterráneo Ofiolitas en la parte oriental de Cuba, Troodos en Chipre, Semail en Omán, <i>Bay of Islands</i> en Canada, Sigase en el Tibet (Dilek, 2003)
		(iii). Caribe Ofiolitas en la cuenca de América Central en Costa Rica, Curazao, Colombia Oriental, y Haití meridional (Giunta et al., 2002; Dilek, 2003)
		(iv). Sierra Ofiolitas en la parte occidental de la Sierra Nevada California (Dilek, 2003)

Tabla 2. Muestras colectadas en el Cuerpo Ultramáfico de Tehuizingo

MUESTRA	ROCA	LOCALIZACIÓN	COORDENADAS
Ve01	Metabasita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve02	Serpentinita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve03	Serpentinita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve04	Metabasita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve05	Metabasita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve06	Serpentinita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve07	Metabasita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve08	Metabasita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve09	Metabasita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve10	Serpentinita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve11	Serpentinita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve12	Metabasita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve13	Metabasita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve14	Metabasita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve15	Metabasita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve16	Metabasita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve17	Metabasita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve18	Metabasita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve19	Metabasita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve20	Serpentinita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve21	Serpentinita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve22	Metapelita	CV	18°18'24" 98°19'66"
Ve23	Serpentinita	CV	18°18'37" 98°19'73"
Ve24	Metabasita	CV	18°18'37" 98°19'73"
Ve25	Serpentinita	CV	18°18'37" 98°19'73"
Ve26	Serpentinita	CV	18°18'36" 98°19'75"
Ve27	Metapelita	CV	18°18'36" 98°19'75"
Ve28	Metabasita	CV	18°18'37" 98°19'69"
Ve29	Metabasita	CV	18°18'37" 98°19'69"
Ve30	Serpentinita	CV	18°18'71" 98°19'93"
Ve31	Metabasita	CV	18°18'71" 98°19'93"
Ve32	Metabasita	CV	18°18'71" 98°19'93"
Ve33	Metabasita	CUAT	18°16'70" 98°19'28"
Ve34	Metabasita	CUAT	18°16'70" 98°19'28"
Ve35	Metabasita	CUAT	18°16'70" 98°19'28"
Ve36	Metabasita	CUAT	18°16'70" 98°19'28"
Ve37	Cloritita	CUAT	18°16'70" 98°19'28"
Ve38	Serpentinita	CUAT	18°16'70" 98°19'28"
Ve39	Serpentinita	CUAT	18°16'77" 98°19'16"
Ve40	Cromitita	CUAT	18°16'77" 98°19'16"
Ve41	Metabasita	CUAT	18°16'72" 98°19'27"
Ve42	Metabasita	CUAT	18°16'72" 98°19'27"
Ve43	Metabasita	CUAT	18°16'72" 98°19'27"
Ve44	Serpentinita	CUAT	18°16'72" 98°19'27"
Ve45	Serpentinita	CUAT	18°16'72" 98°19'27"

CV = Cañón Los Venaditos, CUAT = poblado de Atopolitlán

Tabla 3. Fases minerales detectadas en serpentinita del CUT

	Srp			Cb																				
	Atg	Lz	Ctl	Dol	Mgs	Cal	Chl	Chr	"Fe-Chr"	Mgt	Pn	Co-Pn	Hz	MI	Mch	Cpy	Cc	Ga	Amph	Tc	Brc	Hem	Np	Bau
Ve02	A2	D1	D1	E	-	-	C	C	C	C	E	-	-	-	-	-	T	-	-	-	-	E	T	-
Ve03	A2	A1	A4	-	E	-	C	-	-	C	E	-	E	E	T	-	-	-	-	-	T	A	-	E
Ve06	D2	T1	T1	-	-	A	A	C	C	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ve10	D1	T3a	C1-3	E	-	E	C	-	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	T	T	-	-
Ve11	A2	A2	D4	C	C	-	C	C	C	C	E	-	E	-	E	-	-	-	-	-	-	E	-	-
Ve20	D2	C4	C1	C	-	-	C	C	C	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	E	-	-
Ve21	D2	T3a	C1	C	-	C	C	E	E	C	E	E	E	E	-	-	-	-	-	-	-	-	T	-
Ve23	D1-2	C4, T3a	C4-1	-	-	C	C	T	C	C	-	-	E	E	E	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ve25	D2	C1	C5	C	C	C	-	-	-	C	E	-	-	-	-	E	-	E	-	-	-	-	-	-
Ve26	D2-1, T3a	T3a, C3b	C1	C	-	-	A	C	C	C	-	-	C	C	C	-	-	-	E	E	-	E	-	-
Ve30	C1	T3a, C1	E5	A	-	-	C	-	T	A	-	-	E	-	-	E	E	-	E	-	-	-	-	-
Ve37	E2	-	-	-	-	-	D	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ve38	D2, C1, T3a	T3b, C1	C4	A	A	-	A	-	-	C	-	-	E	-	-	-	-	-	-	-	-	A	-	-
Ve39	D1	C1	C1	A	-	A	-	-	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ve40	-	-	-	-	-	-	C	D	T	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ve44	D2	C1	E5	A	-	A	-	-	-	C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ve45	-	-	-	-	-	-	C	D	T	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Cantidad estimada: D, Dominante (< 50%); A, abundante (50 – 20%); C, común (20 – 5%); E, escaza (1-5%); T, traza (< 1%); -, no detectado.

Texturas de serpentina: 1, interpenetrante; 2, laminar, 3a, pseudomórfo bastita; 3b, pseudomórfo olivino (texturas de red y "hourglass"); 4, fibrosa en veta; 5, intergranular.

Abreviaciones: Srp, serpentina; Atg, antigorita; Lz, lizardita; Ctl, crisotilo; Chl, clorita; Chr, cromita; "Fe-Chr", "ferritcromita"; Mgt, magnetita; Cb, carbonato; Dol, dolomita; Mgs, magnesita; Cal, calcita; Amph, anfíbol; Tc, talco; Brc, brucita; Hem, hematita; Pn, pentlandita; Co-Pn, cobalto-pentlandita; Hz, heazlewoodita; MI, millerita; Mch, maucherita; Cpy, calcopirita; Cc, calcocita; Ga, galena; Np, nepouita; Bau, bauxita.

Tabla 4. Análisis representativos por microsonda (EPMA-WDS) de serpentina en serpentinitas del CUT

	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12
	Ve02	Ve02	Ve02	Ve02	Ve02	Ve03	Ve03	Ve03	Ve03	Ve03	Ve26	Ve26
SiO ₂	40.59	41.67	41.46	40.28	41.60	42.41	41.66	43.48	42.42	42.54	41.59	41.10
TiO ₂	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	2.49	2.31	1.81	2.37	1.74	2.5	2.08	1.28	1.66	1.36	2.00	2.03
V ₂ O ₃	0.00	0.05	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.49	0.52	1.48	1.86	0.49	0.43	0.58	0.52	0.46	0.37	0.48	0.61
MgO	36.68	37.21	36.86	36.69	37.78	38.08	36.99	39.08	39.35	39.26	39.42	39.61
CaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02
MnO	0.02	0.03	0.08	0.06	0.04	0.03	0.05	0.08	0.08	0.06	0.07	0.07
FeO	6.91	6.05	5.68	6.0	6.21	3.55	4.1	2.69	2.52	2.45	3.6	3.71
NiO	0.14	0.13	0.09	0.03	0.13	0.14	0.16	0.12	0.20	0.15	0.17	0.11
Na ₂ O	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
H ₂ O	12.57	12.75	12.65	12.58	12.73	12.82	12.55	12.90	12.79	12.74	12.79	12.75
Total	99.89	100.76	100.10	99.93	100.78	99.97	98.21	100.26	99.47	98.94	100.19	100.03
14 Oxígenos												
Si	3.87	3.92	3.93	3.84	3.92	3.97	3.98	4.04	3.98	4.01	3.90	3.87
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.28	0.26	0.21	0.27	0.20	0.28	0.24	0.14	0.19	0.15	0.22	0.23
V	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.04	0.04	0.11	0.14	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05
Mg	5.22	5.22	5.21	5.22	5.31	5.31	5.27	5.42	5.50	5.51	5.51	5.56
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe total	0.55	0.48	0.45	0.48	0.49	0.28	0.33	0.21	0.20	0.20	0.28	0.29
Ni	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
#Mg	0.90	0.92	0.92	0.91	0.91	0.95	0.94	0.96	0.96	0.96	0.95	0.95

	#13	#14	#15	#16	#17	#18	#19	#20	#21	#22	#23	#24
	Ve26	Ve26	Ve26	Ve26	Ve26	Ve26	Ve26	Ve26	Ve02	Ve03	Ve03	Ve03
SiO ₂	42.17	41.73	42.05	41.91	42.57	42.99	42.43	42.16	42.99	42.68	42.46	43.49
TiO ₂	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00
Al ₂ O ₃	1.61	1.96	1.67	1.76	1.30	0.59	1.79	1.67	0.55	1.83	2.04	0.27
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03
Cr ₂ O ₃	0.27	0.33	0.33	0.27	0.25	0.05	0.28	0.40	0.06	0.44	0.60	0.04
MgO	40.26	39.66	40.35	40.09	40.50	41.43	39.37	39.87	38.21	38.35	38.95	40.87
CaO	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
MnO	0.13	0.03	0.08	0.08	0.09	0.13	0.05	0.07	0.07	0.05	0.05	0.15
FeO	2.94	3.13	2.54	2.5	2.42	1.53	3.6	3.21	5.66	3.23	2.98	1.77
NiO	0.08	0.09	0.09	0.11	0.13	0.04	0.10	0.10	0.16	0.18	0.14	0.19
Na ₂ O	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O	12.86	12.78	12.84	12.80	12.88	12.88	12.87	12.86	12.76	12.78	12.85	12.87
Total	100.34	99.74	99.99	99.61	100.22	99.68	100.54	100.41	100.46	99.59	100.13	99.69
14 Oxígenos												
Si	3.93	3.92	3.93	3.93	3.97	4.01	3.96	3.93	4.04	4.01	3.97	4.05
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.18	0.22	0.19	0.20	0.14	0.07	0.20	0.19	0.06	0.20	0.23	0.03
V	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.03	0.05	0.01
Mg	5.60	5.55	5.62	5.60	5.62	5.75	5.47	5.55	5.36	5.37	5.42	5.68
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe total	0.23	0.25	0.20	0.15	0.19	0.12	0.28	0.25	0.45	0.26	0.24	0.14
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Na	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
#Mg	0.96	0.96	0.96	0.97	0.97	0.98	0.95	0.96	0.92	0.95	0.96	0.97

	#25	#26	#27	#28	#29	#30	#31	#32	#33	#34	#35	#36
	Ve03	Ve03	Ve03	Ve03	Ve03	Ve03	Ve03	Ve06	Ve06	Ve11	Ve11	Ve11
SiO ₂	41.84	43.79	43.32	43.52	42.90	43.53	43.06	40.84	41.22	42.93	42.65	43.47
TiO ₂	0.01	0.01	0.04	0.00	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	0.58	1.41	1.73	1.51	1.53	1.22	1.42	2.42	2.47	0.79	0.79	0.01
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.13	0.58	0.28	0.28	0.06	0.04	0.29	0.83	0.12	0.22	0.15	0.00
MgO	41.89	38.65	38.28	38.49	38.89	39.35	40.29	36.32	36.61	38.98	40.60	42.29
CaO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01
MnO	0.10	0.07	0.00	0.05	0.06	0.03	0.02	0.05	0.04	0.07	0.03	0.10
FeO	1.83	2.90	3.27	3.73	3.64	2.99	2.33	6.95	6.94	2.55	2.17	1.09
NiO	0.20	0.16	0.18	0.16	0.21	0.17	0.11	0.17	0.20	0.19	0.17	0.16
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O	12.77	12.94	12.85	12.91	12.84	12.90	12.95	12.61	12.64	12.68	12.80	12.95
Total	99.37	100.51	99.98	100.71	100.18	100.26	100.54	100.26	100.25	98.47	99.40	100.09
14 Oxígenos												
Si	3.93	4.06	4.04	4.04	4.01	4.05	3.99	3.89	3.91	4.06	4.00	4.03
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.07	0.16	0.19	0.17	0.17	0.14	0.16	0.27	0.28	0.09	0.09	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.01	0.05	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.06	0.01	0.02	0.01	0.00
Mg	5.86	5.34	5.33	5.33	5.42	5.45	5.56	5.15	5.18	5.50	5.67	5.84
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Fe total	0.15	0.23	0.26	0.29	0.29	0.23	0.18	0.56	0.55	0.02	0.17	0.09
Ni	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
#Mg	0.97	0.96	0.95	0.95	0.95	0.96	0.97	0.90	0.90	0.96	0.97	0.98

	#37	#38	#39	#40	#41	#42	#43	#44	#45	#46	#47	#48
	Ve11	Ve38	Ve38	Ve38	Ve38	Ve26	Ve26	Ve26	Ve26	Ve38	Ve38	Ve38
SiO ₂	42.53	42.89	42.34	42.47	42.83	41.82	41.17	42.53	42.68	41.26	41.57	40.85
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	0.03	0.05	1.00	0.60	0.56	1.52	1.87	1.10	1.82	0.12	0.12	0.12
V ₂ O ₃	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.01	0.04	0.22	0.16	0.14	0.32	0.46	0.19	0.24	0.06	0.00	0.03
MgO	41.10	42.24	41.44	41.88	40.90	41.30	40.38	40.47	40.17	40.00	40.37	40.17
CaO	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.27	0.14	0.03	0.04	0.02
MnO	0.02	0.10	0.02	0.08	0.05	0.09	0.08	0.13	0.06	0.00	0.05	0.00
FeO	1.42	1.45	2.66	2.23	2.26	2.59	1.86	2.25	2.37	1.52	1.62	1.42
NiO	0.42	0.22	0.17	0.24	0.15	0.09	0.09	0.10	0.09	0.81	0.74	0.83
Na ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
H ₂ O	12.68	12.89	12.92	12.91	12.84	12.91	12.69	12.85	12.94	12.35	12.47	12.31
Total	98.29	99.93	100.78	100.58	99.72	100.71	98.64	99.90	100.58	96.07	96.99	95.81
14 Oxígenos												
Si	4.03	3.99	3.93	3.95	4.00	3.89	3.89	3.97	3.96	4.00	4.00	3.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.01	0.01	0.11	0.07	0.06	0.17	0.21	0.12	0.20	0.02	0.02	0.02
V	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.04	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00
Mg	5.80	5.86	5.73	5.80	5.70	5.72	5.69	5.63	5.55	5.79	5.79	5.83
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00
Mn	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Fe total	0.11	0.11	0.21	0.18	0.18	0.20	0.15	0.18	0.19	0.13	0.13	0.12
Ni	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07	0.06	0.07
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
#Mg	0.98	0.98	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.98	0.98	0.98

	#49	#50	#51	#52	#53	#54	#55	#56	#57	#58	#59	#60
	Ve38	Ve38	Ve38	Ve38	Ve38	Ve11	Ve11	Ve11	Ve11	Ve11	Ve11	Ve11
SiO ₂	41.34	42.13	41.08	42.23	41.68	43.20	42.77	42.75	42.97	42.82	43.57	42.93
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	0.10	0.12	0.18	0.14	0.15	0.02	0.03	0.01	0.00	0.03	0.03	0.01
V ₂ O ₃	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.02	0.03	0.05	0.02	0.01	0.06	0.02	0.02	0.02	0.07
MgO	39.89	39.93	40.28	40.12	39.81	42.43	42.21	43.14	42.32	40.71	42.17	42.64
CaO	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.11	0.03	0.01	0.03	0.03	0.02	0.06
MnO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.04	0.05	0.01	0.00	0.01	0.02
FeO	1.35	1.50	1.50	1.33	1.38	1.40	1.51	1.12	1.10	1.75	1.32	1,17
NiO	0.78	0.92	0.88	0.79	0.67	0.30	0.44	0.27	0.15	0.57	0.28	0.27
Na ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O	12.35	12.51	12.39	12.54	12.40	12.96	12.87	12.95	12.86	12.72	12.98	12.92
Total	95.87	97.16	96.39	97.23	96.19	100.52	99.95	100.38	99.51	98.72	100.41	100.12
14 Oxígenos												
Si	4.02	4.04	3.98	4.04	4.03	4.00	3.99	3.96	4.01	4.04	4.03	3.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0,01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	5.78	5.71	5.82	5.72	5.74	5.85	5.87	5.96	5.88	5.72	5.81	5.90
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe total	0.11	0.12	0.12	0.11	0.11	0.11	0.12	0.09	0.09	0.14	0.10	0.09
Ni	0.06	0.07	0.07	0.06	0.05	0.03	0.04	0.02	0.01	0.05	0.02	0.02
Na	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
#Mg	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.99	0.99	0.98	0.98	0.98

	#61	#62	#63	#64	#65	#66
	Ve11	Ve11	Ve11	Ve11	Ve11	Ve11
SiO ₂	43.56	42.55	42.62	43.30	42.97	42.94
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	0.81	0.05	0.05	0.04	0.60	0.07
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.06	0.03	0.04	0.02	0.06	0.01
MgO	40.67	42.25	41.79	41.08	40.78	43.04
CaO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02
MnO	0.04	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02
FeO	2.48	1.03	1.41	1.29	2.45	1.03
NiO	0.16	0.30	0.58	0.47	0.18	0.20
Na ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.05
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
H ₂ O	12.98	12.79	12.80	12.80	12.86	12.96
Total	100.79	99.04	99.37	99.01	99.94	100.35
14 Oxígenos						
Si	4.03	3.99	4.00	4.06	4.01	3.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.09	0.01	0.01	0.01	0.07	0.01
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Mg	5.60	5.91	5.84	5.74	5.67	5.94
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe total	0.19	0.08	0.11	0.10	0.19	0.08
Ni	0.01	0.03	0.05	0.04	0.02	0.02
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
#Mg	0.97	0.99	0.98	0.98	0.97	0.99

Análisis, textura: # 1 - 41, Interpenetrativa; # 42 – 45, bastita después ortopiroxeno; # 46 - 53, de red después olivino; # 54 – 66 veta fibrosa. Se asume Fe⁺² + Fe⁺³ como Fe total, #Mg, [Mg/(Mg+Fe+Mn)].

Tabla.5. Análisis representativos por microsonda (EPMA-WDS) de núcleos de Cr-espinela en serpentina del CUT

	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12	#13	#14	#15	#16	#17	#18	#19	#20
	Ve44	Ve44	Ve44	Ve44	Ve44	Ve20	Ve20	Ve20	Ve20	Ve20	Ve11	Ve11	Ve11	Ve11	Ve11	Ve38	Ve38	Ve38	Ve38	Ve38
SiO ₂	0.19	0.21	0.14	0.07	0.13	0.15	0.10	0.17	0.13	0.20	0.11	0.17	0.12	0.16	0.19	0.06	0.05	0.10	0.12	0.12
TiO ₂	0.02	0.04	0.03	0.02	0.02	0.07	0.11	0.16	0.13	0.08	0.00	0.03	0.03	0.02	0.01	0.06	0.03	0.04	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	18.51	20.38	20.27	20.12	19.78	21.89	22.01	22.02	22.05	22.95	21.33	21.67	21.50	21.40	21.46	23.56	23.18	23.77	24.32	24.28
V ₂ O ₃	0.23	0.21	0.11	0.08	0.22	0.14	0.14	0.16	0.13	0.18	0.19	0.26	0.22	0.26	0.22	0.18	0.11	0.11	0.26	0.08
Cr ₂ O ₃	46.50	46.94	47.65	47.58	47.72	45.20	45.37	45.11	44.90	44.87	48.20	48.13	48.13	48.12	48.26	44.51	44.15	44.18	43.17	43.78
Fe ₂ O ₃	2.60	1.07	0.23	0.45	0.85	1.24	1.02	1.41	1.33	1.15	0.28	0.23	0.20	0.44	0.30	0.87	0.90	0.71	0.63	0.57
FeO	23.38	23.95	23.92	23.98	23.97	20.24	20.58	20.50	20.47	20.93	18.21	18.67	18.44	18.48	18.37	20.03	19.70	19.42	19.63	20.03
MgO	6.67	7.11	7.06	6.97	7.00	9.43	9.35	9.47	9.39	9.36	10.79	10.72	10.70	10.75	10.79	9.61	9.58	10.01	9.83	9.76
MnO	0.96	0.48	0.46	0.49	0.45	0.41	0.38	0.38	0.38	0.44	0.50	0.40	0.51	0.43	0.48	0.45	0.44	0.41	0.44	0.32
NiO	0.00	0.09	0.00	0.09	0.07	0.08	0.03	0.08	0.07	0.07	0.06	0.12	0.04	0.06	0.03	0.09	0.03	0.08	0.10	0.08
ZnO	1.32	0.71	0.77	0.52	0.68	0.62	0.66	0.65	0.66	0.65	0.53	0.54	0.48	0.58	0.53	0.74	0.64	0.60	0.63	0.58
Total	100.39	101.20	100.65	100.37	100.89	99.47	99.76	100.09	99.65	100.88	100.19	100.94	100.38	100.70	100.64	100.16	98.81	99.43	99.14	99.60
	32 oxígenos																			
Si	0.05	0.05	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.05	0.03	0.04	0.03	0.04	0.05	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Al	5.69	6.14	6.14	6.11	5.99	6.54	6.57	6.55	6.58	6.75	6.30	6.35	6.33	6.29	6.30	6.94	6.92	7.02	7.19	7.16
V	0.05	0.04	0.02	0.02	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.02	0.02	0.06	0.02
Cr	9.58	9.48	9.68	9.70	9.70	9.07	9.08	8.99	8.99	8.86	9.54	9.46	9.51	9.48	9.51	8.80	8.85	8.75	8.57	8.66
Fe ³⁺	0.51	0.21	0.05	0.09	0.16	0.24	0.19	0.27	0.25	0.22	0.05	0.04	0.04	0.08	0.06	0.17	0.18	0.14	0.12	0.10
Fe ²⁺	5.10	5.11	5.14	5.17	5.15	4.30	4.36	4.32	4.34	4.37	3.81	3.88	3.85	3.85	3.83	4.19	4.18	4.07	4.12	4.19
Mg	2.59	2.71	2.70	2.68	2.68	3.57	3.53	3.56	3.55	3.48	4.03	3.97	3.99	3.99	4.01	3.58	3.62	3.74	3.68	3.64
Mn	0.21	0.10	0.10	0.11	0.10	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09	0.11	0.08	0.11	0.09	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.06
Ni	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
Zn	0.25	0.13	0.14	0.10	0.14	0.10	0.11	0.12	0.12	0.12	0.09	0.10	0.08	0.12	0.09	0.14	0.12	0.11	0.12	0.10
#Cr	0.63	0.61	0.61	0.61	0.62	0.58	0.58	0.58	0.58	0.57	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.56	0.56	0.55	0.54	0.55
#Mg	0.34	0.35	0.34	0.34	0.34	0.45	0.45	0.45	0.45	0.44	0.51	0.51	0.51	0.51	0.51	0.46	0.46	0.48	0.47	0.46
#Fe ⁺³	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

#Cr, [Cr/(Cr+Al)]; #Mg, [Mg/(Mg+Fe)]; #Fe⁺³, [Fe⁺³/(Fe⁺³+Cr+Al)]

Tabla 6. Análisis representativo por microsonda (EPMA-WDS) de un grano zonado de Cr-espinela en serpentinita (Ve44) del CUT

	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12	#13	#14	#15	#16	#17
SiO ₂	0.19	0.14	0.12	0.21	0.14	0.07	0.13	0.12	0.17	0.15	0.13	0.11	0.09	0.21	0.05	0.04	0.06
TiO ₂	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.00	0.03	0.03	0.11	0.11	0.16	0.13	0.04	0.04	0.05
Al ₂ O ₃	18.51	20.48	20.11	20.38	20.27	20.12	19.78	20.01	19.66	19.00	0.31	4.66	0.27	1.16	0.00	0.00	0.00
V ₂ O ₃	0.23	0.28	0.24	0.21	0.11	0.08	0.22	0.20	0.25	0.22	0.13	0.06	0.04	0.08	0.01	0.03	0.02
Cr ₂ O ₃	46.50	47.40	47.00	46.94	47.65	47.58	47.72	47.41	46.90	47.12	41.21	42.81	38.93	40.70	0.43	0.23	0.82
Fe ₂ O ₃	2.60	0.32	0.99	1.07	0.23	0.45	0.85	0.53	0.99	2.04	27.11	21.02	28.80	26.59	67.72	68.19	67.31
MgO	6.67	6.98	7.01	7.11	7.06	6.97	7.00	6.78	6.63	6.72	2.39	3.05	2.41	2.62	0.51	0.58	0.60
MnO	0.96	0.50	0.41	0.48	0.46	0.49	0.45	0.43	0.61	1.00	2.13	1.81	2.02	1.67	0.26	0.25	0.16
FeO	23.38	24.07	23.98	23.95	23.92	23.98	23.97	24.23	24.08	23.64	25.69	25.91	25.50	25.90	29.57	29.57	29.52
NiO	0.00	0.00	0.03	0.09	0.00	0.09	0.07	0.00	0.02	0.03	0.27	0.13	0.23	0.16	0.43	0.47	0.39
ZnO	1.32	0.78	0.77	0.71	0.77	0.52	0.68	0.71	0.76	0.98	0.52	0.74	0.52	0.49	0.02	0.03	0.03
Total	110.39	100.97	100.68	101.10	100.65	100.37	100.89	100.43	100.08	100.92	100.01	100.42	98.96	99.71	99.04	99.42	98.95
32 oxígenos																	
Si	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.06	0.02	0.01	0.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01
Al	5.69	6.18	6.10	6.14	6.14	6.11	5.99	6.09	6.01	5.79	0.11	1.58	0.09	0.40	0.00	0.00	0.00
V	0.05	0.06	0.05	0.04	0.02	0.02	0.05	0.04	0.05	0.05	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01
Cr	9.58	9.60	9.56	9.48	9.68	9.70	9.70	9.68	9.62	9.63	9.65	9.71	9.22	9.49	0.10	0.05	0.20
Fe ³⁺	0.51	0.06	0.19	0.21	0.05	0.09	0.16	0.10	0.19	0.40	6.04	4.54	6.49	5.90	15.80	15.85	15.70
Fe ²⁺	5.10	5.16	5.16	5.11	5.14	5.17	5.15	5.23	5.23	5.11	6.36	6.21	6.39	6.39	7.67	7.64	7.65
Mg	2.59	2.66	2.69	2.71	2.70	2.68	2.68	2.61	2.57	2.59	1.05	1.30	1.07	1.15	0.24	0.27	0.28
Mn	0.21	0.11	0.09	0.10	0.10	0.11	0.10	0.09	0.13	0.22	0.53	0.44	0.51	0.42	0.07	0.06	0.04
Ni	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.06	0.03	0.06	0.04	0.11	0.12	0.10
Zn	0.25	0.14	0.14	0.13	0.14	0.10	0.14	0.14	0.17	0.18	0.12	0.16	0.12	0.10	0.00	0.00	0.01
#Cr	0.63	0.61	0.61	0.61	0.61	0.61	0.62	0.61	0.62	0.62	0.99	0.86	0.99	0.96	1.00	1.00	1.00
#Mg	0.34	0.34	0.34	0.35	0.34	0.34	0.34	0.33	0.33	0.34	0.14	0.17	0.14	0.15	0.03	0.03	0.04

Análisis: #1-10, zona interna (núcleo); #11-14, anillo intermedio ("ferritcromita"); #15-17, aureola externa (magnetita).

Tabla 7. Análisis por microsonda (EPMA-WDS) de cloritas y cálculo de su temperatura de formación en serpentinita del CUT

	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12	#13	#14	#15	#16	#17	#18	#19	#20
	Ve03	Ve03	Ve03	Ve03	Ve03	Ve03	Ve03	Ve03	Ve03	Ve03	Ve03	Ve03	Ve03	Ve26	Ve37	Ve37	Ve37	Ve37	Ve37	Ve37
SiO ₂	33.52	31.63	31.74	31.47	31.94	32.85	33.44	33.96	33.10	33.20	33.39	33.72	32.36	32.54	31.13	31.37	30.83	30.78	30.18	30.60
TiO ₂	0.04	0.03	0.05	0.04	0.00	0.05	0.02	0.03	0.00	0.02	0.04	0.06	0.04	0.01	0.04	0.00	0.00	0.04	0.06	0.02
Al ₂ O ₃	12.85	16.79	15.42	16.57	16.66	12.32	12.52	11.77	12.01	12.07	11.63	12.58	14.39	13.20	16.84	17.41	16.96	17.18	17.24	17.61
Cr ₂ O ₃	0.60	0.74	0.79	0.81	0.72	1.44	1.67	1.80	1.41	1.74	1.76	0.46	0.51	1.18	0.13	0.08	0.22	0.14	0.19	0.14
MgO	36.14	35.26	33.40	34.86	35.21	36.50	36.90	36.96	36.02	36.17	36.27	36.58	36.29	34.30	32.84	32.68	32.88	32.41	32.47	32.49
CaO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
MnO	0.01	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.02	0.11	0.02	0.04	0.02	0.06	0.03	0.02	0.03	0.06	0.10	0.08
FeO	3.75	3.31	3.84	3.38	3.29	3.54	3.63	3.35	3.52	2.99	3.44	3.60	4.26	4.68	6.78	7.20	7.03	7.04	7.45	7.05
NiO	0.10	0.20	0.17	0.21	0.22	0.19	0.25	0.18	0.17	0.16	0.17	0.25	0.25	0.18	0.09	0.08	0.17	0.08	0.15	0.08
Na ₂ O	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
H ₂ O	12.65	12.81	12.42	12.70	12.81	12.59	12.80	12.77	12.50	12.55	12.56	12.69	12.74	12.44	12.59	12.72	12.59	12.55	12.51	12.59
Total	99.69	100.88	97.93	100.11	100.85	99.64	101.32	100.98	98.80	99.03	99.30	99.97	100.89	98.65	100.52	101.59	100.70	100.35	100.39	100.68
	28 oxigenos																			
Si	6.35	5.92	6.12	6.04	5.96	6.25	6.26	6.37	6.34	6.38	6.37	6.36	6.08	6.27	5.92	5.91	5.86	5.88	5.78	5.82
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Al ^(IV)	1.65	1.35	1.88	1.96	2.04	1.75	1.75	1.63	1.66	1.62	1.64	1.64	1.92	1.73	2.08	2.09	2.14	2.12	2.22	2.18
Al ^(VI)	1.22	1.62	1.62	1.80	1.63	1.01	1.02	0.97	1.05	1.08	0.98	1.15	1.26	1.26	1.70	1.78	1.66	1.74	1.67	1.77
Cr	0.09	0.11	0.12	0.12	0.11	0.22	0.25	0.27	0.21	0.26	0.27	0.07	0.08	0.18	0.00	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02
Mg	10.21	9.83	9.60	9.98	9.80	10.35	10.29	10.33	10.29	10.23	10.31	10.28	10.16	9.85	9.32	9.18	9.32	9.23	9.27	9.22
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01
Fe	0.59	0.52	0.62	0.01	0.51	0.56	0.57	0.53	0.56	0.48	0.55	0.57	0.67	0.75	1.08	1.14	1.12	1.12	1.19	1.12
Ni	0.03	0.06	0.05	0.07	0.07	0.06	0.08	0.05	0.05	0.05	0.05	0.08	0.08	0.06	0.03	0.02	0.05	0.03	0.05	0.02
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
#Fe	0.05	0.05	0.06	0.00	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.60	0.07	0.10	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
Clinocloro	94.8	94.5	99.7	94	94.9	95	94.8	94.9	94.8	95.6	94.9	94.8	93.8	92.9	89.6	89	89.1	89.1	88.6	89.1
Chamosita	5.2	5.5	0.3	6	5.1	5	5.2	5.1	5.2	4.4	5.1	5.2	6.2	7.1	10.4	11	10.9	10.9	11.4	10.9
	Temperatura °C																			
T1	316	314	288	277	309	331	328	319	321	308	318	319	339	308	317	312	326	317	333	322
T2	204	274	241	253	266	220	219	201	205	199	201	202	248	217	272	274	282	280	296	289
T3	86	195	144	163	183	111	110	82	89	80	83	84	155	108	193	196	208	205	230	218
T4	197	243	222	225	238	207	207	194	198	193	195	196	227	207	246	248	252	251	262	257
T5	219	266	243	257	261	230	230	218	221	218	218	219	248	227	260	261	266	265	275	270

Análisis: #1-9; clorita asociada a serpentina. #10-14, clorita alrededor de bordes de grano de cromita. #15-20, clorita masiva. Geotermómetros usados: T1, Cathelineau y Nieva (1985); T2, Cathelineau (1988); T3, Hillier y Velde (1991); T4, Kranidiotis y Maclean (1987); T5, Zang y Fyfe (1995); #Fe, [Fe/(Fe+Mg)].

Tabla. 8. Análisis por microsonda (EPMA-WDS) de fases de níquel en serpentinita del CUT

	#1 Pn Ve25		#2 Pn Ve25		#3 Pn Ve25		#4 Pn Ve25		#5 Pn Ve25		#6 Pn Ve11	
	% peso	% at	% peso	% at	% peso	% at	% peso	% at	% peso	% at	% peso	% at
Ni	38.55	30.56	35.29	27.65	35.22	28.99	41.92	33.33	41.56	33.02	40.43	33.01
Co	5.11	4.17	2.57	1.84	3.32	2.9	3.23	2.35	3.46	2.79	2.17	1.91
As	0.37	0.00	0.29	0.00	0.32	0.00	0.3	0.00	0.29	0.00	0.22	0.00
Fe	24.06	18.31	29.03	23.96	26.81	23.19	21.99	18.31	21.92	18.14	20.38	17.22
S	31.29	46.01	32.32	46.54	29.8	44.93	31.58	46.01	31.77	46.05	31.96	47.85
Cu	0.06	0.00	0.04	0.00	0.08	0.00	0.11	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00
Total	99.44	99.05	99.54	99.99	95.57	100.01	99.12	100.00	99.19	100.00	95.16	99.99
	#7 Pn Ve11		#8 Pn Ve11		#9 Co-Pn Ve21		#10 Co-Pn Ve21		#11 Co-Pn Ve26		#12 Hz Ve21	
	% peso	% at	% peso	% at	% peso	% at	% peso	% at	% peso	% at	% peso	% at
Ni	40.49	32.7	40.38	32.55	27.65	22.07	38.23	32.5	41.74	32.87	72.77	59.9
Co	1.55	1.42	1.55	1.42	25.44	20.19	13.1	11.00	19.86	15.74	0.04	0.00
As	0.23	0.00	0.36	0.00	0.2	0.00	0.14	0.00	0.9	0.46	0.13	0.00
Fe	22.29	18.96	22.49	18.87	12.1	10.33	11.19	10.00	5.83	4.63	0.14	0.00
S	31.8	46.92	31.95	47.17	32.26	47.42	29.73	46.5	31.6	45.83	26.76	40.1
Cu	0.07	0.00	0.05	0.00	0.05	0.00	0.06	0.00	0.6	0.46	0.02	0.00
Total	96.43	100.00	96.79	100.01	97.71	100.01	92.46	100.00	99.71	99.99	99.86	100.00
	#13 Hz Ve21		#14 Hz Ve26		#15 Hz Ve26		#16 Hz Ve23		#17 Hz Ve23		#18 Hz Ve-38	
	% peso	% at	% peso	% at	% peso	% at	% peso	% at	% peso	% at	% peso	% at
Ni	71.17	58.45	72.9	57.14	72.46	59.71	70.97	58.45	71.66	59.8	70.86	59.61
Co	0.08	0.00	0.03	0.00	0.16	0.00	0.11	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
As	0.17	0.00	0.03	0.00	0.13	0.00	0.1	0.00	0.12	0.00	0.1	0.00
Fe	4.2	1.45	0.3	4.61	0.17	0.00	0.18	0.00	0.03	0.00	0.33	0.49
S	26.62	40.1	26.56	38.25	26.63	40.29	27.48	41.55	26.32	40.2	26.02	39.9
Cu	0.02	0.00	0.09	0.00	0.07	0.00	0.11	0.00	0.07	0.00	0.08	0.00
Total	102.26	100.0	99.86	100.00	99.63	100.00	98.96	100.00	98.21	100.00	97.39	100.00
	#19 Ml Ve26		#20 Ml Ve21		#21 Ml Ve23		#22 Mch Ve26		#23 Mch Ve26		#24 Mch Ve26	
	% peso	% at	% peso	% at	% peso	% at	% peso	% at	% peso	% at	% peso	% at
Ni	61.27	47.27	60.06	45.75	67.63	53.73	50.95	56.86	51.38	56.77	50.92	56.49
Co	2.65	1.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.5	0.65	0.5	0.65	0.53	0.65
As	0.1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	48.64	42.48	48.93	41.94	48.52	41.56
Fe	0.86	0.91	0.16	0.13	0.56	0.47	0.25	0.00	0.42	0.65	0.92	1.3
S	35.24	50.00	38.83	54.13	30.83	44.83	0.02	0.00	0.01	0.00	0.13	0.00
Cu	0.01	0.00	0.00	0.00	1.32	0.97	0.04	0.00	0.02	0.00	0.27	0.00
Total	100.13	100.00	99.05	100.01	100.34	100.00	100.40	99.99	101.27	100.01	101.3	100.00
	# 25 Mch Ve26		# 26 Cpy Ve25									
	% peso	% at	% peso	% at								
Ni	51.04	56.49	0.47	0.5								
Co	0.49	0.65	0.12	0.00								
As	48.23	41.56	0.29	0.00								
Fe	0.89	1.3	29.32	26.13								
S	0.14	0.00	30.53	47.74								
Cu	0.08	0.00	32.16	25.63								
Total	100.87	100.00	92.89	100.00								

Cpy, calcopirita; % at, % atómico

Tabla 9. Análisis por microsonda (EPMA-WDS) de silicato hidratado (nepouita) en serpentinita (Ve21) del CUT y de otros silicatos con composición similar en localidades con condiciones geológicas y evolución tectónica comparables

	# 1	# 2	# 3	# 4	# 5	# 6	# 7	# 8	# 9	# 10
SiO ₂	36.18	38.77	37.64	52.76	45.00	42.20	32.60	32.84	37.00	31.60
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.04			0.15	1.43	0.97	0.21	
Fe ₂ O ₃		0.00	0.00	0.11	0.25	2.57	1.57		0.22	
FeO	0.39	0.74	1.85					1.90		
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.00							
NiO	49.16	40.39	39.38	14.39	38.94	4.50	47.57	49.05	44.90	58.92
MnO	0.29	0.18	0.05							
MgO	5.17	6.58	6.53	21.10	3.04	35.00	4.47	3.64	5.95	
CaO	0.15	0.17	0.18					0.50	0.22	
TiO ₂	0.01	0.01	0.00							
Na ₂ O	0.29	0.11	0.13						0.10	
K ₂ O	0.09	0.18	0.10						0.07	
H ₂ O	10.20	9.94	9.78	11.49	9.71	12.08	9.77	9.64	11.90	9.48
Total	101.92	97.11	95.67	99.80	96.94	96.50	97.41	98.54	100.57	100.00
Si	2.10	2.24	2.19	3.79	3.82	2.06	1.99			
Al	0.00	0.00	0.00			0.01	0.10			
Fe ⁺³	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.09	0.07			
Fe total	0.02	0.04	0.09							
Ni	2.29	1.88	1.87	0.83	2.66	0.18	2.34			
Mg	0.45	0.57	0.57	2.26	0.38	2.55	0.41			
Ti	0.00	0.00	0.00							
Cr	0.00	0.00	0.00							
Mn	0.01	0.01	0.00							
Ca	0.01	0.01	0.01							
Na	0.03	0.01	0.01							
K	0.01	0.01	0.01							

Análisis #: 1-3, Nepouita (Tehuitzingo, Mexico); 4, Kerolita (Nepoui, Nueva Caledonia); 5, Pimelita (Poró, Nueva Caledonia); 6, Lizardita (Poró, Nueva Caledonia); 7, Nepouita (Thic, Nueva Caledonia). 8, Nepouita (Nepoui, Nueva Caledonia); 9, Nepouita (Nakety, Nueva Caledonia); 10, Ni₃Si₂O₅(OH)₄. Análisis # 4 - 7 en Manceau y Calas (1985); # 8 - 10 en Maksimovic, Z. (1973).

Tabla 10. Análisis representativos por EPMA-WDS de plagioclasa asociadas al CUT

	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12	#13	#14
	Ve01	Ve01	Ve09	Ve12	Ve12	Ve12	Ve12	Ve27	Ve35	Ve35	Ve35	Ve35	Ve22	Ve22
SiO ₂	68.28	68.53	68.88	68.59	69.27	68.77	69.32	68.81	68.13	69.11	68.99	68.79	68.80	68.84
TiO ₂	0.06	0.04	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	19.92	20.19	19.93	19.68	19.52	20.10	20.59	18.51	19.95	19.88	19.78	20.04	19.70	19.88
MgO	0.00	0.00	0.00	0.29	0.03	0.02	0.00	0.06	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
CaO	0.28	0.21	0.02	0.01	0.03	0.36	0.36	0.27	0.06	0.07	0.05	0.03	0.04	0.09
MnO	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.07
FeO	0.02	0.06	0.04	0.12	0.15	0.11	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.04	0.13	0.14
Na ₂ O	11.89	11.92	11.83	11.25	11.71	11.59	10.13	11.08	11.69	11.74	11.74	11.99	11.95	12.04
K ₂ O	0.04	0.01	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.09	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00
Total	100.48	100.98	100.77	100.01	100.77	101.00	100.43	98.86	99.89	100.85	100.64	100.95	100.63	101.07
8 oxígenos														
Si	2.97	2.97	2.98	2.99	3.00	2.98	2.99	3.03	2.98	2.99	2.99	2.98	2.99	2.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.02	1.03	1.02	1.01	1.00	1.02	1.05	0.96	1.03	1.01	1.01	1.02	1.01	1.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	1.00	1.00	0.99	0.95	0.98	0.97	0.85	0.95	0.99	0.99	0.99	1.01	1.01	1.01
Ab	98.51	99.00	99.71	99.69	99.64	98.14	97.91	98.12	99.56	99.55	99.62	99.81	99.78	99.57
Or	0.23	0.04	0.18	0.25	0.24	0.16	0.19	0.55	0.15	0.14	0.17	0.05	0.05	0.00
An	1.26	0.96	0.11	0.07	0.13	1.70	1.90	1.33	0.30	0.32	0.21	0.14	0.17	0.43

Análisis: # 1-12, metabasita; # 13-14, metapelita.

Tabla 11. Análisis representativos por EPMA-WDS de anfíbol en metabasitas relacionadas con el CUT.

	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12	#13
	Ve01	Ve12	Ve12	Ve12	Ve12	Ve12	Ve35	Ve35	Ve35	Ve35	Ve09	Ve09	Ve09
SiO ₂	47.01	51.55	52.08	53.22	52.68	53.17	53.19	53.85	52.64	52.74	55.45	55.18	54.60
TiO ₂	0.19	0.17	0.19	0.16	0.15	0.12	0.20	0.12	0.14	0.12	0.02	0.00	0.04
Al ₂ O ₃	8.59	7.56	7.99	7.19	6.89	6.04	7.35	6.37	7.41	7.59	1.48	1.43	1.75
Cr ₂ O ₃	0.06	0.08	0.04	0.01	0.24	0.00	0.06	0.08	0.03	0.14	0.08	0.06	0.04
MgO	13.58	18.48	18.29	18.90	18.99	18.94	18.33	18.81	18.08	17.74	19.26	19.49	18.72
CaO	9.00	11.40	11.35	10.88	11.39	11.82	10.70	10.86	10.72	10.82	12.99	13.09	13.12
MnO	0.41	0.21	0.15	0.20	0.14	0.17	0.15	0.12	0.28	0.21	0.06	0.22	0.23
FeO	12.38	5.95	6.28	5.91	5.81	6.27	6.81	6.27	6.55	6.51	8.03	7.63	8.25
Na ₂ O	3.15	2.36	2.49	2.38	2.27	1.91	2.40	2.20	2.38	2.49	0.22	0.34	0.31
K ₂ O	0.17	0.09	0.08	0.04	0.19	0.05	0.10	0.02	0.05	0.04	0.03	0.05	0.08
H ₂ O	2.00	2.14	2.16	2.17	2.16	2.16	2.17	2.17	2.15	2.15	2.13	2.12	2.11
Total	96.53	99.98	101.09	101.07	100.91	100.64	101.48	100.87	100.43	100.54	99.76	99.63	99.25
	23 Oxígenos												
Si	7.05	7.23	7.22	7.34	7.30	7.39	7.34	7.44	7.33	7.34	7.81	7.79	7.76
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	1.52	1.25	1.30	1.17	1.13	0.99	1.20	1.04	1.22	1.24	0.25	0.24	0.29
Cr	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Mg	3.04	3.86	3.78	3.89	3.92	3.93	3.77	3.88	3.75	3.68	4.04	4.10	3.96
Ca	1.45	1.71	1.69	1.61	1.69	1.76	1.58	1.61	1.60	1.61	1.96	1.98	2.00
Mn	0.05	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03
Fe	1.55	0.70	0.73	0.68	0.67	0.73	0.79	0.73	0.76	0.76	0.95	0.90	0.98
Na	0.92	0.64	0.67	0.64	0.61	0.52	0.64	0.59	0.64	0.67	0.06	0.09	0.09
K	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
#Mg	0.66	0.85	0.84	0.85	0.85	0.84	0.83	0.84	0.83	0.83	0.81	0.82	0.80

Análisis de anfíbol: # 1-10, cristales prismáticos; # 11-13, cristales radiales.

Tabla 12. Análisis representativos por EPMA-WDS de epidota en rocas máficas y pelíticas asociadas al CUT

	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12	#13	#14	#15	#16	#17	#18	#19	#20	#21
	Ve01	Ve01	Ve01	Ve09	Ve09	Ve09	Ve09	Ve09	Ve09	Ve12	Ve12	Ve12	Ve12	Ve12	Ve35	Ve35	Ve35	Ve22	Ve22	Ve22	Ve22
SiO ₂	37.58	38.11	38.78	37.81	39.33	38.75	38.50	38.11	40.02	38.71	38.73	38.72	38.73	38.52	39.21	39.25	38.97	37.28	37.14	37.19	37.71
TiO ₂	0.04	0.10	0.16	0.16	0.14	0.19	0.20	0.10	0.19	0.10	0.11	0.05	0.06	0.08	0.05	0.09	0.04	0.09	0.06	0.08	0.08
Al ₂ O ₃	23.99	27.27	28.58	29.47	27.79	28.14	28.39	28.48	27.29	28.56	28.29	27.12	27.16	27.67	32.82	33.40	33.43	21.66	21.48	21.37	21.32
MgO	0.00	0.04	0.04	0.26	0.05	0.11	0.05	0.01	0.08	0.07	0.14	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	3.09	3.22	3.50	3.37
CaO	23.48	23.42	24.08	23.42	23.84	23.80	24.08	23.86	23.75	23.88	23.79	23.80	23.83	23.36	24.51	24.41	24.74	5.35	4.67	4.22	3.67
MnO	0.05	0.21	0.19	0.18	0.05	0.10	0.12	0.05	0.15	0.06	0.07	0.01	0.05	0.09	0.03	0.03	0.02	0.96	1.11	1.14	1.10
FeO	12.26	8.46	5.81	5.40	6.12	5.88	6.22	6.28	5.91	6.83	6.41	6.94	6.75	5.39	1.97	1.22	1.03	31.55	32.28	32.47	32.74
Na ₂ O	0.05	0.06	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.04	0.03	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O	1.84	1.88	1.91	1.90	1.90	1.90	1.90	1.89	1.91	1.91	1.90	1.88	1.88	1.87	1.97	1.98	1.97	1.80	1.80	1.80	1.80
Total	99.29	99.56	99.63	98.64	99.25	98.88	99.47	98.79	99.33	100.15	99.46	98.55	98.46	97.02	100.58	100.41	100.22	101.81	101.80	101.80	101.81
26 Oxígenos																					
Si	6.14	6.07	6.09	5.98	6.19	6.12	6.07	6.05	6.28	6.07	6.10	6.17	6.18	6.18	5.96	5.95	5.92	6.19	6.19	6.19	6.26
Ti	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	4.62	5.12	5.29	5.49	5.16	5.24	5.27	5.32	5.05	5.28	5.25	5.1	5.1	5.24	5.88	5.97	5.99	4.24	4.22	4.19	4.17
Mg	0.00	0.01	0.01	0.06	0.01	0.03	0.01	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.76	0.80	0.87	0.83
Ca	4.11	3.99	4.05	3.97	4.02	4.03	4.07	4.05	3.99	4.01	4.01	4.07	4.07	4.02	3.99	3.96	4.03	0.95	0.83	0.75	0.65
Mn	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.14	0.16	0.16	0.16
Fe	1.67	1.13	0.76	0.71	0.81	0.78	0.82	0.83	0.78	0.89	0.84	0.93	0.9	0.72	0.25	0.15	0.13	4.38	4.5	4.52	4.55
Na	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ps	24.57	16.43	11.42	10.33	12.29	11.69	12.22	12.32	12.07	11.60	12.55	14.04	13.68	11.04	3.69	2.28	1.93	43.41	43.89	43.79	44.22
Czo	75.31	82.96	88.00	88.30	87.40	87.65	87.33	87.53	87.27	87.70	86.75	85.90	86.21	88.75	96.18	97.62	97.99	46.68	45.74	45.13	45.10
Pd	0.11	0.46	0.42	0.39	0.11	0.22	0.27	0.11	0.34	0.42	0.15	0.02	0.11	0.21	0.06	0.06	0.04	1.49	1.70	1.73	1.67

Análisis: # 1-17 metabasita; #18-21 metapelita.

Tabla 13. Análisis representativos por EPMA-WDS de cloritas en rocas máficas y pelíticas asociadas al CUT

	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12	#13	#14	#16
	Ve01	Ve09	Ve09	Ve09	Ve35	Ve35	Ve12	Ve12	Ve12	Ve22	Ve22	Ve22	Ve22	Ve22	Ve22
SiO ₂	24.75	28.11	28.35	28.56	31.27	32.03	30.61	29.54	27.99	24.17	23.68	23.57	24.24	26.05	24.45
TiO ₂	0.04	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.03	0.08	0.08	0.07	0.17	0.01	0.05
Al ₂ O ₃	20.65	20.14	20.21	19.80	18.19	17.21	18.03	18.76	21.34	21.95	22.51	22.44	21.75	20.93	21.18
Cr ₂ O ₃	0.19	0.06	0.12	0.08	0.05	0.20	0.66	0.88	0.22	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.04
MgO	19.45	23.81	24.41	24.97	27.45	27.45	25.36	26.02	28.25	6.98	6.69	6.41	7.50	7.29	8.12
CaO	0.02	0.02	0.03	0.04	0.16	0.43	0.13	0.15	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06
MnO	0.19	0.23	0.25	0.20	0.18	0.15	0.28	0.14	0.18	0.95	0.75	1.08	0.83	0.82	0.76
FeO	20.26	14.01	14.04	14.27	10.63	10.47	12.01	12.07	9.77	33.90	34.54	34.44	34.28	32.76	32.19
NiO	0.09	0.03	0.17	0.14	0.09	0.07	0.05	0.00	0.07	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.02
Na ₂ O	0.01	0.04	0.03	0.03	0.01	0.11	0.05	0.00	0.01	0.00	0.04	0.02	0.02	0.08	0.01
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.06	0.09	0.11	0.11	0.28	0.19
H ₂ O	11.35	11.94	12.09	12.14	12.42	12.43	12.19	12.20	12.39	10.87	10.87	10.82	10.95	11.00	10.82
Total	97.01	98.43	99.72	100.24	100.46	100.56	99.40	99.80	100.30	98.96	99.24	99.00	99.91	99.29	97.89
	28 oxígenos														
Si	5.23	5.65	5.62	5.64	6.04	6.18	6.03	5.80	5.42	5.33	5.23	5.23	5.31	5.68	5.42
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01
Al	5.14	4.77	4.72	4.61	4.14	3.91	4.18	4.34	4.87	5.71	5.86	5.86	5.61	5.38	5.53
Cr	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.10	0.14	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	6.13	7.13	7.22	7.35	7.90	7.89	7.44	7.62	8.16	2.30	2.20	2.12	2.45	2.37	2.68
Ca	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.09	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Mn	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.02	0.03	0.18	0.14	0.20	0.15	0.15	0.14
Fe	3.58	2.35	2.33	2.36	1.72	1.69	1.98	1.98	1.58	6.26	6.38	6.39	6.28	5.97	5.97
Ni	0.02	0.00	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Na	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.04	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.03	0.08	0.05
#Fe	0.37	0.25	0.24	0.24	0.18	0.18	0.21	0.21	0.16	0.73	0.74	0.75	0.72	0.72	0.69

Análisis: #1-9 metabasita, # 10-16 metapelita.

Tabla 14. Análisis representativo por EPMA-WDS de granate en metapelita (Ve22) asociada a serpentinita del CUT

	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12	#13	#14
SiO ₂	37.69	37.44	37.59	37.41	37.29	37.27	37.52	36.93	36.76	36.78	35.92	37.04	37.43	37.90
TiO ₂	0.09	0.08	0.07	0.08	0.12	0.13	0.09	0.10	0.07	0.10	0.10	0.10	0.06	0.15
Al ₂ O ₃	21.45	21.48	21.51	21.59	21.19	21.32	21.18	21.34	21.18	21.58	21.83	21.43	21.56	21.44
Cr ₂ O ₃	0.04	0.06	0.05	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05	0.02	0.01	0.03	0.04	0.03	0.06
FeO	31.98	31.49	31.90	32.08	30.22	30.78	30.10	30.13	33.38	32.75	28.82	32.64	33.65	30.50
MgO	3.09	3.15	3.26	3.16	2.60	2.65	2.67	2.72	2.24	3.75	2.73	3.26	4.45	2.41
CaO	5.41	5.14	5.09	4.73	6.47	6.68	6.97	6.52	3.29	3.29	5.44	4.67	2.27	6.33
MnO	0.93	1.10	1.04	0.95	1.82	1.81	1.54	1.53	2.53	1.02	1.25	0.99	0.79	2.61
Total	100.69	99.94	100.49	100.05	99.75	100.65	100.24	99.31	99.47	99.29	96.13	100.18	100.24	101.40
24 oxígenos														
Si	5.97	5.97	5.97	5.96	5.97	5.93	5.97	5.94	5.96	5.91	5.92	5.92	5.95	5.98
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Al	4.01	4.04	4.02	4.06	4.00	4.00	3.97	4.04	4.05	4.09	4.24	4.04	4.04	3.99
Cr	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ⁺³	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺²	4.24	4.20	4.23	4.28	4.05	4.10	4.01	4.05	4.53	4.40	3.97	4.36	4.47	4.02
Mg	0.73	0.75	0.77	0.75	0.62	0.63	0.63	0.65	0.54	0.90	0.67	0.78	1.05	0.57
Ca	0.92	0.88	0.87	0.81	1.11	1.14	1.19	1.12	0.57	0.57	0.96	0.80	0.39	1.07
Mn	0.12	0.15	0.14	0.13	0.25	0.24	0.21	0.21	0.35	0.14	0.17	0.13	0.11	0.35
Al	70.59	70.35	70.52	71.78	67.27	67.19	66.44	67.23	75.69	73.38	68.83	71.93	74.36	67.06
Sp	2.08	2.50	2.32	2.16	4.09	4.00	3.45	3.46	5.81	2.32	3.02	2.21	1.77	5.82
Py	12.16	12.54	12.82	12.60	10.32	10.29	10.51	10.80	9.05	14.96	11.64	12.81	17.51	9.45
Gr	14.87	14.28	14.07	13.23	17.99	18.20	18.96	18.18	9.28	9.11	16.20	12.75	6.17	17.20
Ad	0.17	0.14	0.12	0.15	0.22	0.23	0.49	0.18	0.12	0.19	0.19	0.19	0.11	0.27

Abreviaciones: Py, piropro; Al, almandina, Sp, espesartina, An, andradita, Gr, grosularia.

Tabla 15. Proporciones relativas de Py, Al + Sp y Ad + Gr en granates metapelíticos de este trabajo, y registradas en la literatura en granates eclogíticos

Py (% mol)	Al + Sp (% mol)	Ad + Gr (% mol)	Área de estudio	Referencia
~10 a 20	≈70 a 80	≈10 a 20	Región de Tehuitzingo	Este estudio
~10 a 20	≈55 a 65	≈35 a 45	Mimulco y Piaxtla (Complejo Acatlán)	Meza-Figueroa <i>et al.</i> (2003)

Tabla 16. Análisis representativos por EPMA-WDS de mica en metapelitas asociadas al CUT.

	#1 Ve22	#2 Ve22	#3 Ve22	#4 Ve22	#5 Ve22	#6 Ve22	#10 Ve22	#7 Ve27	#8 Ve27	#9 Ve27
SiO ₂	49.10	49.60	48.80	49.97	49.53	49.09	50.09	49.04	49.33	49.62
TiO ₂	0.34	0.32	0.30	0.33	0.33	0.29	0.29	0.38	0.45	0.34
Al ₂ O ₃	30.78	30.84	30.59	30.14	30.09	30.38	29.26	29.05	28.08	29.21
FeO	1.50	1.71	1.44	1.52	1.88	1.80	2.49	2.78	2.56	2.06
MnO	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00
MgO	2.84	2.56	2.70	2.78	2.88	2.76	3.16	2.83	2.84	2.92
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00
Na ₂ O	0.62	0.58	0.58	0.54	0.57	0.49	0.64	0.71	0.42	0.70
K ₂ O	7.56	7.48	7.98	7.90	7.92	7.99	8.68	9.16	9.05	8.66
Total	92.75	93.12	92.39	93.18	93.20	92.80	94.61	94.00	92.83	93.51
	11 oxígenos									
Si	3.29	3.31	3.29	3.34	3.32	3.30	3.33	3.31	3.36	3.34
Al IV	0.71	0.69	0.71	0.66	0.68	0.70	0.67	0.69	0.64	0.67
Al VI	1.73	1.74	1.73	1.71	1.69	1.71	1.63	1.62	1.61	1.65
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
FeO	0.08	0.10	0.08	0.09	0.11	0.10	0.14	0.16	0.15	0.12
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.28	0.26	0.27	0.28	0.29	0.28	0.31	0.29	0.29	0.29
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.06	0.08	0.09	0.06	0.09
K	0.65	0.64	0.69	0.67	0.68	0.69	0.74	0.79	0.79	0.74
Celadonita %	29.24	31.06	29.31	33.75	31.77	30.25	33.35	30.69	35.73	33.50
Muscovita %	62.91	61.61	63.66	60.01	61.50	63.81	59.94	61.95	59.77	59.23
Paragonita %	7.84	7.26	7.03	6.23	7.73	5.95	6.72	7.30	4.22	7.28
Margarita	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.28	0.00

Tabla 17. Análisis representativos por FRX de elementos mayores en roca total de serpentinita del CUT

	Ve03	Ve11	Ve20	Ve23	Ve38	Te01	Te02	Te03	Te04	Te05	Te06	Te18
	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8	#9	#10	#11	#12
SiO ₂	39.93	37.11	39.73	38.82	37.82	40.35	40.16	41.95	40.89	41.11	37.80	40.40
TiO ₂	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	2.25	0.46	1.46	2.01	0.79	0.46	0.39	0.80	1.92	1.97	0.58	0.33
Fe ₂ O ₃ t	8.32	7.90	8.19	8.03	9.00	7.46	8.45	7.63	8.55	7.73	8.81	9.42
MgO	37.58	37.26	37.37	37.96	37.85	38.45	38.29	38.93	37.87	37.51	37.44	38.74
MnO	0.10	0.13	0.09	0.11	0.11	0.09	0.09	0.10	0.13	0.13	0.09	0.11
CaO	0.04	2.42	0.29	0.13	0.86	1.52	1.11	0.13	0.20	0.37	2.85	0.51
Na ₂ O	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03
K ₂ O	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Total	88.28	85.33	87.15	87.10	86.44	88.35	88.51	89.57	89.63	88.89	87.61	88.55
LOI	11.54	14.76	12.06	11.49	13.34	12.90	12.60	11.40	11.50	11.60	14.00	12.30
Valores normativos recalculados (% en peso)												
Ol	66.5	82.0	68.1	72.0	80.8	70.7	71.6	63.0	65.4	63.1	82.6	70.1
Opx	33.4	7.9	31.8	27.9	17.2	23.8	24.6	37.0	34.5	36.9	6.0	28.0
Cpx	0.00	10.1	0.00	0.00	1.9	5.6	3.9	0.00	0.00	0.00	11.4	1.3

nd = no detectado, *LOI = pérdida por ignición.

Tabla 18. Composición de REEs y elementos traza en serpentinita del CUT

	Método de análisis	Límite detección (ppm)	Ve03 (ppm)	Ve06 (ppm)	Ve11 (ppm)	Ve20 (ppm)	Ve23 (ppm)	Ve38 (ppm)
Sc	INAA	0.1	1.00	4.60	<0.5	<0.5	1.20	<0.5
As	INAA	0.5	55.5	2.80	70.6	21.30	6.40	58.00
Rb	ICP-MS	1.0	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sr	ICP-MS	2.0	< 2	31.00	42.00	4.00	< 2	13.00
Y	ICP-MS	0.5	1.00	4.60	<0.5	<0.5	1.20	<0.5
Zr	ICP-MS	1.0	< 1	4.00	< 1	1.00	< 1	< 1
Nb	ICP-MS	0.2	0.30	0.40	< 0.2	0.2	0.30	< 0.2
Sb	ICP-MS	0.2	<1	<2	2.70	1.20	<0.2	3.00
Cs	ICP-MS	0.1	< 0.1	0.30	< 0.1	0.10	< 0.1	< 0.1
Ba	ICP-MS	3.0	5	< 3	4	3	< 3	< 3
La	ICP-MS	0.05	0.18	0.21	0.26	0.05	< 0.05	< 0.05
Hf	ICP-MS	0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Ta	ICP-MS	0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01
Pb	ICP-MS	5.0	6.00	<5	<0.5	<5	6.00	<5
Th	ICP-MS	0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
U	ICP-MS	0.01	0.07	< 0.01	0.30	0.03	0.02	< 0.01
Ce	ICP-MS	0.05	0.10	0.63	0.27	0.14	0.12	< 0.05
Pr	ICP-MS	0.01	0.06	0.11	0.06	0.02	0.02	< 0.01
Nd	ICP-MS	0.05	0.35	0.64	0.24	0.11	0.12	< 0.05
Sm	ICP-MS	0.01	0.11	0.24	0.06	0.05	0.06	0.02
Eu	ICP-MS	0.005	0.03	0.03	0.01	0.02	0.10	< 0.005
Tb	ICP-MS	0.01	0.02	0.10	< 0.01	< 0.01	0.02	< 0.01
Dy	ICP-MS	0.01	0.17	0.77	0.04	0.08	0.19	< 0.01
Ho	ICP-MS	0.01	0.04	0.18	< 0.01	0.02	0.05	< 0.01
Er	ICP-MS	0.01	0.14	0.57	0.02	0.06	0.16	< 0.01
Tm	ICP-MS	0.005	0.02	0.09	< 0.005	0.01	0.03	< 0.005
Yb	ICP-MS	0.01	0.17	0.64	0.02	0.06	0.19	< 0.01
Lu	ICP-MS	0.002	0.03	0.10	0.005	0.01	0.03	0.002

INAA, Análisis instrumental por activación de neutrones; ICP-MS, espectrometría inductivamente acoplada de masas.

Tabla. 19. Composición de isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y δD en concentrados minerales de serpentina y clorita en serpentinita del CUT y en otros ambientes comparables

Muestra	Fase mineral	D ‰	^{18}O ‰	Referencia
CUT				Este estudio
Ve38	clorita	-61.2	-7.04	"
Ve26	clorita	-66.0	-6.29	"
Ve06	clorita	-47.4	-6.6	"
Ve23	serpentina (atg)	-52.9	-6.31	"
Ve03	serpentina (veta ctl)	-112.5	-7.02	"
Ve06	serpentina (atg)	-59.35	-6.97	"
Serpentinitas oceánicas	serpentina	-35 a -68	0.8 a 6.7	Wenner y Taylor (1973)
Complejo ofiolítico	serpentina	-80 a -149	6.3 a 9.2	Wenner y Taylor (1973)
Ante-arco MIB	serpentina	-29.5 a -84	6.5 a 8.5	Alt y Shanks (2006)
	antigorita	-45	8.5	Alt y Shanks (2006)
	crisotilo	-84	6.9	Alt y Shanks (2006)
Cinturón ofiolítico MB	serpentina	-66 a -60	4.7 a 6	Proenza <i>et al.</i> (2003)
Napa Arosa-Platta (Suiza)	antigorita	-40	4 a 7	Burkhard y O'Neil (1988)
Peridotita Erro-Tobbio (Alpes Ligurianos)				
Metaperidotita no deformada presión alta	serpentina	-60 a -80	5.4 a 7.1	Früh-Green y Scambelluri (2001)
Serpentinita milonita presión alta	serpentina	-57 a -71	4.4 a 6.9	Früh-Green y Scambelluri (2001)

CUT, Cuerpo Ultramáfico de Tehuizingo; MIB, Mariana e Izu-Boninita; MB, Mayari-Baracoa.

Tabla 20. Contenidos de Al_2O_3 y FeO/MgO promedios del magma en equilibrio con la Cr-espinela del CUT y de otros magmas

	Al_2O_3 ⁽¹⁾	FeO/MgO ⁽²⁾	Referencia
Serpentinitas de Tehuizingo	13.74	0.93	Este estudio
Cromititas Tehuizingo	15.3		Proenza <i>et al.</i> (2004)
MORB	15.0	1.2-1.6	Wilson (1989)
Basaltos de cuenca de tras arco	>16.0	1.0-1.2	Fryer <i>et al.</i> (1990); Wilson (1989)

(¹) Maurel y Maurel (1982), (²) Maurel (1984, en Augé 1987)

Tabla 21. Grado de fusión parcial del manto para el CUT y para peridotitas en otros ambiente litotectónicos

	Ambiente tectónico	#Cr	Grado de fusión parcial (%)	Referencia
Serpentinitas CUT	Tras-arco	0.57-	18-19	Este estudio
	Tras-arco	0.63		Proenza <i>et al.</i> (2004)
Peridotita	SSZ	0.3-0.8	15-40	Pearce <i>et al.</i> , (2000)
Peridotita	Margen pasivo	0.14- 0.44	5-15	Pearce <i>et al.</i> , (2000); Mellini <i>et al.</i> (2005)
Peridotita	Abisal	0.1-0.5	10-20	Dick y Bullen (1984)