



03 060  
9

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO**

**INSTITUTO DE GEOLOGIA**

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**MINERALOGÍA Y PETROLOGÍA DE LAS SERPENTINAS DEL  
CUERPO ULTRAMAFICO DE TEHUITZINGO, EDO DE  
PUEBLA.**

**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE**

**MAESTRA EN CIENCIAS**

**(GEOQUÍMICA Y PETROLOGÍA)**

**PRESENTA**

**GUILLERMINA GONZALEZ MANCERA**

2001

2001



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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, por ayudarme en los momentos difíciles y así poder lograr mis metas.

A mi mamá y hermanos, por su apoyo moral.

A mi asesor el Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, por su amistad, enseñanzas y guía para el desarrollo de mi tesis.

A los doctores Dan Sampson y Ken Cameron por su apoyo mediante la microsonda electrónica en la Universidad de Santa Cruz, California U.S.A.

A las siguientes personas del Instituto de Geología: Ing. Rufino Lozano, Ing. Anastasio Lozano y Q. Patricia Giron, por su ayuda en los análisis químicos por fluorescencia de rayos X.

A la Dra. Leticia Baños del Instituto de Investigaciones en Ciencias de Materiales por su colaboración por medio de los análisis por difracción de rayos X.

Al Ing. Humberto Arreola y el Ing. Noel Nava por su apoyo con los análisis por la técnica de espectroscopía mösbauer.

Al Dr. Carlos González Rivera y el M.C. Alejandro García Hinojosa de la Fac. de Química de la UNAM., por su apoyo desinteresado.

A Diego del Taller de laminación por su colaboración en la preparación de las laminas delgadas.

A la M.C. Margarita Reyes Salas por compartir conmigo su cubículo durante mi etapa de estudiante en la maestría.

A mis amigos Martín Conde, Irma Muñoz, Daniel Monroy, Adrian Amaro y Antonio Díaz por estar conmigo en los momentos en que he necesitado de su ayuda.

# CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS

RESUMEN.

Pag.

## CAPITULO I. INTRODUCCION.

I.1 Planteamiento del problema.....1  
y alcance de la investigación.

I.2 Estudios Previos.....3

## CAPITULO II. SERPENTINAS Y SERPENTINIZACION

II.1 Características generales del grupo de las serpentinas.....4

II.2 Asociaciones minerales y texturas.....10

II.3 Procesos de serpentización.....18

II.4 Petrología y estabilidad de las serpentinas.....22

## CAPITULO III. SERPENTINAS DEL CUERPO ULTRAMAFICO DE TEHUITZINGO

III.1 Localización del área de estudio y vía de acceso.....25

III.2 Geología Regional.....29

III.3 Metodología.....34

III.4 Petrografía.....36

III.5 Asociaciones mineralógicas y texturas.....40

III.6 Espectroscopía mösbauer.....	44
III.7 Química.....	47
<b>CAPITULO IV RELACIONES PARAGENÉTICAS.....</b>	<b>53</b>
<b>CAPITULO V DISCUSIÓN.....</b>	<b>57</b>
<b>CAPITULO VI CONCLUSIONES.....</b>	<b>63</b>
<b>CAPITULO VII APÉNDICES</b>	
VII.1 Tablas de análisis por EPMA.....	65
VII.2 Figuras	
.2a Microfotografías por microscopio electrónico de Barrido y microscopio óptico.....	68
.2b Microfotografías por microscopio electrónico de transmisión..	73
VII.3 Patrones de difracción de rayos X.....	89
VII.4 Gráficos de espectroscopía mösbauer.....	93
VII.5 Bibliografía citada.....	97

## RESUMEN

Los estudios que se han llevado a cabo en el cuerpo ultramáfico de Tehuitzingo, Municipio de Tehuitzingo en el Estado de Puebla, han sido principalmente enfocados a la prospección minera y a la geología, sin embargo no existen estudios detallados de la mineralogía, ni de la química de los minerales que componen al cuerpo de Tehuitzingo. Así este trabajo tiene como objetivo, el estudio químico-mineralógico de las serpentinas presentes y minerales asociados, que ayuden a dilucidar los procesos geológicos que sufrió este cuerpo serpentizado de Tehuitzingo. El estudio de las serpentinas es complejo, pues los distintos polimorfos de este grupo son difíciles de identificar debido a su composición similar por lo que es necesario utilizar varias técnicas para lograr determinarlas. En este trabajo se utilizaron técnicas como la microsonda electrónica (EPMA), microscopio electrónico de barrido con espectrómetro por dispersión de energía de rayos X (MEB-EDS), microscopio electrónico de transmisión (MET), difracción de rayos (DRX), fluorescencia de rayos X (FRX) y espectroscopía mösbauer (EM). La asociación mineralógica determinada, en la mayoría de las muestras colectadas en la Formación Xayacatlán ubicada en la región de Tehuitzingo, producto del conjunto de etapas de serpentización fue antigorita + magnetita + carbonato + talco en pequeñas cantidades. Y en menor proporción lizardita y crisotilo, junto con otros minerales accesorios como cromita y ferritcromita, clinocloro, cuarzo. Determinándose además que la serpentina predominante es antigorita, lo que indica condiciones de formación diferentes a las comunes para lizardita y crisotilo. Las relaciones texturales encontradas permitieron sugerir tres etapas principales de serpentización, en la primera etapa de serpentización de tipo oceánica predominaron lizardita y crisotilo, en la segunda etapa antigorita predominó indicando un metamorfismo de tipo prógrado, que se propone ocurrió durante la colisión continente-continente, en la que rocas ultramáficas que pertenecían todavía al piso oceánico fueron incorporadas a la placa de Norte América, durante el Silúrico y el último evento de serpentización ocurrió después de la colisión tardía, bajo un metamorfismo retrógrado, con la posterior introducción de fluidos ricos en CO<sub>2</sub>, Ca y silicio. Además la presencia de pseudomórfos de ortopiroxenos (bastitas) y el cálculo de la norma permitió determinar que la peridotita original del cuerpo serpentínico de Tehuitzingo fue una harzburgita rica en cromita.

# CAPITULO I. INTRODUCCIÓN.

## I.1 Planteamiento del problema y alcance de la investigación.

La serpentización de un complejo ultramáfico peridotítico puede tener lugar en distintas etapas de su historia tectónica. El término se usa para describir el proceso por el cual las serpentinitas se forman a partir de minerales anhidros como olivino, enstatita y otros silicatos ricos en Mg. El cambio más importante en composición que acompaña a la serpentización de una peridotita es la adición de más del 15% de H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. La fuente de estos fluidos puede ser múltiple pero su origen requiere de estudio de isótopos de O e H fuera del tema de esta tesis.

Los estudios realizados en el cuerpo serpentizado de Tehuiztingo, Municipio de Tehuiztingo en el Estado de Puebla, han sido principalmente enfocados a la prospección minera (Solis-Muños, 1978) y a la geología (Ortega-Gutiérrez, 1978, Carballido-Sánchez y Delgado-Argote, 1989) pero no existen estudios detallados de su mineralogía ni de la química de los minerales que de manera compleja integran el cuerpo de Tehuiztingo. Este trabajo tiene como objetivo principal el estudio químico-mineralógico de serpentinas presentes y otros minerales asociados, para ayudar a entender los procesos geológicos que sufrió este cuerpo ultramáfico de Tehuiztingo durante la evolución tectónica del Complejo Acatlán, principalmente a través de la determinación de los eventos de serpentización isoquímica y metasomática ocurridos. El Complejo Acatlán es un complejo metamórfico de edad cambro-devónica que representa la evolución de un margen continental tipo Atlántico, limitado por un océano pre-Atlántico cambro-ordevónico (Ortega-Gutiérrez, 1978). La subducción en el Ordevónico-Silurico de la placa oceánica o placas oceánicas en el manto termina probablemente antes del Devónico después de la colisión de dos masas continentales cuya sutura es hoy la ofiolita fragmentada y eclogitizada del Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1981a). Esta historia tectónica se puede documentar en buena parte por medio de estudios químicos y texturales de las agrupaciones minerales presentes en el cuerpo ultramáfico, como se expone en este trabajo.

Por otro lado, el reconocimiento de las diferentes especies de serpentina (antigorita-crisotilo-lizardita) en ofiolitas, puede ser de gran valor para el establecimiento de las condiciones geológicas y grado de metamorfismo durante la serpentización. Por

ejemplo en California, las serpentinitas asociadas con grado bajo de las facies de esquistos azul contiene muy poca antigorita, mientras las serpentinitas de terrenos metamórficos de más alta temperatura contienen solo antigorita (Coleman, 1971; Chidester, 1962; O'Hanley et al. 1989). Las serpentinas se presentan bajo diferentes condiciones geológicas (hidrotermalismo, metamorfismo), lo cual requiere que estas persistan en un amplio rango de condiciones tectónicas de presión-temperatura. Así pues, la determinación de los tipos de serpentina presentes en la zona de estudio es de mucha importancia para el establecimiento de las condiciones P-T durante la serpentinización, ya que como se ha propuesto, lizardita y crisotilo pueden formarse a temperaturas menores que 350°C, mientras antigorita es aparentemente estable a temperaturas arriba de 500°C (Coleman, 1971; Wicks y O' Hanley, 1988; O'Hanley, 1996).

Sin embargo, el estudio de las serpentinas es complejo, pues involucra el análisis de polimorfos diversos que debido a su composición similar, es difícil identificar el tipo específico de serpentina presente por medios ópticos. Debido a esta dificultad, en la actualidad se utilizan varias técnicas que permiten un mejor estudio de las mismas. En este trabajo se utilizaron técnicas como: Electron Probe Microanálisis (EPMA) con WDS (espectrometría por dispersión de longitud de onda de rayos X) y difracción de rayos X (DRX), microscopio electrónico de transmisión (TEM), fluorescencia de rayos x (FRX) y espectroscopía Mòsbauer (EM).

Otra parte de este estudio se abocó al análisis petrográfico en sección delgada de la asociación de las serpentinas con otros minerales y sus relaciones texturales ya que estas observaciones son un paso importante para la determinación de la paragénesis y del régimen térmico y tectónico en que se llevó a cabo la alteración. Además, la paragénesis mineral en serpentinitas proporciona información acerca de las reacciones entre los minerales de serpentina y otras fases sólidas, así como de la composición de los fluidos que actuaron durante el proceso.

Otro aspecto importante a determinar fue el protolito original de las rocas ultramáficas, pues la Formación Xayacatlán que las contiene se ha interpretado como una ofiolita emplazada sobre rocas supracorticales (Ortega-Gutiérrez, 1981b; Ortega Gutiérrez et al, 1999) que ha sufrido procesos complejos de tectonización. La naturaleza de la peridotita



original en este caso fue destruida, pero su naturaleza se puede reconstruir si los procesos de su transformación son entendidos. Así el análisis de las texturas de serpentinas y específicamente las pseudomórficas junto con el cálculo de la norma permitieron determinar el tipo de protolito del que provienen las serpentinas en el área de estudio como una harzburgita.

Por último, el estado de oxidación del hierro puede indicarnos la actividad del oxígeno en que se dieron los eventos de serpentización. La técnica de investigación por espectroscopia Mòssbauer es una técnica ahora bien establecida para el estudio de minerales y que proporciona información a cerca del estado de valencia, coordinación y estado magnético de los átomos de fierro presentes en un compuesto (Blaauw et al, 1979; Vértés et al, 1979). Así los valores de  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  en los minerales de serpentina de éste trabajo se utilizaron para determinar el estado de oxidación/reducción predominante en alguna de las etapas de serpentización.

## **1.2 Estudios previos**

Los estudios geológicos que se han hecho en las rocas premisisípicas del sur de México que contienen el cuerpo ultramáfico de Tehuitzingo son escasos, algunos de estos son los realizados por Ordóñez (1906), Waitz (1912), Salas (1949), González-Reyna (1961), Ortega-Gutiérrez (1975, 1978, 1981a,b,1993), Kesler y Heath (1970), Cardenas-Vargas (1966), Rodríguez-Torres (1970), Kesler (1973) y sobre el cuerpo serpentínico de Tehuitzingo, Estado de Puebla se tienen los de Solis-Muñoz (1978), Ortega-Gutiérrez, (1978, 1981) y Carballido-Sánchez (1989).

Con estos trabajos se ha establecido que el cuerpo ultramáfico de Tehuitzingo (CUT) consiste en una masa de hasta de mas de 1,000 m de espesor expuesto de serpentinita (Solis-Muñoz, 1978) y cuerpos potentes de metabasitas y metasedimentos localmente metasomatizados.

En la parte Sur-Central del Estado de Puebla, también se han realizado trabajos de prospección minera y del potencial económico del cuerpo ultramáfico de Tehuitzingo (Delgado, 1986; Solis-Muñoz, 1978) y por el Consejo de Recursos Minerales (CRM) con el fin de localizar los tipos y volúmenes de mineralización para la explotación de serpentina, magnesita, cromo, talco y asbesto.

## CAPITULO-II. SERPENTINAS Y SERPENTINIZACIÓN.

### II.1 Características generales del grupo de las serpentinas.

Se denominan serpentinas a un grupo de filosilicatos trioctaédricos con una estructura laminar tipo 1:1, basada en el empaquetamiento de unidades compuestas por una capa tetraédrica [T] de  $(\text{Si}_2\text{O}_5)$  y una octaédrica [O] de  $\text{Mg}(\text{OH})_6$ , unidas por enlaces de oxígeno (Fig.1); las unidades T-O de la serpentina se conectan produciendo una secuencia de capas unidas por puentes de hidrogeno, a diferencia de las unidades de minerales relacionados como el talco y la pirofilita que se unen por enlaces de Van der Waals, estos últimos son fácilmente partidos paralelamente.

La fórmula ideal del grupo de la serpentina es  $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ . La dimensión lateral de la capa octaédrica es mayor que la de la capa tetraédrica, lo cual genera un desajuste geométrico entre las dos capas (Wicks y O'Hanley, 1988). Las formas en que se compensa este desajuste es dando lugar a los distintos polimorfos de la serpentina (Tabla 1) (Wicks y Whittaker, 1975): **lizardita, crisotilo y antigorita**. En lizardita el ajuste entre las capas tetraédrica y octaédrica se realiza mediante el acomodo de las capas para dar una estructura laminar, mientras que en crisotilo el desajuste se compensa produciendo una estructura cilíndrica. En antigorita el ajuste es mediante la formación de una superestructura consistente en una ondulación de la capa octaédrica, con una disposición de la capa tetraédrica alternante en las diferentes ondas.

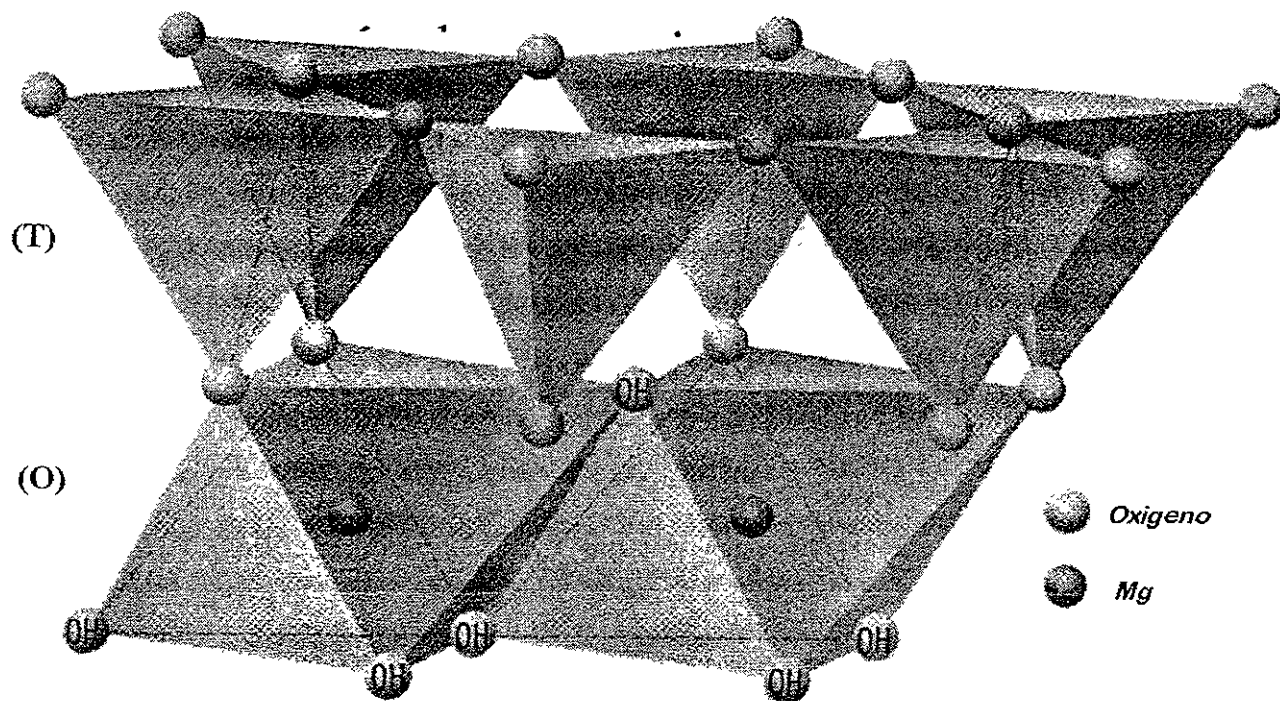


Fig.1 Diagrama de la estructura trioctaedral de las serpentinas mostrando la a tetraedral (T), unida a capa octaedral (O).

ESTRUCTURA	COMPOSICION				
	Mg	Fe	Mn	Al	Ni
Plana	Lizardita $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	Berthierina (1) $(R^{+2}R^{+3} \square)_3 (Si_{2-x}A_x) O_5(OH)_4$  Cronstedtita $Fe^{+3}Fe^{+2}_2(SiFe^{+3}) O_5(OH)_4$		Amesita $Mg_2Al(SiAl)O_5(OH)_4$	Nepouita $Ni_3Si_2O_5(OH)_4$
Cilíndrica	Crisotilo y Paracrisotilo $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$				Pecoraita $Ni_3Si_2O_5(OH)_4$
Modulada	Antigorita (2) $Mg_{2.813}Si_2O_5(OH)_{3.617}$	Greenalita (3) $Fe_{2.85-2.73}Si_{2.06-2.13}O_5(OH)_4$	Caryopilita (3) $Mn_{2.77-2.55}Si_{2.08-2.20}O_5(OH)_4$		

Tabla 1 Minerales del grupo de la serpentina (1) Brindley (1982); (2) Kunze (1958); (3) Guggenheim et.al.(1982). Compagnoni et. al.(1985).  $R^{+2}$  es principalmente  $Fe^{+2}$ ,  $R^{+3}$  es principalmente Al y menores cantidades de  $Fe^{+3}$ , ( ) representa posiciones vacantes.

Lizardita es el más abundante de los minerales de serpentina. Se presenta comúnmente en metamorfismo retrógrado. Su color es verde manzana, pero es frecuentemente enmascarado por finos granos diseminados de magnetita dando a la roca colores gris, negro o café. El hábito de lizardita varía desde masivo a placas y hasta pseudofibroso. Puede estar asociada con crisotilo ó coexistiendo en fases separadas.

Las principales sustituciones en lizardita (Tabla 2) son Al (radio iónico=0.53 Å) por Mg (0.72 Å) en posición octaedral, generalmente acoplada con sustitución de Al (0.39 Å) por Si (0.26 Å) en posición tetraedral. El hierro férrico (0.645 Å [VI] y 0.49Å [IV] ) también puede sustituir al Mg y al Si. Ambas sustituciones de Al y Fe<sup>+3</sup> ayudan a disminuir el desajuste entre las capas. El hierro ferroso (0.78 Å) puede sustituir al Mg en la hoja octaedral pero incrementa el desajuste entre las capas. La sustitución simple de Fe<sup>+2</sup> por Mg eventualmente incrementará el tamaño de la hoja octaedral hasta sobrepasar el punto en el cual la estructura planar de la serpentina puede acomodar el desajuste y dará lugar a la estructura conocida como greenalita (Tabla 1) (Guggenheim et al., 1982). El limite composicional para esas dos estructuras no es conocida. Rozenson et al. (1979) mostró que la presencia de Fe<sup>+3</sup> en el sitio tetraedral es raro, así que el Fe<sup>+3</sup> está más bien restringido al sitio octaedral en la mayoría de las lizarditas, así como el Fe<sup>+2</sup>.

En un gran número de muestras analizadas por Wicks y Plant (1979) encuentran que la cantidad total de hierro en lizardita, calculado como FeO fue mayor al 16% aunque la mayoría contenía menos que el 5% .

La sustitución de otros elementos tales como Ni, Co, Mn, Cr y Zn es bajo en la mayoría de las serpentinitas, excepto bajo ciertos ambientes determinados.

Crisotilo Es el mineral menos abundante de los minerales de serpentina. Es un componente menor en metamorfismo retrógrado y prógrado. Es usualmente verde opaco, pero puede ser amarillo pardo a beige en dolomías serpentinizadas debido a la ausencia de fierro en crisotilo. Presenta un hábito distintivo fibroso fácilmente reconocible.

Los análisis de crisótilo compilados por Whittaker y Wicks (1970) y obtenidos por microsonda por Wicks y Plant (1979), contenían menos que 0.9% de  $Al_2O_3$ . Basados en estudios de composiciones naturales y sintéticas se ha llegado a determinar que el límite superior para el contenido de aluminio de crisotilo es de 3.7%. Sin embargo, estudios bajo condiciones hidrotermales realizados por Chernosky (1975) mostraron que crisotilo puede tener composiciones arriba de 4.5% de  $Al_2O_3$ . Y conforme el crisotilo se aproxima a esta composición, las fibras de crisotilo son más cortas y menos abundantes.

En lo que se refiere al hierro (Tabla 2) la mayoría del crisotilo contiene menos del 2% en peso de hierro como FeO (Whittaker y Wicks, 1970, Wicks and Plant, 1979); sin embargo, algunos especímenes pueden llegar arriba de 6 % y hasta 8% en peso.

La sustitución de  $Fe^{+2}$  incrementa ligeramente el desajuste entre las capas, pero el límite de sustitución de  $Fe^{+2}$  no es conocido. La sustitución de  $Fe^{+3}$  en crisotilo disminuye el desajuste pero su límite de sustitución tampoco se conoce. La sustitución de  $Fe^{+3}$  en sitios tetraedrales es poca e infrecuente de acuerdo a los estudios por Mösbauer de Rozenson et al.(1979). También puede haber sustitución de Ni por Mg, la cual no está limitada, formándose así la pecoraita (Tabla 2) análoga de crisotilo.

Antigorita es el siguiente en abundancia a lizardita. Se presenta comúnmente como mineral principal en metamorfismo prógrado. Es de color verde opaco a verde medio pálido pero puede ser gris. El color de las rocas compuestas por antigorita, así como para el de otros minerales de serpentina es determinado por la distribución de minerales accesorios, principalmente magnetita. La antigorita se presenta como hojas anedrales interpenetrantes, finas ó gruesas, que dan a la roca una dureza no encontrada en otras serpentinitas. La antigorita es principalmente un mineral formador de roca más que un mineral formador de vetas, como lo es el crisotilo.

Sin conocerse la razón, al parecer antigorita acepta una sustitución de aluminio más grande que crisotilo. Uehara y Shirozu (1985) registraron hasta arriba de 4.1% en peso. La sustitución de hierro en antigorita está sujeta a condiciones similares como en crisotilo. Sin embargo, el contenido total de hierro en antigoritas analizadas por Wicks y Plant (1979) llegó a ser cuatro veces más que para crisotilo, ya que su valor máximo estuvo alrededor del 10% en peso.

La sustitución del Si es generalmente baja (Tabla 2) y si se realiza es por aluminio y raramente por  $Fe^{+3}$  (Wicks y Plant, 1979).

Uehara y Shirozu (1985) indican de sus analisis que en antigorita el incremento en sustitución de  $Fe^{+2}$  en el sitio octaedral incrementa las dimensiones laterales de la capa octaedral y su tendencia a producir una más pequeña superestructura con el incremento del contenido en  $Fe^{+2}$ . No obstante se ha visto que en muestras de diferentes localidades con valores similares de  $Fe^{+2}$ , tenían superestructura diferente; esto sugiere que hay otros factores tambien importantes en la determinación del parámetro de superestructura. Por ejemplo Uehara y Shirozu (1985) observaron que a más alta presión y más baja temperatura se produce una superestructura larga en especímenes del mismo contenido de  $Fe^{+2}$ .

FASE	SUSTITUCION CATIONICA:	
	CAPA OCTAEDRICA	CAPA TETRAEDRICA
Lizardita	Al, $Fe^{+3}$ , $Fe^{+2}$ , Mn, Ni	Al, $Fe^{+3}$ (raro)
Crisotilo	Al, $Fe^{+3}$ , $Fe^{+2}$ (bajo)	$Fe^{+3}$ (infrecuente)
Antigorita	Al, $Fe^{+3}$ , $Fe^{+2}$	Al, $Fe^{+3}$ (raro)
Greenalita	$Fe^{+2}$	-
Pecoraita	Ni	-
Nepouita	Ni	-
Amesita	Al	Al
Cronstadtita	$Fe^{+3}$ , $Fe^{+2}$	$Fe^{+3}$
Berthierina	Al, $Fe^{+3}$ (bajo), $Fe^{+2}$	$Al^{+3}$
Caryopilita	Mn	-

Tabla 2. Posibles sustituciones químicas del Mg en capa octaédrica y del Si en la capa tetraédrica por diferentes cationes en distintas serpentinas (compilada de acuerdo a datos de Wicks y O'Hanley, 1988; Guggenheim et al, 1982).

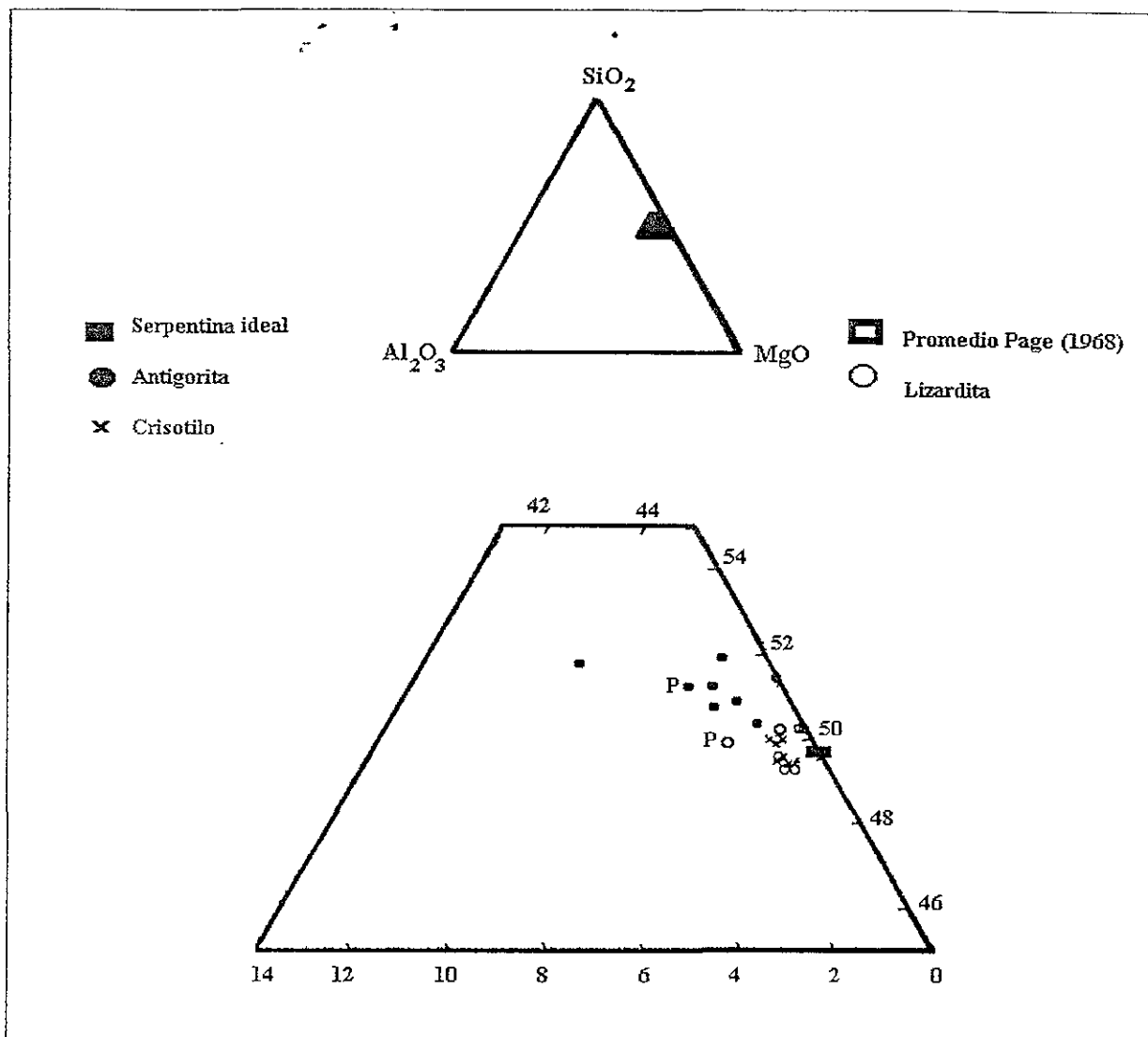


Fig.3 Análisis seleccionados de serpentina (Wittaker y Wicks, 1970), graficados en un diagrama ternario MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>.

## II.2 Asociaciones minerales y texturas.

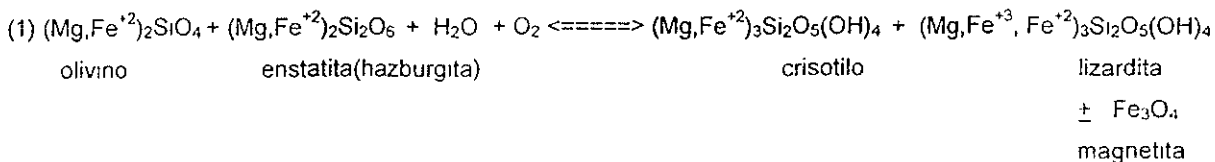
En general las asociaciones minerales que se desarrollan durante la serpentización no están bien documentadas. Muy frecuentemente, esto se debe a la dificultad de su estudio debido a que se trata de microestructuras muy finas en las cuales es necesario utilizar técnicas de microsonda en combinación con la de rayos X. Shteinberg (1960) ha reportado que la serpentización de dunitas y harzburgitas de las montañas Ural produjo principalmente tres minerales: serpentina, brucita y magnetita. Hay también reportes de la asociación antigorita + brucita + magnetita, producidos por la serpentización de ultramáficos, por ejemplo se han reportado (Coleman, 1971) zonas ultramáficas

serpentinizadas intermezcladas entre gneisses presentando la asociación de antigorita + serpentina con textura de red + brucita + magnetita con cantidades variables de talco, carbonato y clorita. También en terrenos metamórficos en Nueva Zelandia (Coleman, 1967) se encontró la asociación de antigorita + magnetita + carbonato + actinolita en pequeñas masas foliadas concordantes de ultramáficos. En general se ha visto que en terrenos ultramáficos que han sufrido alto grado de metamorfismo regional, antigorita predomina sobre lizardita y crisotilo.

También agrupaciones de serpentina-carbonato han sido encontradas en cinturones de rocas verdes de edad Arqueano ó Proterozoico (Barton, 1986, Schandl and Wicks, 1991; Beattie and Barton, 1992; O' Hanley et al., 1993), en peridotitas tipo alpino y en manto alterado de ofiolitas del Fanerozoico (Trommsdorff and Evans, 1977a).

Por otro lado, el análisis de la composición química de los protolitos ultramáficos ha mostrado que están constituidos por olivino, ortopiroxena y/o clinopiroxena. En menores cantidades pueden contener espinela cromífera, granate, plagioclasa, anfíbola, flogopita y en cantidades traza, sulfuros de Fe-Ni-Cu de tipo pirrotina, pentlandita y calcopirita. Durante los procesos de serpentinización la clinopiroxena y la cromita no tienen gran participación, por lo que son encontrados muchas veces como residuos en las serpentinitas.

Las posibles agrupaciones de minerales que pueden desarrollarse durante la serpentinización a partir de una peridotita (harzburgita) asumiendo solo la introducción de agua (ecuación 1), se muestran en la Fig 4. Se observa en esta figura que para formar serpentina a partir de la dunita se requiere además de la adición de agua al olivino, la de sílice y la sustracción del exceso de magnesio, que es usado para formar la brucita de acuerdo a la ecuación (2). Sin embargo, no es raro que CO<sub>2</sub> ó sílice invadan cuerpos ultramáficos serpentinizados ó con metamorfismo regional de alto grado, y produzcan talco, clorita y magnesita dentro de la serpentinita (Chidester, 1962, 1969).





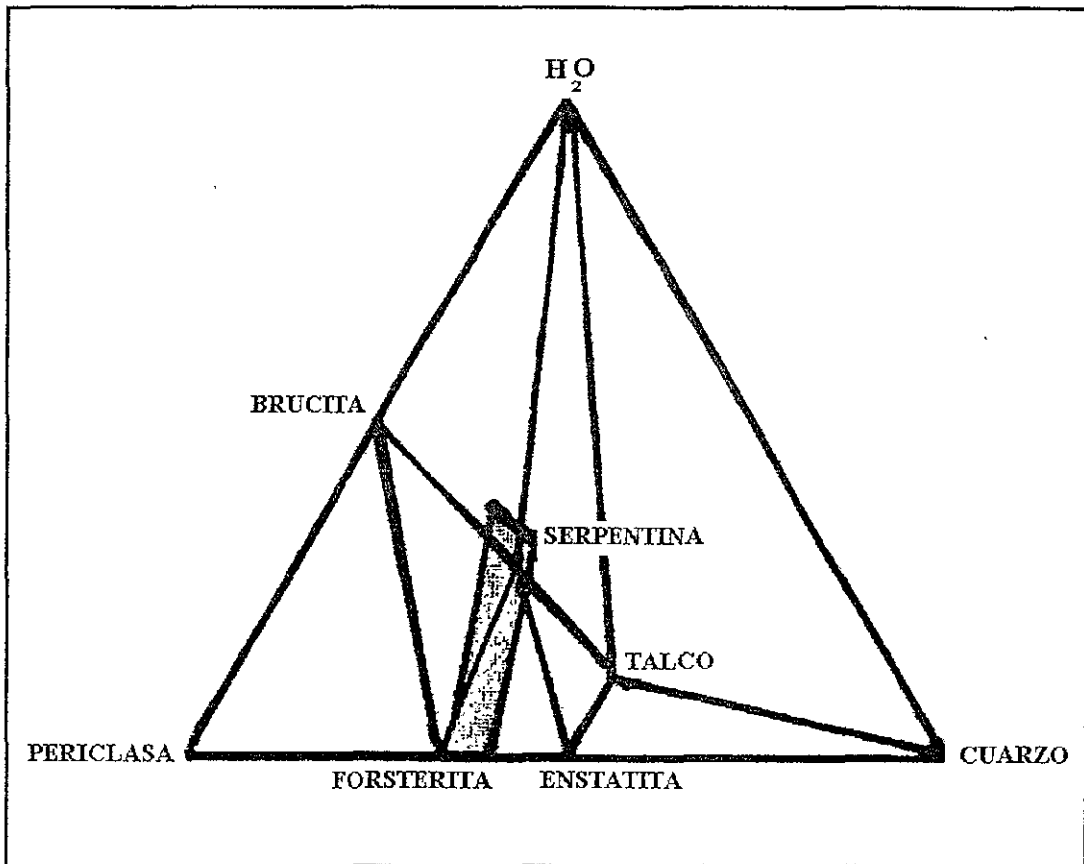
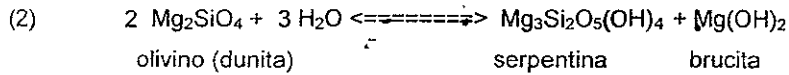
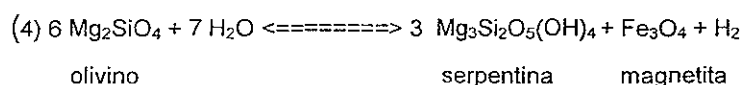
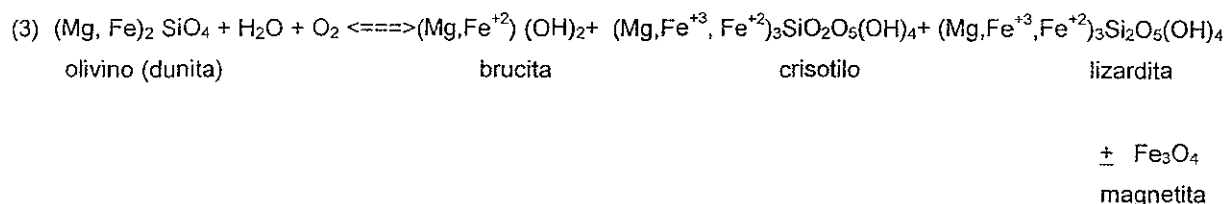


Fig. 4. Diagrama triangular que ilustra las especies minerales en el sistema  $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  con un rango composicional para serpentinas (campo sombreado), en ultramaficos tipo-alpino (Coleman, 1971).

Los trabajos experimentales relacionados con las serpentinitas se han hecho en su mayoría usando el sistema  $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  (Greenwood, 1962; Johannes, 1969). Poco se sabe acerca del papel del hierro en los procesos de serpentización. La cantidad de hierro en dunitas, hazburgitas y lherzolitas es cerca del 7 % en peso. Además, pequeñas cantidades de hierro también se encuentran en cromita y clinopiroxena (Coleman, 1971). Durante la serpentización el hierro se reparte entre la serpentina, brucita, magnetita y awaruita, lo cual dependerá de la disponibilidad de  $\text{O}_2$ . En las ecuaciones (3) y (1) para dunitas y hazburgitas se incluye al hierro en los procesos de serpentización.

La magnetita es otro mineral que se encuentra frecuentemente en las serpentinitas, ésta se forma durante la serpentización a partir del hierro contenido originalmente en el olivino u ortopiroxena de acuerdo a las ecuaciones (3 y 4). Debido a que el hierro tiene una escasa afinidad por la estructura de la serpentina (Wiittaker y Wicks, 1970). Sin embargo, no todo el hierro se usa para formar magnetita, sino que parte de éste puede sustituir al Mg en la red de brucita e incluso en la red de la lizardita como se ve en las ecuaciones no balanceadas (3) y (1).



De acuerdo a Moody (1976) la formación de magnetita se favorece en condiciones de baja fugacidad de oxígeno. En la ecuación (4) puede verse que este ambiente reductor puede deberse a la liberación del hidrogeno. Entonces, cuando la fugacidad del oxígeno sea alta (por ej. a baja temperatura), el hierro se ubicará en la estructura de la brucita o de la lizardita en lugar de formar magnetita.

La presencia de los sulfuros de Fe-Ni-Cu con las serpentinitas, esta determinada por la fugacidad del oxígeno (Coleman, 1971; Frost, 1985). La actividad del oxígeno cambia durante la serpentización y este cambio se ve reflejado en las razones de Fe<sup>+3</sup>/ Fe<sup>+2</sup>. Como se muestra en la ecuación (4), durante la serpentización se genera un ambiente reductor por la producción del H<sub>2</sub> y en estas condiciones los sulfuros magmáticos originales se transforman en fases progresivamente más pobres en S debido a que estos se vuelven más solubles y, por lo tanto, más fácilmente movilizados de la roca oxidada hasta acabar formando aleaciones de Fe-Ni. Por ejemplo en muchas serpentinitas la formación de awaruita (Fe-Ni) asociada con o en lugar de magnetita, ha demostrado extremadamente baja fugacidad del oxígeno (Nickel, 1959, Page, 1967). Observaciones topológicas de Frost (1985), indican que las aleaciones Fe-Ni estan relacionadas con metaserpentinitas de tipo prógrado donde la serpentina estable es antigorita, y con metaserpentinitas de tipo retrógrado cuando se presentan con antigorita, lizardita ó

crisotilo. Estas observaciones sugieren además que determinados valores de fugacidad de oxígeno y azufre pueden relacionarse con asociaciones específicas de serpentina (Fig. 5 ). Un cuerpo serpentizado puede reflejar el gradiente de fugacidad de oxígeno que se presentó en él. Desde una actividad muy baja de oxígeno en un núcleo parcialmente serpentizado, hasta una relativamente más alta fugacidad de oxígeno en un margen carbonatado (en las metaserpentinitas ricas en carbonatos la fugacidad del oxígeno es amortiguada por la asociación carbonatos ricos en Fe-Mg y óxidos de hierro). Este gradiente se refleja en la composición de sulfuros de Fe-Ni. Es decir, los sulfuros ricos en azufre como millerita ( $\text{NiS}$ ), vaesita ( $\text{NiS}_2$ ) y pirita ( $\text{FeS}_2$ ) se presentan en peridotitas ricas en carbonatos, mientras que serpentinitas sin carbonatos presentan sulfuros pobres en azufre como heazlewoodita ( $\text{Ni}_3\text{S}_2$ ) y aleaciones Fe-Ni, generalmente sin sulfuros, se encuentran en peridotitas parcialmente serpentizadas, que como ya se mencionó producen un ambiente altamente reductor.

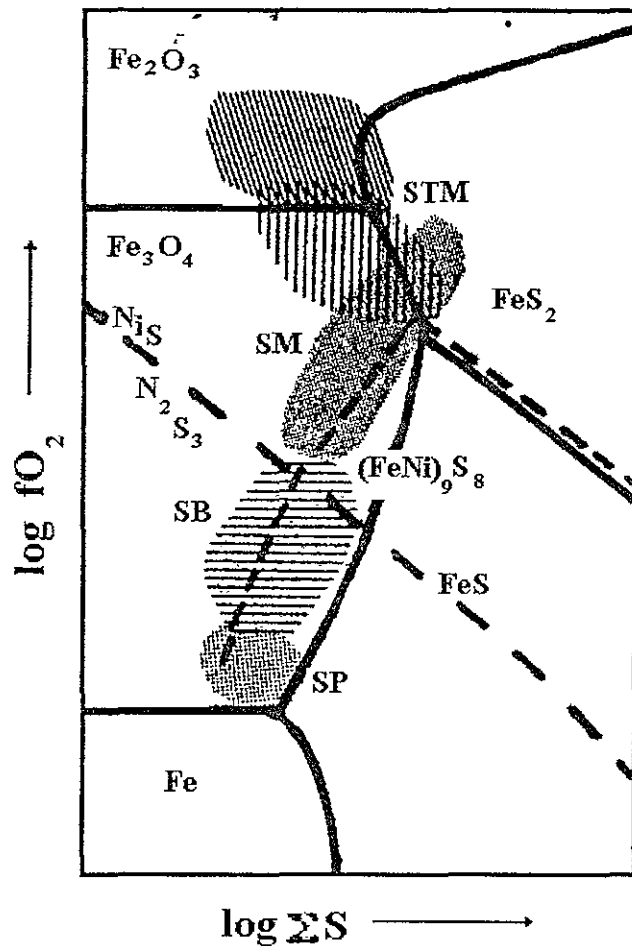


Fig. 5. Diagrama  $\log fO_2$  vs.  $\log f \Sigma S$ , mostrando los campos de estabilidad de algunos óxidos, sulfuros, carbonatos y minerales de serpentina. Las secciones sombreadas representan: peridotita parcialmente serpentinizada (SP), serpentina ± brucita (SB), serpentina-magnesita (SM), serpentina-talco-magnesita (STM) y talco-magnesita (TM). Tomado de O'Hanley (1988).

Otro mineral que puede encontrarse también en rocas ultrabásicas es la clorita; su presencia indica un ambiente pobre en sílice. Ocurre en un amplio rango de condiciones físicas y particularmente la cristalización de clorita en serpentinitas es favorecida por regiones con alto contenido en Cr y Al (Evans, 1977).

Minerales de calcio como andradita, grosularita o tremolita-actinolita se pueden desarrollar en harzburgitas y lherzolitas serpentinizadas cuando el calcio es liberado durante la alteración de minerales-cálcicos como la clinopiroxena (Coleman, 1966).

Las asociaciones minerales y las texturas resultantes de la serpentización de rocas ultramáficas dependen principalmente del protolito original y del régimen térmico en el que haya ocurrido la alteración. Es decir, si se produjeron durante el ascenso progresivo de temperatura ó por incremento de ésta. En ambos casos la presión tiene un papel secundario.

Las texturas de las serpentinas se han estudiado utilizando técnicas como difracción de rayos-X con difractómetro ó con cámara (O'Hanley, 1996), microscopía óptica, microscopía electrónica de barrido. Sin embargo los resultados publicados de estos estudios algunas veces se contradicen; por ejemplo, Whittaker y Zussman (1956), Hochstetter (1965) y Page (1967) indican que la mayoría de las bastitas están compuestas de lizardita y un poco de crisotilo. Pero Winchell y Winchell (1959) y Hess et al. (1952) sugieren que las bastitas consisten en antigorita. El principal problema para el estudio de las texturas de serpentina es poder remover fragmentos con la textura específica y montar cada sección para ser analizada.

Wicks y Whittaker (1977) han generado criterios para la identificación de serpentinas basados en su textura por medio de su estudio con un haz muy fino a través de la técnica de difracción de rayos x con cámara. Así ellos dividen las texturas en tres grupos (Tabla 3) que se describen a continuación:

Texturas seudomórficas (Tabla 4). Son aquellas que preservan rasgos del protolito. Se forman por la serpentización de casi todos los minerales de las rocas ultramáficas (olivino, piroxena, anfíbola, talco y clorita). La gran mayoría de las texturas seudomórficas, tales como de red, reloj de arena y bastitas después de piroxenas, anfíbolos y filosilicatos, están compuestas por lizardita en varias orientaciones pero generalmente sin brucita. Las texturas de red y reloj de arena comúnmente no están compuestas de antigorita o crisotilo, pero pueden dominar en algunas serpentinitas. El olivino alterado en fracturas alargadas y uniones de grano tiende a formar fácilmente seudomorfos compuestos por serpentina  $\alpha$  ó  $\gamma$  con texturas de red y reloj de arena.

Texturas no seudomórficas (Tabla 4). Son aquellas que no preservan la textura del protolito original. Se forman por recristalización de texturas seudomórficas de serpentina ó menos frecuentemente a través de la serpentinización de olivino, piroxena y anfíbolos primarios. Pueden dividirse en dos tipos: interpenetrante e interconectante. La textura interpenetrante tiene el aspecto de un conjunto de hojas ó placas delgadas y alargadas que generalmente consisten en antigorita, que dan lugar a una fabrica apretada interpenetrante. Por otro lado, la textura interconectante se diferencia de la anterior en que sus granos son equigranulares, irregulares y algunas veces esferulíticos. Esta textura se desarrolla formando pequeñas islas aisladas y puede consistir en lizardita, crisotilo y antigorita. Antigorita y crisotilo se presentan en granos de  $\gamma$  serpentina, mientras que lizardita se puede encontrar tanto en granos  $\alpha$  ó  $\gamma$  de serpentina.

Textura en vetas (Tabla 4). Las serpentinas en vetas pueden aparecer de aspecto columnar ó de seudofibras con granos interpenetrantes ó interconectantes. La serpentina puede ser descrita como serpentina  $\alpha$  ó  $\gamma$ . La extinción es aproximadamente paralela y perpendicular a las paredes de la veta, así que la dirección de la extinción (positiva ó negativa) se puede determinar con respecto a la pared de la veta. Lizardita y crisotilo dominan en este tipo de textura, pero antigorita puede estar presente.

GRUPO	TIPO DE TEXTURA
<b>Pseudomórfica</b>	De red; bastita despues piroxeno, olivino, talco, clorita, anfíbola, etc.; reloj de arena
<b>No-seudomórfica</b>	Interpenetrante (granos elongados) ; interconectante (granos irregulares ó equidistantes).
<b>Veta</b>	Fibras transversales de asbesto; fibras deslgadas de asbesto; no-asbestiforme relleno de fracturas.

Tabla 3. Tipos de texturas de serpentinas en sección delgada de acuerdo a Wicks y Whittaker (1977).

SERPENTINA	TIPO DE TEXTURA (MÁS COMÚN)	OBSERVACIONES.
<b>Antigorita</b>	a) En $\gamma$ -serpentina interpenetrante. b) En $\gamma$ -serpentina interconectante. c) Seudofibrosa en vetas.	En textura pseudomórficas es infrecuente.  En algunos casos no es posible distinguir crisotilo, lizadita y antigorita.
<b>Crisotilo</b>	a) $\gamma$ -serpentina en vetas con apariencia fibrosa. b) masiva c) reloj de arena. d) aserrada en vetas. e) no asbestiforme	No es frecuente en texturas pseudomórficas. Puede presentarse en texturas no-pseudomórficas.  Raro en este tipo de textura..
<b>Lizardita</b>	a) Bastitas después piroxenas y anfíbolos. b) De reloj de arena. c) De red con bordes de $\alpha$ -serpentina. d) Interconectante en $\alpha$ -serpentina. e) Fibras muy finas. f) $\gamma$ -serpentina en vetas con apariencia fibrosa.	Raramente las bastitas pueden estar formadas por crisotilo.

Tbla 4. Texturas usuales de serpentinas en sección delgada (datos basados en Wicks y Whittaker, 1977).

### II.3 Procesos de Serpentinización.

El término serpentinización es usado para describir el proceso por el cual las serpentinitas se forman de minerales anhidros ó menos hidratados preexistentes como el olivino, enstatita y otros silicatos ricos en Mg. Esas serpenititas consisten en minerales del grupo de las serpentinas y se presentan junto con minerales accesorios como magnetita, cromita, brucita y silicatos hidratados de Mg y Ca-Al. La fórmula general de las serpentinas es  $Mg_3(Si_2O_5)(OH)_4$  (O'Hanley, 1996). Las rocas que consisten en más del

50% a 60% de minerales del grupo de las serpentinas son llamadas serpentinitas, mientras que las rocas con menos serpentina podrían mantener el nombre de su protolito (Coleman, 1971).

Los protolitos ultramáficos más comunes son harzburgita, dunita y Ilherzolita. Es importante decir que las rocas ultramáficas de zonas orogénicas se denominan de tipo alpino (Benson, 1926). La serpentinitización del protolito desarrolla comúnmente lizardita + crisotilo + brucita + magnetita. Muchas masas de peridotita parecen ser bloques de manto oceánico emplazados sobre márgenes continentales. Subsecuentemente, la sedimentación, serpentinitización y tectonización modifican esas placas originales dificultando el reconocimiento del protolito en zonas orogénicas muy antiguas. Hess (1955a,b) desarrolló una teoría para explicar la serpentinitización relacionándola con su hipótesis de expansión del piso oceánico. El ha considerado que material del manto ultramáfico se hidrata al pasar por la isoterma de 500 °C en las crestas de las dorsales oceánicas, produciendo una capa de serpentinita. Esta capa migra a través del piso oceánico como una unidad llevando con ella basaltos y gabros generados en la cresta de la dorsal. Conforme la placa oceánica choca contra la placa continental se ha visto que la corteza oceánica se mueve bajo la corteza continental a lo largo de la zona sísmica de Benioff (subducción). Conforme la serpentinita pasa a través de la isoterma de 500°C en la zona de subducción, comienza a deshidratarse y el agua liberada hace que cambie sus propiedades de dúctil a frágil. Evidencias directas de la hidratación y deshidratación del manto no se han obtenido todavía, aunque la presencia de serpentinita ya ha sido reportada en algunas dorsales mesoceánicas y trincheras (Coleman, 1971). en contraste con esta teoría, la cual especifica que la serpentinita se forma en la interfase corteza oceánica-manto, la presencia de grandes regiones de rocas ultramáficas en zonas orogénicas de la tierra sugiere que esas masas pueden representar rocas de manto tectónicamente emplazadas en la corteza (Coleman, 1962).

La serpentinitización de un complejo ultramáfico puede tener lugar en distintos ambientes geológicos. Por ejemplo, la fracturación existente a lo largo de las crestas de dorsales mediooceánicas y la asociada a sistemas de fallas transformantes permiten la infiltración de agua marina hasta regiones relativamente profundas de la corteza oceánica, dando lugar a las denominadas serpentinitas de fondo oceánico ( Bonatti, 1968, Aumento y Loubat,



1971). También, la serpentización puede llevarse a cabo por procesos tectónicos que producen el emplazamiento cortical de complejos ofiolíticos y de lherzolitas orogénicas, así como por los procesos de deformación dúctil en zonas de cizalla y facturación frágil postemplazamiento (Wicks, 1984 a, b, c)

Así, las serpentinitas han sido divididas (Coleman, 1971) en tres tipos estructurales:

Serpentinita masiva. Forma macizos accidentados y resistentes compuestos por bloques individuales cortados por fracturas. En la mayoría de los casos se preserva la estructura pre-existente del protolito original y la textura de la serpentina es comúnmente de red. Las superficies intemperizadas son de color café oscura a amarillas y las superficies fracturadas frescas son de color verde olivo oscuro. Las dunitas serpentinizadas tienen superficies intemperizadas suaves, mientras las serpentinitas derivadas de harzburgita-lherzolita tienen superficies irregulares rugosas producidas por intemperismo diferencial de olivino y piroxena.

Serpentinita cizallada. Se produce en mesetas oceánicas subducidas y consiste en material cizallado rodeando bloques de serpentinitas masivas. Los fragmentos individuales pueden medir entre 7 a 0.25 pulgadas de largo; su forma es generalmente aplanada y pueden romperse fácilmente en pequeños planos. La textura original es enmascarada por el cizallamiento y dan a la serpentinita un foliación tosca. El color de este tipo de serpentinita es verde a azul-verde. El intemperismo es mucho menor que en serpentinitas masivas.

Serpentinita foliada. Forma levantamientos fuertemente concordantes con la roca metamórfica encajonante; la textura y la estructura del protolito han sido borrados completamente y los colores tienden a ser verdes, tanto en superficies intemperizadas como en frescas. La textura de red y vetas no están presentes y todos los rasgos de las serpentinitas foliadas sugieren deformación tectónica.

Serpentinita en vetas. Generalmente se desarrolla en serpentinas masivas y fracturadas como fracturas llenando o reemplazando vetas, las cuales usualmente contienen fibras de crisotilo con cantidades menores de brucita y magnetita y son la principal fuente de asbestos, las fibras llegan a ser planas y frágiles.

Por otra parte O`Hanley (1988) propone cuatro tipos de serpentización con base en su estabilidad en el diagrama P-T (Fig 6) denominandolos como regimenes A,B, C y D.

Régimen A. La serpentización se lleva a cabo con disminución de la temperatura, ocurre a presiones y temperaturas arriba del punto invariante (lizardita-talco) ó (crisotilo-talco), (Fig.6). Este tipo de serpentización retrógrada durante la cual la hidratación de olivino produce antigorita, no es común, pero ha sido reportado en la serpentinita de Glen Urquhart (Wicks, 1984 a). Dicho régimen parece ser caracterizado por presión de agua  $P(H_2O) = \text{presión geostática } P(g)$ .

Régimen B. Se localiza abajo del punto invariante (brucita-lizardita) ó (brucita-crisotilo) (Fig.6) para  $P(H_2O) < P(g)$ . En baja presión de agua ocurre la alteración de fosterita a lizardita y se producen texturas pseudomórficas. Esta alteración es probablemente metaestable porque no hay diferencias entre la química de lizardita y crisotilo en texturas pseudomórficas.

Régimen C. Se caracteriza por la reacción lizardita = crisotilo + clinocloro y ocurre abajo del punto invariante brucita-fosterita y fosterita-talco, cuando la serpentización es completa. Este régimen es característico de depósitos de asbestos de crisotilo ( Wicks and Whittaker, 1977).

Régimen D. Se produce a temperaturas y presiones arriba del punto invariante brucita-lizardita ó brucita-crisotilo pero abajo del punto invariante lizardita-talco ó crisotilo-talco. La lizardita reacciona para producir antigorita y fosterita. Estudios con microbeam rayos-X indican la formación de antigorita después lizardita, lo cual sugiere que la reacción es lizardita = antigorita + fosterita + clinocloro + agua, mas que lizardita = fosterita + clinocloro + agua como refiere Frost (1975). La secuencia común en el régimen D, ocurre arriba del punto invariante lizardita-talco ó crisotilo-talco con el incremento de la temperatura (Wicks

(Wenner and Taylor, 1974, Evans 1977; Berman et al., 1986). A bajas presiones el límite superior de estabilidad de antigorita está dado por la reacción antigorita = fosterita + talco + agua, la cual ocurre alrededor de 500 °C y presión de 2 kbar (Fig. 7 y 8). Sin embargo, trabajos recientes han mostrado que a presiones muy altas antigorita puede ser estable a temperaturas tan altas como 720 °C a 2 Gpa (Dilek, et al., 1997). Estas condiciones son propias de ambientes de subducción. El límite inferior de estabilidad de antigorita en ausencia de talco está dado por la reacción crisotilo = antigorita + brucita a temperaturas alrededor de los 300°C y presión de 2 kbar (Fig. 8).

La explicación de porque lizardita es más abundante que los otros tres polimorfos la da Moody (1976) indicando que se debe a que tiene una mejor correspondencia en su estructura cristalina con la del olivino, lo cual permite que la nucleación de ésta sea más fácil que la del crisotilo en substratos ricos en olivino. Posteriormente el crisotilo puede reemplazar a la lizardita y a la antigorita (si ésta se formó en lugar de lizardita) o bien cristalizar como relleno de fracturas. Si la serpentinita es sometida a un metamorfismo progrado, tanto la lizardita como el crisotilo son reemplazados por antigorita de acuerdo con las relaciones de fase en el sistema MSH (MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O) (Fig 6). En este diagrama se puede observar que en condiciones de baja temperatura, el aumento de presión favorece la cristalización de lizardita, ya que esta posee un volumen molar menor que crisotilo, mientras que a menores temperaturas se favorece la transformación de lizardita en crisotilo (Chernosky, 1975). La reacción de transformación de lizardita/crisotilo en antigorita marca el inicio de la deshidratación de la roca, ya que la antigorita contiene menores cantidades de H<sub>2</sub>O que lizardita o crisotilo.

Este comportamiento puede ser modificado dependiendo de factores como la composición química de las serpentinas y las condiciones de presión y temperatura en que se produzca la hidratación del protolito original. En el primer caso, un ejemplo es el incremento de la estabilidad térmica de lizardita conforme incrementa su contenido de aluminio (Caruso y Chernosky, 1979), por lo que en condiciones de baja presión lizardita rica en Al llega a ser incluso más estable térmicamente que antigorita (Caruso y Chernosky, 1979). En el segundo caso, las asociaciones minerales producidas después de la hidratación de la roca ultramáfica dependen sobre todo de la temperatura, como puede verse en el diagrama de Evans(1977) representado en la Fig. 6 y el de la Fig. 7 de

Chernosky et al. (1988). Según estos diagramas si la serpentización se produce a alta temperatura (>850°C para presiones menores a 20 kb), se puede tener la secuencia de minerales descrita por Wicks (1984 a) en las serpentinitas de Glen Urquhart (Escocia), donde el primer mineral en formarse es tremolita y a continuación se forman, con el descenso progresivo de la temperatura, clorita, talco y antigorita. El final del proceso se dá a mas bajas temperaturas (<250°C) cuando se forman las asociaciones de lizardita + crisotilo

Los minerales de serpentina pueden tener campos de estabilidad traslapados que son controlados por la composición (cantidades de Fe y Al), fugacidad de oxígeno ( $Fe^{+2}$ ,  $Fe^{+3}$ ) y actividad del  $H_2O$  (Coleman, 1971).

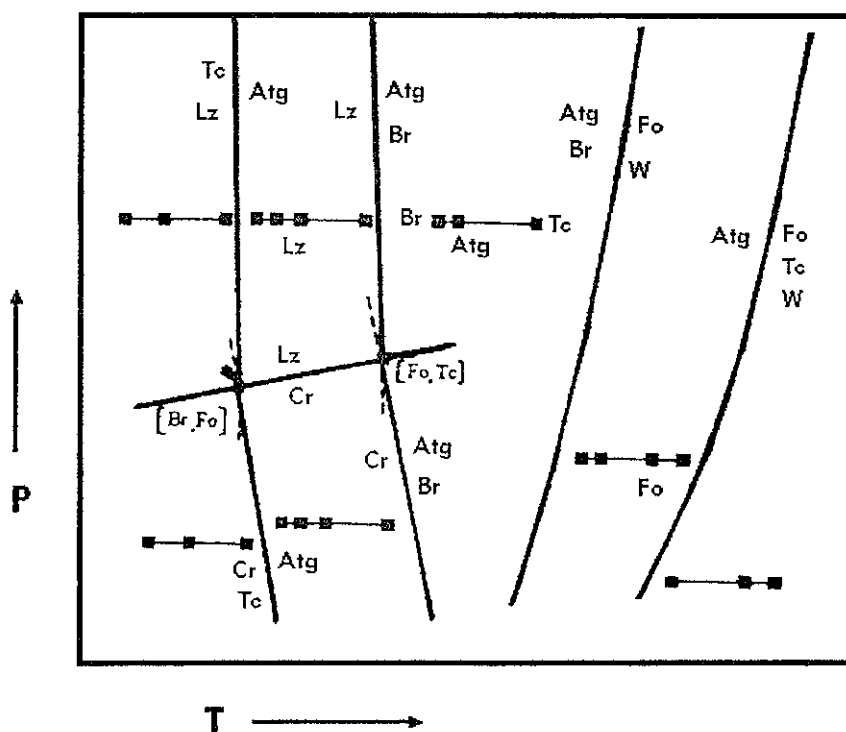


Fig.7 Diagrama presión-Temperatura teórico para el sistema MSH ( $MgO-SiO_2-H_2O$ ) según Chernosky et al. (1988). Lz=lizardita sin Al. Chr: crisotilo. Atg: antigorita. Br: brucita. Fo: forsterita. Tc: talco. W: agua.

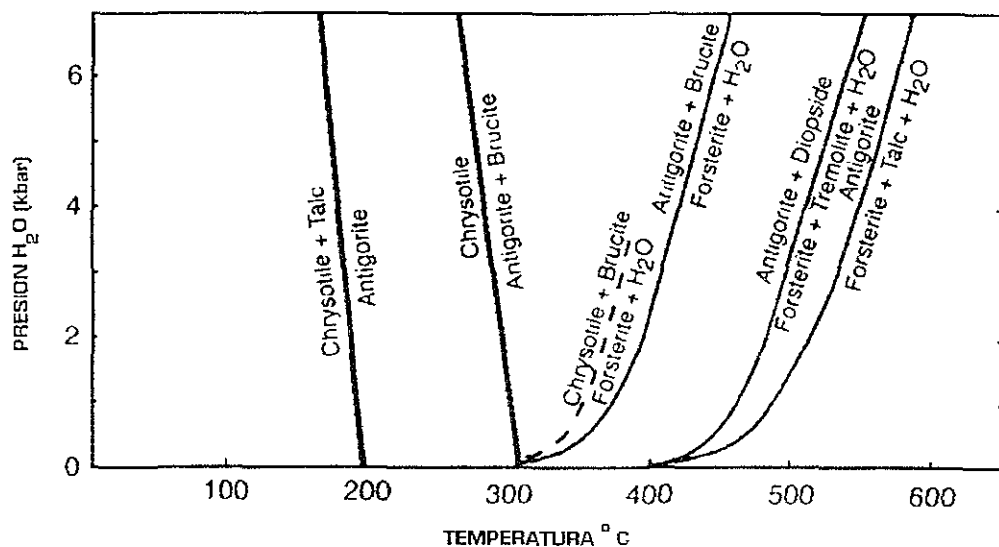


Fig. 8. Diagrama de  $P_{H_2O}$ -Temperatura (tomado de Dilek Y., et al, 1997) para reacciones en el sistema CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O.

## CAPITULO III.SERPENTINAS DEL CUERPO ULTRAMAFICO DE TEHUITZINGO.

### III.1 Localización del área de estudio y vía de acceso.

El área de estudio, se encuentra ubicada en Tehuitzingo, al Sur de Puebla (Fig. 9) en uno de los cuerpos ultramáficos del Complejo Acatlán, de edad paleozoica premisisíca definida por Ortega-Gutiérrez (1978) y se encuentra en la formación Xayacatlán.

Las 20 muestra estudiadas por lo métodos que se describen posteriormente fueron colectadas en dos zonas (Fig. 10, Tabla 5) comprendidas respectivamente entre los paralelos 18°18'25" y 18° 18'44" de latitud norte y entre los meridianos 98° 19'39" y 98°20'09" de longitud oeste en la barranca llamada El Tigre, y entre los paralelos 18° 18'18" y 18° 17'45" y meridianos 98° 19'40" y 98° 19'39" de longitud oeste en la barranca denominada Venaditos.

La vía principal de acceso a Tehuitzingo es la carretera federal 190 (México-Oaxaca, km. 210) de donde se toma el camino secundario a la población de Tecolutla más cercana a la zona del muestreo. Debido a la escasa precipitación pluvial las vías de comunicación a las barrancas El Tigre y Venaditos están transitables. La barranca El Tigre y Venaditos se encuentran a una distancia de 5 km al Oeste y de 7 km al SW respectivamente de Tehuitzingo.

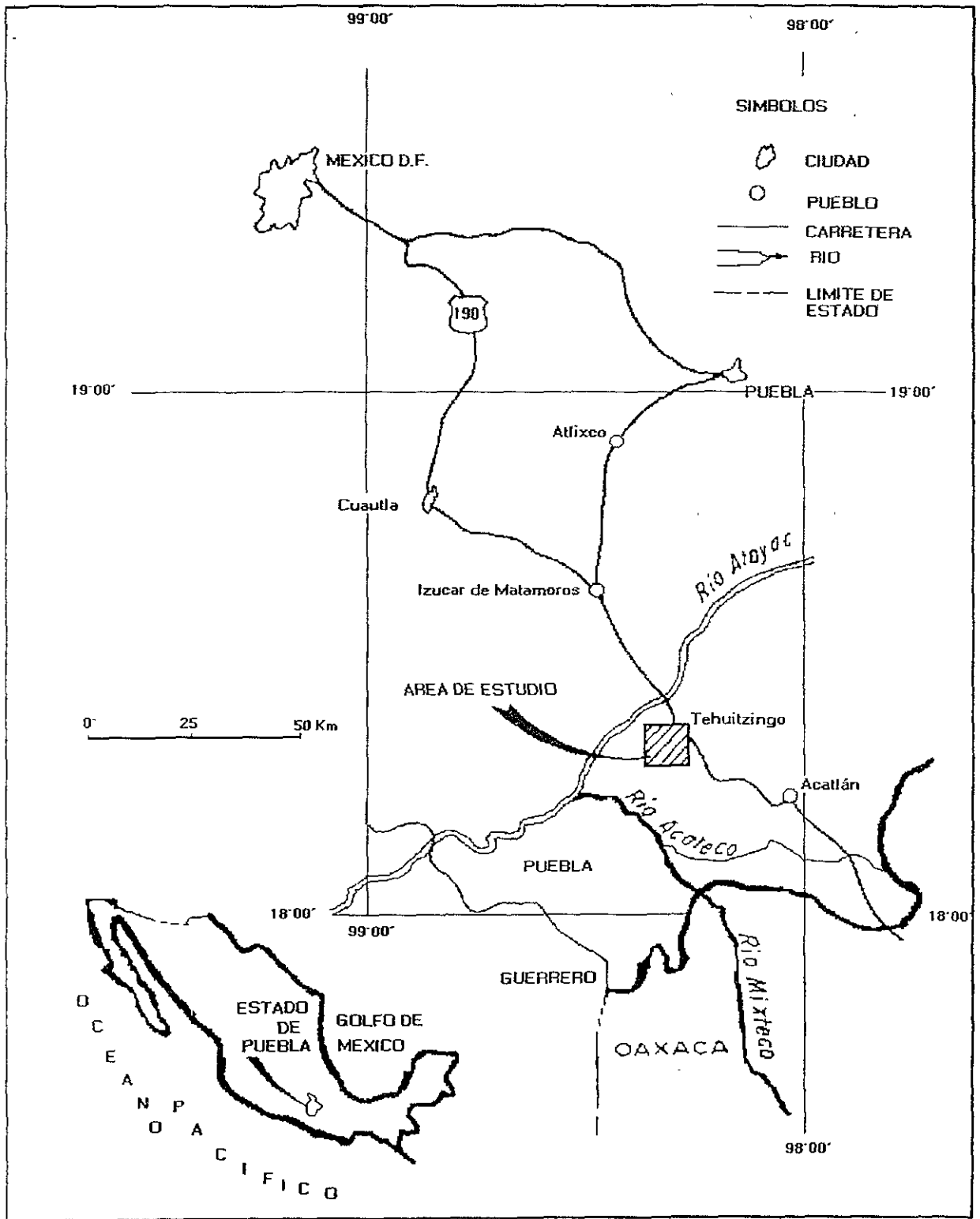


Fig.9 . Area de estudio Tehuizingo, al Sur de Puebla.

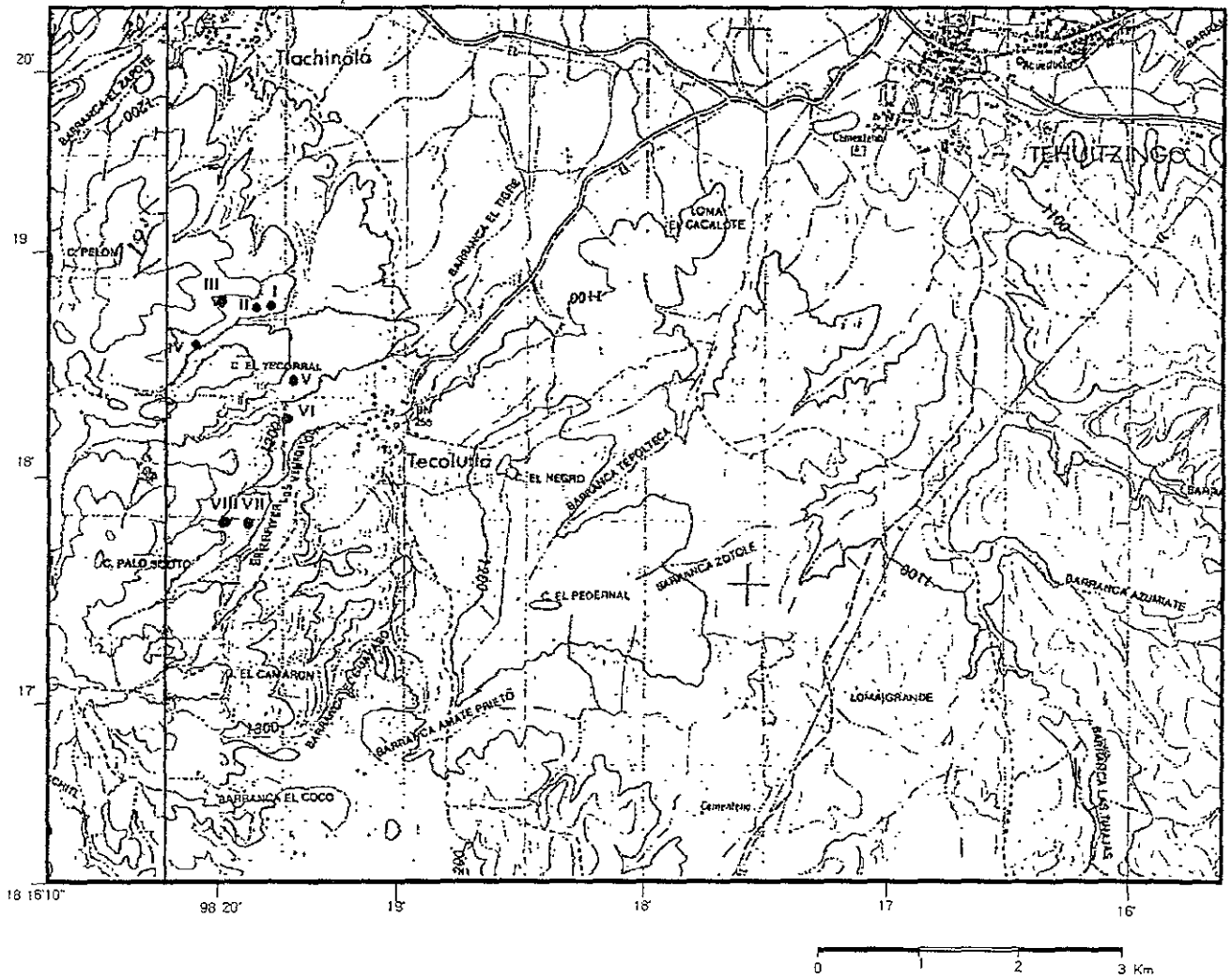


Fig.10. Localización geográfica de las localidades muestreadas en el área de Tehuizingo, Sur de Puebla (Carta topográfica Tehuizingo, 1981 INEGI)..



LOCALIDAD	MUESTRA	COORDENADAS
I - BT	TE-1, TE-2, TE-3	18° 18' 44" 98° 19' 38"
II - BT	TE-4, TE-6000	18° 18' 44" 98° 19' 46"
III - BT	TE-5, TE-6	18° 18' 44" 98° 20' 09"
IV - BV	TE-7, TE-8, TE-9	18° 18' 34" 98° 20' 11"
V - BV	TE-10, TE-11	18° 18' 25" 98° 19' 39"
VI - BV	TE-12, TE-13, TE-14, TE-16, TE-17.	18° 18' 18" 98° 19' 40"
VII - BV	TE-18, TE-15	18° 17' 45" 98° 19' 40"
VIII - BV	TE-19	18° 17' 40" 98° 19' 59"

Tabla 5. Localización de las localidades muestreadas en el área de estudio que comprenden a la Barranca el Tigre (BT) y a la Barranca Venaditos (BV) en Tehuiztzingo, Sur de Puebla.

### III.2. Geología Regional.

El Complejo Acatlán (CA) de edad paleozoica (Salas, 1949, Ortega-Gutiérrez, 1978), es la unidad litoestratigráfica que representa la evolución geológica del sur de México. Lateralmente (Fig. 11; Ortega-Gutiérrez, 1981 b), el Complejo Acatlán tiene una extensión superficial de entre 10,000-15,000 km<sup>2</sup>. Sus afloramientos mas orientales están al sur de Tehuacán, en el Estado de Puebla cerca del limite con el Estado de Oaxaca. Hacia el norte y hacia el poniente el Complejo Acatlán queda cubierto discordantemente por rocas marinas plegadas del Mesozoico y continentales sin plegamiento del Cenozoico. Su limite meridional se considera tectónico contra el complejo Xolapa (Ortega-Gutiérrez, 1981 b).

El CA ha sido subdividido (Ortega-Gutiérrez, 1978) en dos subgrupos: Subgrupo Acateco y Subgrupo Petlalcingo, además se incluyen dos unidades metagraníticas (Granitoide Esperanza y Tronco Totoltepec) y otra mas granítica ( Diques San Miguel) en la Tabla 6, se resume la subdivisión litoestratigráfica para el CA.

Con base en las características litoestratigráficas, estructurales, tectónicas y geocronológicas del Complejo Acatlán, es posible reconocer en éste la gran mayoría de las etapas de un ciclo orogénico Wilson ( Dewey y Burke, 1974) de edad Paleozoico (Ortega-Gutiérrez, 1981b). El "ciclo tectónico Wilson" que formó al sistema Apalachiano-Caledoniano esta constituido por las siguientes etapas geológicas (Ortega-Gutiérrez, 1981 a) Abertura del océano proto-Atlántico (Wilson, 1966). b) Expansión de este océano y depósito de secuencias en sus dos márgenes. c) Convergencia y formación de una ó mas zonas de subducción donde es consumido lapetus y sus mares marginales. d) Colisión final de las masas continentales paleoamericana y euro-afroasiática, quedando como sutura los complejos ofiolíticos con sus grados diversos de tectonización.

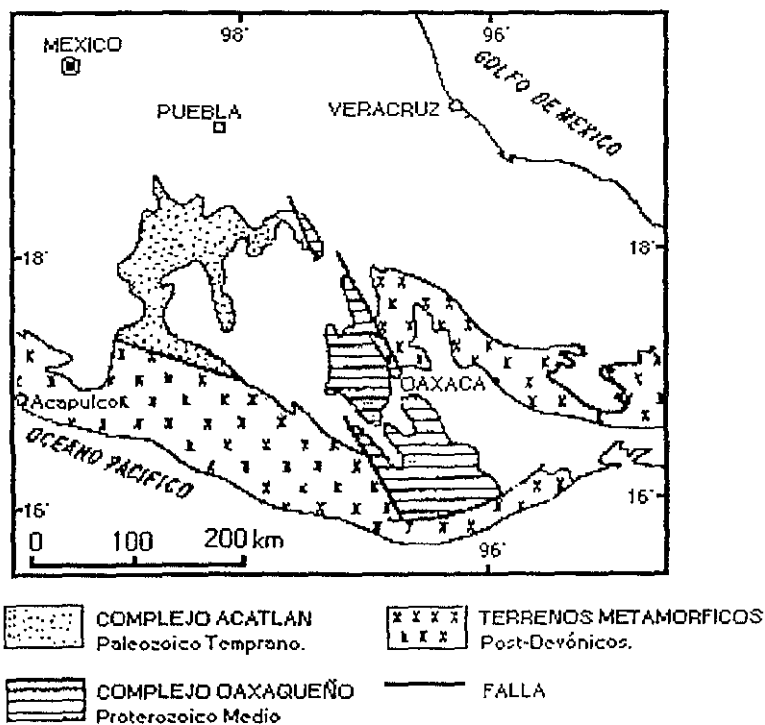


Fig. 11. Distribución de los terrenos cristalinos postdevónicos y premisisípicos del Sur de México (Ortega-Gutiérrez, 1981 b).

COMPLEJO ACATLÁN	DIQUE SAN MIGUEL		
	TRONCO DE TOTOLTEPEC		
	GRANITOIDE ESPERANZA		
	SUBGRUPO	Metasedimentario	Formación Tecomate
	ACATECO	Magmático	Formación Xayacatlán
	SUBGRUPO		Formación Cosoltepec
	PETLALCINGO	Metasedimentario	Formación Chazumba
			Migmatita Magdalena

Tabla 6. Unidades litoestratigráficas del Complejo Acatlán (según Ortega-Gutiérrez, 1978).

A continuación se da una descripción breve de las unidades litoestratigráficas (Tabla 6) que constituyen al Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978) como marco geológico regional que ubica el cuerpo ultramáfico de la Formación Xayacatlán bajo estudio.:

Dique San Miguel. Es un conjunto de intrusiones tabulares que incluyen tonalita de hiperstena, granito de muscovita y granate, granito de biotita, pegmatita y apilita.

Tronco de Totoltepec. Es una intrusión trondhjemitica débilmente deformada y metamorfoseada.

Granitoide Esperanza Esta constituida por rocas graníticas, aplíticas y pegmatíticas, con intercalaciones de bandas metasedimentarias y de rocas verdes. En ciertas areas se mezcla con rocas verdes de la Formación Xayacatlán. El conjunto forma un complejo cataclástico de protomilonita-milonita-ultramilonita recrystalizado.

Subgrupo Acateco : Este subgrupo consiste de dos formaciones, en su parte inferior la formación Xayacatlán y en la parte superior la Formación Tecomate.

#### Formación Xayacatlán.

El nombre proviene del poblado de Xayacatlán, estado de Puebla. La edad probable de la "ofiolita Xayacatlán" es ordovícica temprana o cámbrica (Ortega-Gutiérrez, 1981). Existe la opinión de que la formación Xayacatlán es una ofiolita emplazada durante una colisión continental, resultado del cierre del antiguo oceano lapetus. La Formación Xayacatlán consiste en esquisto verde, anfibolita, metagabro, eclogita, serpentinita, milonita, esquistos pelíticos (filonítico) y cuarcita. Ortega-Gutiérrez (1978), menciona que es probable que la secuencia original consistió en un complejo ofiolítico formado por peridotita-gabro-dolerita-basalto y sedimentos pelágicos asociados. Reagrupando las serpentinitas (metaperidotita), metagabro, esquistos verdes y anfibolitas (metabasalto y metadoleritas) en orden estructural ascendente se tendría la secuencia de un conjunto típicamente ofiolítico. Las serpentinitas se presentan en cuerpo lenticulares que varían en espesores desde unos cuantos metros hasta un máximo aproximado de 1,000 m. De acuerdo a los estudios de Ortega-Gutiérrez (1978) en general los minerales en la serpentinita son crisotilo/lizardita y antigorita, con cantidades menores de magnetita, hematita, talco, clorita y brucita. Al microscopio, la textura de las serpentinitas varia desde no foliada hasta intensamente foliada o milonítica. Carballido-Sánchez y Delgado-Argote (1989) indican que el contenido mineralógico principal en el esquisto de serpentina consiste en masas foliadas de serpentina (crisotilo y lizardita (?), y como mineral accesorio dominante esta la magnetita en forma de vetillas No encuentran minerales ni textura originales, por lo que consideran que el grado de serpentización de esta unidad es cercano al 100% (Ortega-Gutiérrez, 1981a)

### Formación Tecomate

Consiste en una secuencia de rocas marinas formada por "limos, grauvacas, conglomerados deformados, areniscas cuarzosas y calizas laminadas", expuestas al suroriente de Acatlán asignándoseles una edad Devónico sobre la base de sus diferencias litológicas comparadas con el resto de las unidades del Complejo Acatlán. La Formación Tecomate generalmente sobreyace discordantemente a la Formación Xayacatlán a lo largo de un contacto paralelo que puede incluso estar en posición horizontal. Ortega-Gutiérrez, (1975), menciona que por las características geológicas de la formación, en general muestra una evolución paralela al resto de las unidades del CA, asignado al Paleozoico temprano. Su origen marino, es obvio por la presencia de intervalos calcáreos con fósiles marinos. La presencia de conglomerados, caliza clástica, arcosas y su aparente transición a la formación sobreyacente que contiene hierro sedimentario (magnetita-hematita), indican un ambiente marino de depósito somero para esta Formación (Ortega-Gutiérrez, 1981a).

### Formación Cosoltepec.

La parte basal de la unidad está compuesta por un intervalo intermezclado de anfibolita-cuarcita; en su parte media por esquistos psamíticos y pelíticos, esquisto de talco, roca verde, rocas manganesíferas y metapedernal, y en la parte superior filitas cuarzosas y cuarcitas (Ortega-Gutiérrez, 1981a).

### Formación Chazumba.

Está compuesta de esquistos de biotita cuarzosos y cuarzo impuro encerrando una unidad metagabroica estratificada pequeña. El protolito es una secuencia de matapsamitas y metapelitas que representan un flysch depositado en la pendiente de un margen continental de paleogeografía desconocida (Ortega-Gutiérrez, 1993, 1981a)

### Migmatita Magdalena.

De composición original cuarzo-feldespática-calcárea-pelítica, su componente neosomático es de carácter granítico a granodiorítico, mientras que el protolito fué probablemente una sucesión de arcillas calcáreas, areniscas, calizas y dolomías. La formación está constituida también por restitas de anfibolita, calcilicatas, mármol y frecuentes intervalos de gneis granítico (Ortega-Gutiérrez, 1981a)

### **III.3 Metodología.**

Con el objeto de entender mejor los procesos de serpentización y posibles protolitos que precedieron la serpentización se tomaron 20 muestras representativas de la diversidad litológica que contiene el cuerpo serpentizado de Tehuizingo. Cada muestra colectada fué dividida en dos partes, una parte fué preparada en láminas delgadas para ser analizadas en el microscopio petrográfico y en el microscopio electrónico de barrido mientras otra parte fué molida a malla 200 para ser analizada por las técnicas de fluorescencia de rayos X, difracción de rayos X, microscopía electrónica de transmisión y espectroscopía Mössbauer.

#### **Análisis petrográfico en el microscopio óptico (MO)**

Preparé láminas delgadas con la colaboración de personal del taller de laminado en el Instituto de Geología pegando rebanadas delgadas de muestras de serpentinita a un portaobjetos de vidrio, después se desgastaron primero con lijas y después con alumina de diferentes tamaños de grano (200 a 800 mesh) hasta obtener una capa fina de roca de 30  $\mu\text{m}$ . El grosor fué estimado usando el color de interferencia de los minerales en la sección delgada (Gribble and Hall, 1992). Después fueron analizadas en el microscopio petrográfico, aplicando técnicas rutinarias de mineralogía óptica para el reconocimiento preliminar de las especies minerales presentes en las serpentinitas y sus condiciones texturales. La terminología usada para describir las texturas de las serpentinas esta basada en la propuesta por Wicks y Whittaker (1977).

#### **Análisis químico con la técnica de microscopía electrónica de barrido (EPMA).**

Las láminas delgadas pulidas recurbiertas con grafito para el análisis químico cuantitativo en el microscopio electrónico de barrido (MEB), se analizaron por esta autora en el Applied Research Lab. (ARL-SEM-Q), en la Universidad de Sta. Cruz California USA, con la técnica conocida como "electron probe microanalysis" (EPMA) usando tres de los nueve espectrómetros de dispersión por longitud de onda de rayos x (WDS) que posee dicho equipo. Las condiciones de operación fueron las siguientes: 15 Kv, corriente del haz de 10 nA, diámetro del haz 2  $\mu\text{m}$ , tiempo de adquisición de 30 s. para todos los elementos.

Los estándares externos utilizados fueron olivino para Si, Fe y Mg, kersutita para Ti, Na y Mn, diopsida para Ca, ortoclasa para K y corindón para Al. También se realizaron microanálisis semicuantitativos y fotomicrofotografías de minerales asociados y texturas de serpentinas en un microscopio electrónico de barrido (MEB) JEOL 35CF en la Fac. de Química de la UNAM.

#### **Análisis de la microestructura por microscopía electrónica de transmisión (MET)**

La microestructura de la serpentina predominante en las muestras la analicé por medio del MET. Las muestras previamente molidas, fueron disgregadas en alcohol por medio de ultrasonido; después la muestra se montó en una rejilla de 400 mesh con membrana de colodion y se observó en un MET-JEOL/2010 a 200 Kv en modo normal a aumentos de 150 K, 250 K y 400 K.

#### **Análisis mineralógico por difracción de rayos-X (DRX).**

Los polimorfos de serpentina fueron identificados por la técnica de difracción de rayos X. El análisis por DRX fue realizado por la Dra. Leticia Baños en el Instituto de Investigación en Materiales de la UNAM. Las muestras fueron molidas en un mortero de ágata para obtener un tamaño de grano de 200 mesh, y luego escaneadas desde  $2^\circ$  a  $70^\circ$   $2\theta$  a  $1^\circ$  por minuto en un difractómetro Siemens-Socabin D5000 con monocromador de grafito, con un detector de estado sólido usando radiación  $\text{Cu K}\alpha$  ( $\lambda$  1.5418) a 35 Kv y 30 mA. La identificación se realizó usando la base de datos ICDD (International center of diffractor data).

#### **Análisis de serpentinitas por fluorescencia de rayos X (FRX).**

El análisis químico de roca total fue realizado por FRX por el M.C. Rufino Lozano en el laboratorio de FRX-LUGIS del Instituto de Geología en la UNAM. Mediante un espectrómetro secuencial SIEMENS SRS 3000 con tubo con ánodo de Rh. Los elementos mayores fueron analizados en muestra fundida, usando el programa MAJORS.QAN; el monitor usado fue la muestra de referencia JP1.

### **Análisis por la técnica de Espectroscopía Mössbauer (EM).**

Muestras molidas de serpentinitas fueron analizadas por espectroscopía Mössbauer por el Ing. Noel Nava, donde cada muestra consistió de aproximadamente 70 mg de material en polvo. Los espectros Mössbauer fueron colectados a temperatura ambiente usando un espectrómetro Austin Science Associated, del Instituto Mexicano del Petroleo. El espectrómetro fue operado en el modo convencional de aceleración constante (Cohen et al. 1963) acoplado a un contador proporcional de Kr y un analizador multicanal de 512 canales trabajando en modo multiescalador. El corrimiento isomérico es dado relativo al  $\alpha$ -Fe y la amplitud de las líneas individuales de absorción en el espectro de calibración fueron de aproximadamente 0.28 mm/seg, con una fuente radioactiva de  $\text{Co}^{57}$ , 2 mCi (milicuries) en una matriz de Rh.

### **III.4 Petrografía.**

Todas las muestras fueron estudiadas bajo el microscopio óptico (MO) petrográfico en sección delgada, con el objeto de conocer en general su mineralogía y determinar sus texturas con fines petrogenéticos. En la Tabla 7 se presenta un resumen de las fases mineralógicas determinadas.

#### **a) Serpentinias.**

Las serpentinas presentan en luz paralela dos colores transparente y ligeramente pardo amarillo en luz paralela, hábito elongado y relieve bajo. En luz polarizada muestran un crucero fibroso y la birrefringencia colores característicos de primer orden. En cristales alargados de la textura interpenetrante se midió elongación y extinción, así la elongación resultó ser positiva ( $\gamma$ -serpentina) y la extinción recta.



2. El carbonato se observó con color ligeramente café ó sin color en luz paralela. Presenta un hábito subedral, crucero romboedral y relieve moderado. Se encontró frecuentemente formando agregados y vetas compuestas de dolomita (determinada por microsonda) atravezando la serpentina (muestra Te-1, Te-3, Te-4, Te-5, Te-6) y tambien se observó siendo atravezado por agujas interpenetrantes de serpentina, además se distinguió a calcita y dolomita reemplazando a la textura celular poligonal de serpentina (muestra Te-9 ). Algunas vetas de carbonato se observaron paralelas al plegamiento en las muestras que mostraron dicho efecto es decir, también fueron plegadas despues de la serpentinización inicial.
3. La epidota existe de manera importante solamente en dos muestras (Te-2 y Te-16) mostrándo color café en luz paralela debido a la presencia de titanio (determinado por microsonda) y sin pleocroismo. Se distingue por su hábito columnar y tamaño de grano de  $110\mu\text{m}$ . En luz paralela se observó con relieve moderado y su figura con nicoles cruzados fué biáxica negativa. Además, se detectaron algunas inclusiones de rutilo? en la epidota (determinadas por MEB).
4. Los opacos en su mayoría están compuestos por magnetita (determinada por microsonda) y se observaron formando agregados con tamaños desde  $22\mu\text{m}$  hasta  $660\mu\text{m}$  alrededor de profidoblastos de serpentina (muestras Te-3, Te-6). Tambien se encontró frecuentemente en vetas de carbonato (muestra Te-4 y Te-9) y distribuidos a lo largo de las vetas de carbonato de manera paralela al plegamiento (muestra Te-1) y a la foliación.
5. La cromita es escasa (muestras Te-3, te-5 y Te-6) y se observó en ocasiones (Fig. 7 Apédice VII.2a) zoneada, con un núcleo menos oscuro compuesto principalmente por cromita y rodeada por una zona más oscura y externa compuesta por ferritcromita y magnetita (fases determinadas con microsonda).
6. La hematita escasa se identificó por su matiz rojizo en luz polarizada en la muestra Te-15. Se observó formando agregados de aproximadamente  $165\mu\text{m}$  ó pequeños cristales aciculares ó euedrales menores a  $2\mu\text{m}$  distribuidas en la matriz de serpentina.



### III.5 Asociaciones mineralógicas y texturas.

La asociación mineralógica determinada en la mayoría de las muestras, producto del conjunto de etapas de serpentización fué antigorita + magnetita + carbonato + talco en pequeñas cantidades. Pero también se encontraron aunque en menor proporción lizardita y crisotilo, además de otros minerales accesorios como cromita y ferritcromita, clinocloro, cuarzo, clorita, anfíbola y epidota. Las fases minerales determinadas en cada muestra así como el método usado para su identificación se ilustran en la Tabla 8.

Además por medio de los análisis realizados por microsonda (WDS), por DRX (Tabla 8) y las evidencias texturales se determinó que la serpentina predominante en el área de estudio es antigorita, lo cual indica condiciones de formación muy diferentes a las comunes para lizardita y crisotilo. Cuando antigorita es registrada como la serpentina predominante, se considera un metamorfismo de tipo progrado. (Coleman, 1971; Wicks y O'Hanley, 1988), con temperaturas más altas de serpentización ( $>300^{\circ}\text{C}$ ) que para lizardita y crisotilo (Fig. 8) y una  $P(\text{H}_2\text{O})$  con límite superior de alrededor de 2 Kbar. Aunque en algunos casos se ha encontrado antigorita en temperaturas hasta de aproximadamente  $720^{\circ}\text{C}$  (Dilek et al., 1997), bajo muy altas presiones (2 Gpa) correspondientes a un evento de subducción. Pero el evento de serpentización que dio lugar a la formación predominante de antigorita se trata más bien de una etapa de colisión continente-continente. Otro rasgo observado en la mineralogía de las muestras fué la ausencia de brucita (Tabla 8) lo cual es debido a que el protolito es una harzburgita (comunicación verbal del Dr. Fernando Ortega-Gutiérrez, Feb-2001; Carballido-Sánchez y Delgado-Argote 1989; cálculo de la norma en este trabajo). Así no hay exceso de MgO para formar brucita pues la razón de  $\text{MgO}/\text{SiO}_2$  para las harzburgitas es  $\approx 1.02$  y para las dunitas es de 1.23 (Coleman, 1971).

AREA	MUESTRA	FASES DETERMINADAS															
		Srp	Ctl	Mag	S	F	Chr	Mgs	Cal	Tlc	Dol	Qtz	Hbl	Chl	Ccl	Ep	PI
BT	Te-1	m,d	-	d,m	-	m	d	-	-	-	m,d	-	-	-	d	-	-
BT	Te-2	d	-	d	-	-	d	-	-	-	d	-	-	-	d	m	m
BT	Te-3	d,m	-	d,m	-	-	m,d	-	d	-	-	-	-	-	d	-	-
BT	Te-4	d,m	-	d,m	-	-	-	-	d	-	-	-	-	-	-	-	-
BT	Te-5	d,m	-	d,m	m	-	-	-	d,m	-	-	-	-	-	d	-	-
BT	Te-6	d,m	-	d,m	-	m	m,d	-	-	-	-	-	m	m	d	-	-
BV	Te-7	-	-	d	-	-	-	d	d	-	d	d	-	-	d	-	-
BV	Te-8	d	-	d	-	-	-	-	d	-	-	-	-	-	d	-	-
BV	Te-9	d,m	d	d	m	-	-	d,m	d	m	m	-	-	-	d	-	-
BV	Te-10	d	d	d	-	-	-	d,m	-	-	-	-	-	-	d	-	-
BV	Te-11	-	-	-	-	-	-	d,m	-	-	-	d	-	-	d	-	d
BV	Te-12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	d	-	d	-	-
BV	Te-13	-	-	-	-	-	-	-	d	-	-	-	-	-	-	-	d
BV	Te-14	-	d	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BV	Te-15	m	-	m	-	-	-	-	m	-	-	-	-	-	-	-	-
BV	Te-16	-	-	-	m	-	-	-	-	-	-	-	m	-	d	m	-
BV	Te-17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	d	-	-
BV	Te-18	d,m	d	d,m	-	-	-	-	d	-	-	-	m	m	d	-	-
BV	Te-19	m	-	-	-	-	-	-	m,d	-	-	-	-	-	-	-	-

Srp=antigorita, Ctl=clinocrisotilo, Mag=magnetita, S=sulfuros de (Fe,Ni y/o Cu), Fe=ferritcromita, Chr=cromita, Mgs=magnesita, Cal=calcita, Tlc=talco, Dol=dolomita, Qtz=cuarzo, Chl =clorita, Ccl=clinocloro Ep=epidota, PI =albita. Abreviaciones de Kretz (1983).

Tab. 8 Registro de minerales determinados por las técnicas de microanálisis por dispersión de energía de rayos X (m) y difracción de rayos X (d), en las serpentinitas colectadas en la Barranca el Tigre (BT) y en la Barranca Venaditos (BV), en Tehuitzingo, Sur del estado de Puebla.

La identificación de las diferentes texturas relacionadas con los polimorfos de serpentina encontradas en las muestras analizadas se basó en los resultados obtenidos del análisis de DRX y en las observaciones al microscopio petrográfico usando los criterios aplicados por Wicks y Whittaker (1977) para las serpentinas.

1. Texturas no-seudomórficas (Tabla 7). Las texturas no-seudomórficas están compuestas por estructuras tabulares, de placas ó agujas (Apéndice VII.2a Figs. 5, 22 y 25) constituyendo patrones interpenetrantes (Apéndice VII.2a Figs. 18) compuestos principalmente de antigorita y en menor cantidad por lizardita y crisotilo remplazando a la primera (Apéndice VII.2a Fig. 6). Las texturas interpenetrantes usualmente comienzan a desarrollarse formando conjuntos de hojas con aspecto parecido a un abanico (Apéndice VIII.2a Fig 13); conforme progresa la recristalización se forman más hojas hasta comenzar a interferirse y así desarrollar la textura interpenetrante (Apéndice VIII.2a Figs. 9 y 14) en la matriz de



## MICROESTRUCTURA CRISTALINA POR MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE TRANSMISIÓN (MET)

Por otra parte, la microestructura cristalina de los minerales de serpentina fue difícil de estudiar en el MET, pues debido al tamaño fino de su grano son muy sensibles al haz de electrones que vuelve a su estructura amorfa (Apéndice VII.2b, Fig 38). No obstante antigorita mostró ser más resistente al haz comparado con crisotilo y lizardita. Así se observó con mayor abundancia la superestructura modular de antigorita y en menor proporción crisotilo y lizardita. En antigorita fue posible observar su estructura característica corrugada (Apéndice VII.2b Fig 39), en un plano perpendicular al eje 'b', paralelo a (010). Además se distinguieron las franjas de la red cristalina de antigorita (Apéndice VII.2b Fig 40) en el plano (100). La estructura cristalina cilíndrica característica de crisotilo fue claramente distinguida, aunque fue muy difícil de encontrar en primer lugar porque su frecuencia fue mínima en algunas muestras y en segundo lugar por su sensibilidad al haz electrónico. La vista transversal de las fibras de crisotilo en el plano (020) muestran su aspecto circular (Apéndice VII.2b Figs. 42 y 43), con un diámetro interno y externo de entre 90 a 120 Å y de entre 166 a 232 Å respectivamente. También fue posible reconocer la presencia de lizardita con su estructura característica curvada en la muestra Te-18 (Apéndice VII.2b Figs. 44 y 45) donde se encontró junto con crisotilo. El diámetro determinado en las vistas transversales de las fibras de crisotilo es pequeño comparados con otros estudios como el de Yada (1971), quien encuentra diámetros de fibras normales de entre 200 a 270 Å y de fibras más grandes de 650 Å, que indican diferentes etapas de crecimiento. Entonces el tamaño pequeño de las fibras en esta muestra, podría indicar que crisotilo esta en la primera etapa de crecimiento en la que comienza a sustituir a antigorita, como se sugiere sucedió en la última etapa de serpentinización.

### III.6 Espectroscopía Mössbauer.

Los espectros Mössbauer obtenidos del análisis de algunas serpentinitas se muestran en el Apéndice VII.4. El desplazamiento isomérico se da con respecto al  $\alpha$ -Fe y los parámetros de dichos análisis así como la relación  $Fe^{+3} / Fe^{+2}$ , se presentan en la Tabla 9.

Como puede verse la relación  $Fe^{+3} / Fe^{+2}$  tiene valores que están entre 0 y 1.87, lo que refleja una ligera tendencia para que sea  $Fe^{+2}$  el que entra principalmente a la capa octaédrica. Los espectros Mössbauer muestran en la mayoría de las muestras analizadas por este método la presencia de hierro principalmente como FeO y en menor proporción como  $Fe_2O_3$ . Además, en todos los espectros Mössbauer obtenidos, se encontraron picos que corresponden principalmente al hierro contenido en dos fases: una magnética y otra estructural (Apéndice VII.4, Figs. 1a-1e). La parte magnética se infiere que corresponde principalmente a magnetita y la estructural, predominantemente a serpentina y en menor proporción a hematita (la relación  $Fe^{+3} / Fe^{+2}$  señala una menor tendencia para que el hierro sea  $Fe^{+3}$ ).

En la muestra Te-14, donde no se presenta la fase magnética, pueden verse los dobletes correspondientes a la serpentina. Este espectro consiste en dos dobletes compatibles con  $Fe^{+2}$  y  $Fe^{+3}$ , el  $Fe^{+2}$  en posición octaédrica y el  $Fe^{+3}$ , posiblemente tanto en la posición octaédrica como en la tetraédrica. Los dobletes de  $Fe^{+2}$  para todas las muestras analizadas por Mössbauer (Tabla 4) fueron similares [QS (25 °C) = 2.52 mm/seg y IS (25 °C) =  $1.14 \pm 0.05$  mm/seg].

La mayoría de los parámetros obtenidos para el  $Fe^{+2}$  y  $Fe^{+3}$  son compatibles con los reportados para las serpentinas (Rozenon et. al., 1979; Blaaw et. al., 1979; Taylor et. al., 1968) y específicamente los dobletes en los espectros Mössbauer (Apéndice VII.4, Figs. 1a-1b) coinciden con los registrados para antigorita, así por ejemplo el hierro divalente en los filosilicatos comúnmente se localiza entre 0.0 mm/seg y 2.5 mm/seg. Por otro lado los dobletes del  $Fe^{+3}$  atribuidos a la posición tetraédrica se ha visto que generalmente presentan desplazamiento cuadrupolar muy similar que no permite resolverlos fácilmente por lo que es necesario llevar a cabo corrimientos a una menor velocidad para poder resolverlos. Así el  $Fe^{+3}$  puede encontrarse tanto en el sitio tetraédrico como en el octaédrico pero se sugiere que este ión se encuentra predominantemente en posición tetraédrica ya que de acuerdo a Bancroft et. al. (1967) el hierro ferrico en la posición octaédrica puede distorsionar más esta capa, produciendo un mayor desajuste en la estructura de la serpentina. Es necesario realizar un estudio completo con esta técnica para determinar los dobletes de crisotilo y lizardita que generalmente son más complejos que los de antigorita,

comunmente presentan tres dobletes y los del  $\text{Fe}^{+3}$  son frecuentemente más anchos que antigorita (Rozenon et. ál., 1979).

MUESTRA	ESTADO DE OXIDACION	I. S. * (mm/seg)	Q.S.** (mm/seg)	CAPA	RELACION $\text{Fe}^{+3} / \text{Fe}^{+2}$
Te-03	$\text{Fe}^{+2}$ $\text{Fe}^{+3}$	1.11 0.12	2.52 0	Octaedral Oct-Tetraedral	1.87
Te-05	$\text{Fe}^{+2}$ $\text{Fe}^{+3}$	1.11 0.21	2.52 0	Octaedral Oct-Tetraedral	1.18
Te-09	$\text{Fe}^{+2}$ $\text{Fe}^{+3}$	1.11 0.228	2.52 0.715	Octaedral Oct-Tetraedral	1.95
Te-14	$\text{Fe}^{+2}$ $\text{Fe}^{+3}$	1.11 0.10	2.52 0.715	Octaedral Oct-Tetraedral	0.38
Te-19	$\text{Fe}^{+2}$ $\text{Fe}^{+3}$	1.21 0.12	2.52 0.98	Octaedral Oct-Tetraedral	0.80
Te-6000	$\text{Fe}^{+2}$ $\text{Fe}^{+3}$	1.21 0.12	2.52 0	Octaedral Oct-Tetraedral	1.54

Tabla 9. Parametros Mössbauer de las serpentinitas analizadas. \*IS=desplazamiento isomerico, \*\*QS=desdoblamiento cuadrupolar.



### III.6 Química.

#### MICROSONDA ELECTRONICA

En la tabla I (Apendice VII.1) se presentan los resultados de treinta y siete microanálisis realizados en serpentinitas por medio de la técnica cuantitativa WDS (espectrometría por dispersión de longitud de onda de rayos X). La fórmula química estructural para las serpentinas fué calculada en base al metodo de "28 cargas negativas" que considera el número de iones con base en 14 Oxígenos y ésta varió entre:  $Mg_{2.63}Si_2Fe_{0.06}Al_{0.05}O_5(OH)_4$  y  $Mg_{2.86}Si_{1.95}Fe_{0.05}Al_{0.07}O_5(OH)_4$ . Sin embargo es posible calcularla por varios métodos; por ejemplo Page (1966) propone el método llamado del "hidrógeno equivalente". El cálculo se basa en 18 (O,OH) y tambien Whittaker y Wicks (1970) proponen otro método llamado de " 28 cargas negativas " que considera el cálculo con base en 14 Oxígenos. El primero no es muy recomendado para antigorita pues se ha visto que produce valores más altos de Si y Mg . Se señala en Whittaker y Wicks (1970) que el método más satisfactorio de estos dos es el método de 14 Oxígenos. Sin embargo, es importante decir que no hay un método completamente satisfactorio para antigorita, debido a que por razones estructurales, debería mostrar valores más bajos de Mg y OH que la antigorita ideal (Zussman 1954 ; Kunze 1956,1958). Así, las composiciones de la fórmula estructural determinada para las serpentinas de Tehuizingo concuerda con las composiciones más frecuentes registradas por Guggenheim y Eggleton, (1988) para antigorita, quien reporta las siguientes fórmulas estructurales:  $Mg_{2.7}Si_2O_5(OH)_{3.4}$  y  $Mg_{2.85}Si_2O_5(OH)_{3.7}$ .

Por otra parte, con relación a la composición química se puede ver en la Tabla 1 (Apéndice VII.1) que la mayoría de los valores de  $SiO_2$  caen en un rango que varía desde un 41% hasta un 44% en peso. Una excepción se presentó en uno de los análisis de la muestra Te-3 con valores bajos de  $SiO_2$  (36.34% en peso) y altos de MgO (45.51% en peso) comparados con la mayor parte de los análisis. Además, su contenido de  $Al_2O_3$  es mayor al 1% en peso, por lo que probablemente se trata de lizardita. De la misma manera uno de los análisis de la muestra Te-15 presenta valores bajos de sílice (39.07) e intermedios de MgO (38.34 % en peso) tratándose posiblemente de lizardita ó crisotilo. Por otro lado, el contenido de hierro moderadamente bajo estuvo entre 0.63 y 3.67% en

peso. Y el cálculo del valor promedio de  $MgO/SiO_2$  resulto ser de  $0.92 \pm 0.065$ , lo cual supone que los procesos de serpentinización sucedieron bajo composición química no constante. Entonces debió producirse movimiento de magnesio y sílice, los cuales fueron removidos del sistema, por lo que se propone un sistema abierto que generalmente es promovido en un ambiente de cizallamiento intenso (Coleman, 1971), como el propuesto para el emplazamiento de la ofiolita que contiene la formación Xayacatlán.

Algunos valores de EPMA normalizados se graficaron en un diagrama triangular  $MgO-Al_2O_3-SiO_2$  y se dividieron en tres grupos (Fig.12). En un grupo se incluyeron valores desde el 48 al 50% de  $SiO_2$ ; en otro grupo desde el 50 a 52.5% y en un tercer grupo valores desde el 52.5 a 55% de  $SiO_2$ . En el primer grupo se encontró el 22.22% de los análisis graficados y la mayoría de los análisis se encontraron en el segundo grupo representando un 69.44% del total de los análisis y en el tercer grupo se encontró un 2.77% de los análisis.

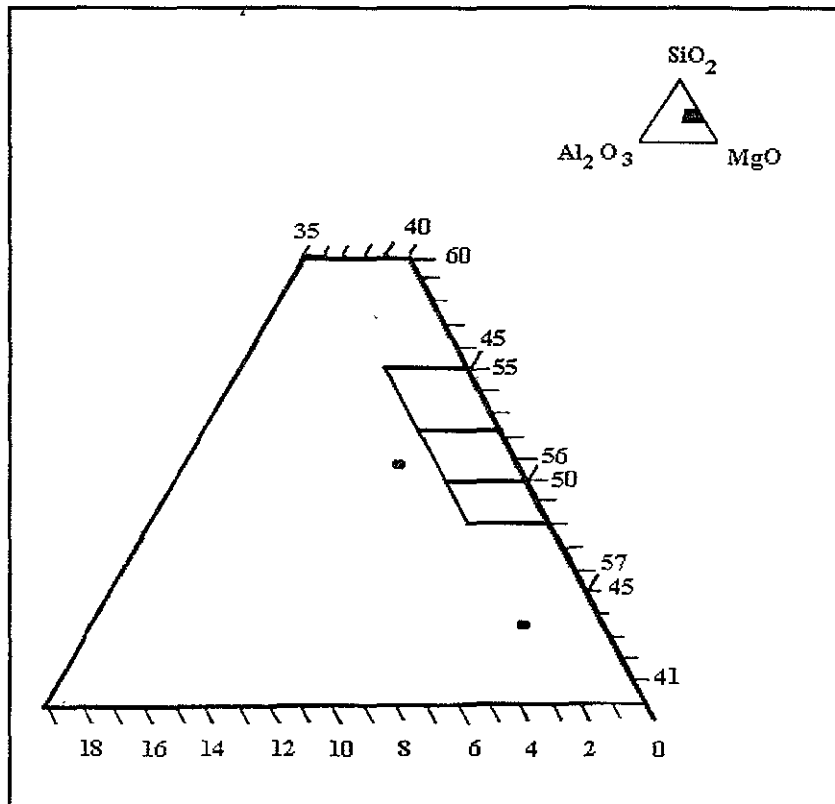


Fig 12. Valores normalizados de  $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  de serpentinas de Tehuitzingo obtenidos por microsonda electrónica y graficados en un diagrama triangular  $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ . Los tres rectángulos representan áreas con diferentes concentraciones de  $\text{SiO}_2$  y  $< 2\%$  de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

También el diagrama  $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  de la Fig.13 muestra rasgos similares al diagrama anterior. En general se observa como la mayor parte de las muestras que corresponden a antigorita tiende a tener valores más altos de  $\text{SiO}_2$  y valores más bajos de  $\text{MgO}$  que la composición química ideal de serpentina. Y por otro lado los valores de crisotilo y lizardita tienden a estar más cercanos a la composición química de la serpentina ideal.

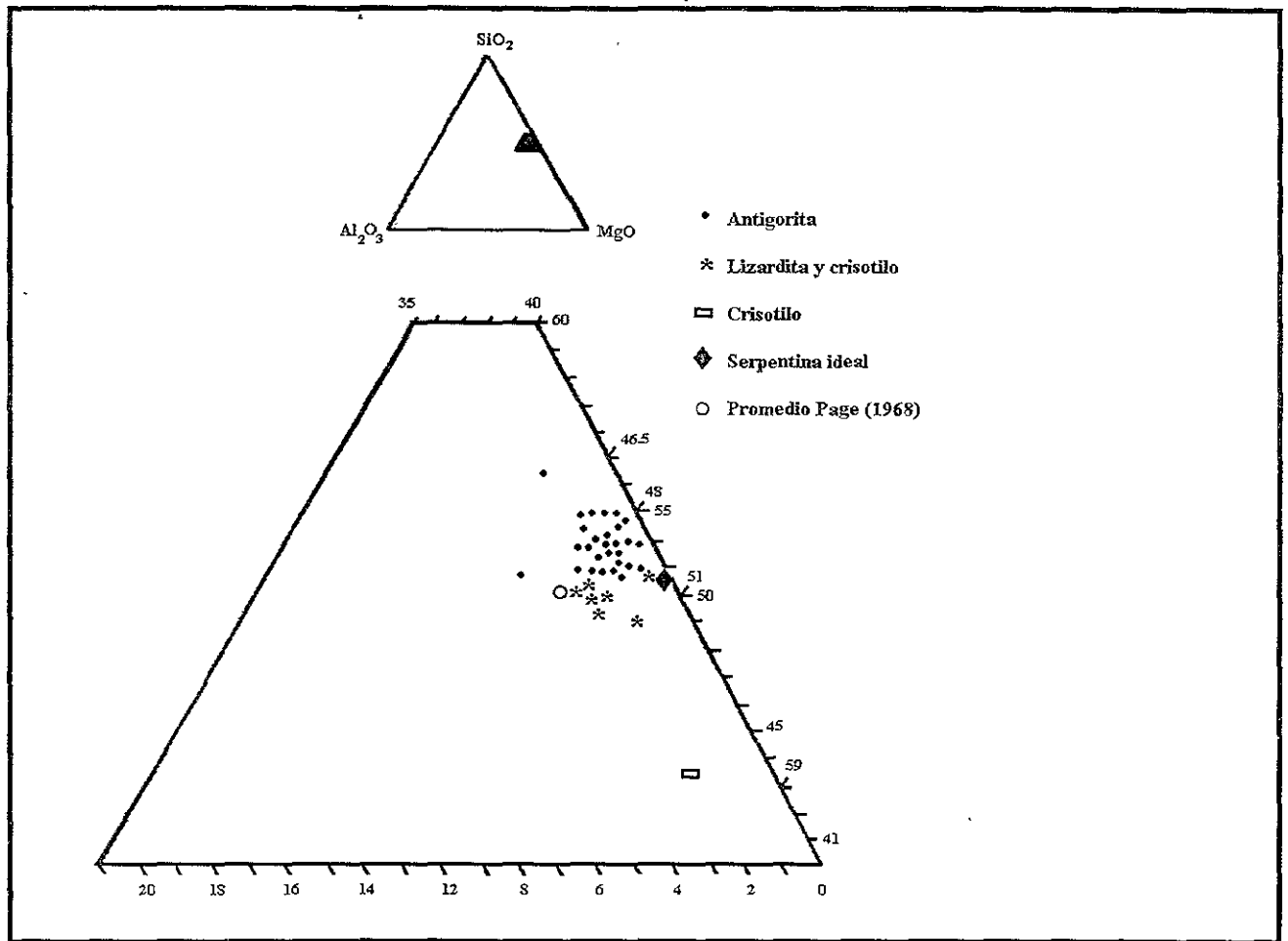


Fig. 13. Diagrama de análisis seleccionados de serpentina graficados en un diagrama triangular MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>.

Con respecto a la sustitución catiónica, la sustitución de Al por Si en la capa tetraedral, en la mayoría de las muestras analizadas por EPMA fue mayor al uno por ciento pero menor al dos por ciento en peso, con excepción de uno de los análisis de la muestra Te-4 que presenta un 3.05 % de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Tabla 1). Los diagramas triangulares MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> de las Fig. 12 y 13 ilustran éste comportamiento. El contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> para la mayoría de las serpentinas estuvo dentro del rango reportado (0 a >4% en peso) por varios autores (Whittaker y Wicks 1970, Wicks y O'Hanley 1988 y O'Hanley,1996). Y la sustitución de hierro (Fe<sup>+2</sup> y Fe<sup>+3</sup>) por Mg en la capa octaedrales muy probablemente es como Fe<sup>+2</sup> debido a que la estructura modular de antigorita sufre un mayor desajuste en sus capas si es por Fe<sup>+3</sup>. Esta sustitución varió (Tabla 1) desde 0.63 hasta 4.24% en peso, concentrándose la mayor parte de los análisis (70%) en un contenido de hierro de entre uno y dos por ciento;

estos valores de hierro también estuvieron dentro de los límites que ya han sido registrados (Dungan, 1979; Wicks y Plant, 1979; Wicks y O'Hanley, 1988). Por ejemplo se reporta sustitución de hierro en antigorita que va desde menos del 2% hasta más del 10% en peso. En crisotilo el comportamiento es similar, y en lizardita va desde menos del 5% hasta 16% en peso. El contenido de hierro probablemente estuvo controlado por las condiciones de fugacidad del oxígeno durante las diferentes etapas de serpentinización propuestas en este trabajo. Así, comparando el contenido de hierro encontrado aquí (>0 a 4%), con el comunmente registrado (7%) para dunitas harzburgita y lherzolitas, los valores son retivamente bajos. Esto puede explicarse en base a que bajo las condiciones reductoras durante la etapa de metamorfismo progrado, el hierro tendió a salir de la estructura de la serpentina (antigorita) para formar agregados más grandes de magnetita; este fenómeno ha sido reportado por Wicks y Whittaker (1977). Además estas condiciones de baja  $fO_2$  permitieron la formación de aleaciones metálicas y sulfuros de Fe-Ni, de las cuales se encontraron evidencias.

Normalmente además de la sustitución de Fe y Al por Si y Mg en las serpentinas otros cationes como el Cr, Mn y Ni pueden intervenir en la sustitución; en este trabajo la sustitución encontrada fué mínima como se muestra en la Tabla1 (Apéndice I).

### CALCULO DE LA NORMA.

Con datos seleccionados obtenidos por FRX de nueve serpentinitas se calculó la norma de cada muestra (Tabla 8) y se obuvieron porcentajes promedio de las principales fases normativas: olivino = 47.52 % e hiperstena = 40.68 %. Como se vé en la Fig. 14 la mayor parte de los valores se localizan en el campo de las harzburgitas, a excepción de las muestras Te-6 y Te-9 que se situaron en el campo de las lherzolitas y de las wherlitas respectivamente, hecho que puede explicarse por su gran contenido de vetas de carbonatos. Además se observa en la Tabla 8 que la muestra Te-6000, presenta un valor elevado de pérdida por calcinación que no es común en serpentinitas, esto puede deberse a su gran contenido de volátiles ( $CO_2$ ), ya que en lámina delgada se distinguió una gran cantidad de carbonatos.

MUESTRA	TE-01	TE-02	TE-03	TE-04	TE-05	TE-06	TE-09	TE-18	6000
SiO <sub>2</sub>	40.35	40.16	41.95	40.89	41.11	37.80	35.02	40.40	37.09
TiO <sub>2</sub>	0.002	0.004	0.004	0.037	0.04	0.019	0.009	0.009	0.001
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.463	0.394	0.801	1.923	1.969	0.578	0.236	0.329	0.386
FeO *	2.11	2.06	1.92	2.11	3.09	2.16	2.21	1.47	2.21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> **	4.94	6.05	5.38	6.1	4.19	6.19	6.82	6.58	5.43
MnO	0.085	0.101	0.1	0.13	0.129	0.093	0.097	0.11	0.174
MgO	38.35	38.09	38.83	37.77	37.41	37.44	35.04	38.74	39.22
CaO	1.247	1.107	0.128	0.203	0.368	2.42	5.527	0.512	0.113
Na <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K <sub>2</sub> O	0.016	0.015	0.002	0.001	0.001	0.003	0.02	0.004	0.009
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.014	0.025	0.027	0.03	0.028	0.028	0.03	0.029	0.028
H <sub>2</sub> O (PxC)	12.9	12.6	11.4	11.5	11.6	14.1	15.5	12.37	15.8
Or	0.12	0.12	-	-	-	-	-	-	0.06
An	1.39	1.17	0.50	0.94	1.89	1.83	0.7	1.01	0.45
Di	4.30	3.80	-	-	-	9.2	24.31	1.3	-
Hy	36.67	37.48	48.08	46.33	45.56	22.7	-	40.43	30.26
OI	49.32	48.03	42.33	41.44	43.99	56.44	64.04	47.91	59.65
Mt	8.09	7.90	7.29	8.01	6.87	8.33	8.71	5.74	9.13
Hm	0.06	0.59	1.01	1.31	-	1.4	2.01	3.5	0.11
Ap	0.05	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
C	-	-	0.72	1.81	1.54	-	-	-	0.28
il	-	-	-	0.08	0.09	0.04	0.02	0.02	-
Ab	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabla 8. Análisis químicos por FRX y cálculo de la norma. \* obtenido por titulación con KCr<sub>2</sub>, \*\* por cálculo matemático, PxC= pérdida por calcinación.

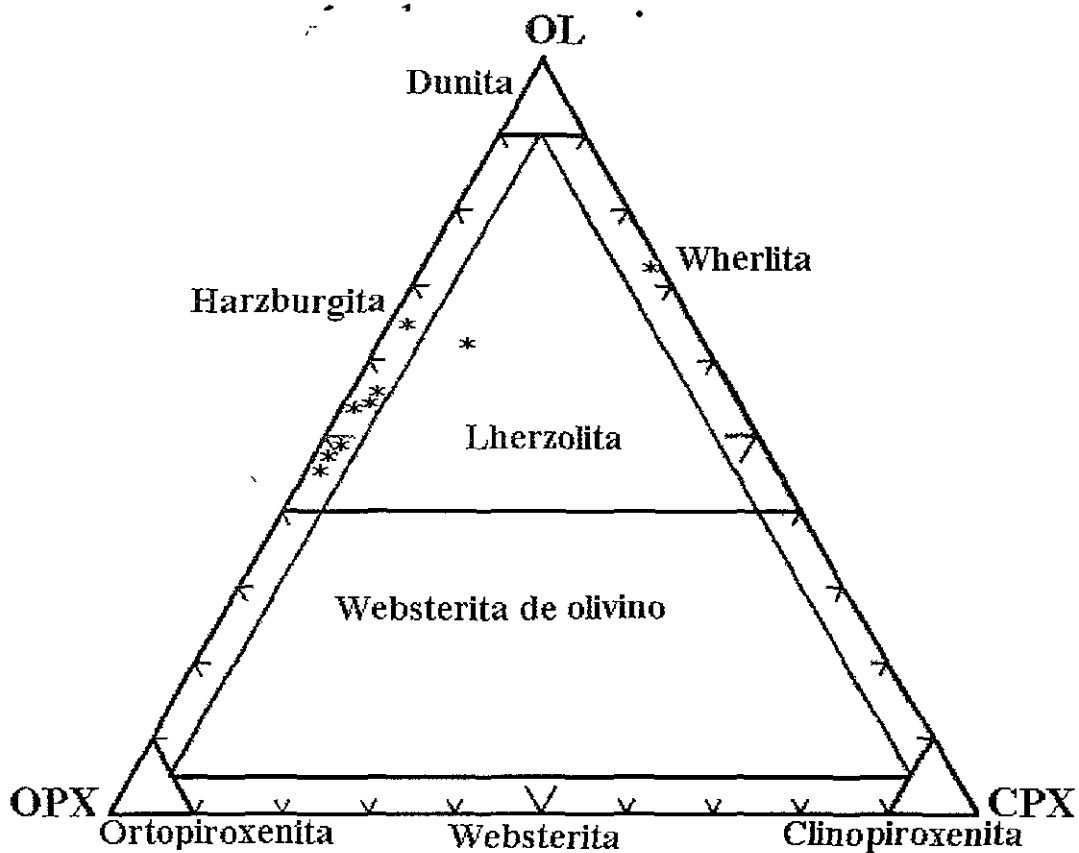


Fig. 14. Diagrama triangular de rocas ultramáficas ilustrando la localización de valores modales de algunas serpentinitas de Tehuitzingo en el Sur de Puebla.

#### IV. Relaciones paragenéticas.

A partir de los resultados obtenidos de los análisis químicos y texturales en las muestras de serpentinitas se proponen las siguientes paragénesis resumidas en la Tabla 10 para la formación ofiolítica de Xayacatlán .

1. Formación inicial de lizardita y crisotilo como resultado de la primera etapa de serpentización bajo metamorfismo retrogrado de bajo grado, de la corteza oceánica y en un ambiente cercano a una dorsal oceánica. Generalmente lizardita es la serpentina que tiende a reemplazar al olivino y a formar pseudomórfos después de piroxenos. Después se formó crisotilo fibroso rellenando vetas (Apéndice VII.2a, Fig. 8) y también como textura mallada típica (Apéndice VII.2a Fig. 34). La temperaturas que permitieron la formación de lizardita ó crisotilo durante el evento inicial de

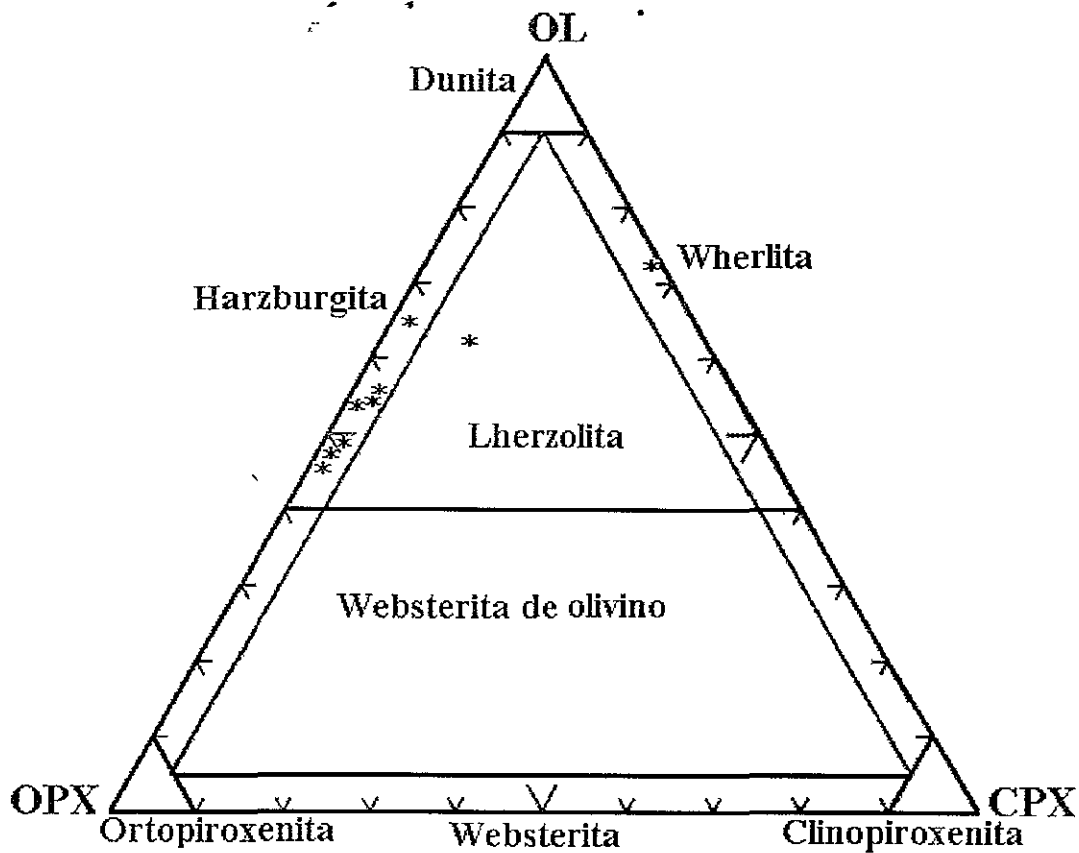


Fig. 14. Diagrama triangular de rocas ultramáficas ilustrando la localización de valores modales de algunas serpentinitas de Tehuitzingo en el Sur de Puebla.

#### IV. Relaciones paragenéticas.

A partir de los resultados obtenidos de los análisis químicos y texturales en las muestras de serpentinitas se proponen las siguientes paragénesis resumidas en la Tabla 10 para la formación ofiolítica de Xayacatlán .

1. Formación inicial de lizardita y crisotilo como resultado de la primera etapa de serpentización bajo metamorfismo retrogrado de bajo grado, de la corteza oceánica y en un ambiente cercano a una dorsal oceánica. Generalmente lizardita es la serpentina que tiende a reemplazar al olivino y a formar pseudomórfos después de piroxenos. Después se formó crisotilo fibroso relleno de vetas (Apéndice VII.2a, Fig. 8) y también como textura mallada típica (Apéndice VII.2a Fig. 34). La temperaturas que permitieron la formación de lizardita ó crisotilo durante el evento inicial de



serpentinización fueron menores que 300 °C, ó hasta menores que 200 °C de acuerdo a la Fig. 8, con  $P_{H_2O} < P_g$  (geostática), y bajo condiciones de fugacidad de oxígeno y azufre intermedia. En la Fig.6 puede verse que sulfuros de Fe, Ni y Cu pueden formarse bajo estas condiciones (Apéndice VII.2a, Fig. 16). En este primer evento de serpentinización propuesto se formaron además otras fases minerales (Tab.7): granos discretos de magnetita distribuidos a través de la serpentina (Apéndice VII.2a, Fig.1 y 2), la brucita no se formó debido posiblemente a la composición dominante del ortopiroxeno original de la peridotita. Durante este fase se formaron también ferritcromita (Apéndice VII.2a, Fig. 1 y 7) sulfuros y metales de Fe-Cu ó Ni (Apéndice VII.2a, Fig. 22) bajo fugacidades altas de  $SO_2$  y condiciones reductoras.

2. De acuerdo a los resultados de los difractogramas (Apéndice VII.3, Graf. 2 ) de las serpentinitas, y lo observado en el MEB (Apéndice VII.2a, Figs 10 y 12), la serpentina dominante en la zona de estudio resultó ser antigorita, lo cual indica condiciones de metamorfismo prógrado regional de alto grado posterior a la primera etapa de serpentinización. Se infiere que al inicio de la subducción de la placa oceánica lizardita y crisotilo formados en esa primera etapa, comenzaron a ser sustituidos por antigorita, que es la serpentina estable en las condiciones físicas deducidas para este evento de subducción, con temperaturas de entre 500 °C a 550 °C y presiones de 8-12 Kbars. Después, durante la convergencia y colisión de dos continentes bajo metamorfismo progrado, que provocó deformación registrada en la textura de las serpentinas (Apéndice VII.2a, Fig. 2), lizardita y crisotilo fueron reemplazados completamente por antigorita. Este evento se llevó a cabo bajo presión elevada de 13 a 18 Kbars y temperatura media (550-600 °C) [Ortega-Gutiérrez, comunicación verbal], en condiciones de baja fugacidad de oxígeno. En este segundo evento de serpentinización se encontraron asociados con antigorita (Tab.7) clinocloro y magnetita formando agregados más grandes (Apéndice VII.2a, Fig. 30), así como sulfuros de Fe-Ni ó Cu, cromita y ferritcromita (Apéndice VII.2a, Fig. 1 y 7). Posiblemente las altas presiones de  $H_2O$  de este evento impidieron la formación de olivino ó piroxenos, pues no existe indicio textural alguno de fenómenos de deserpentinización.



**Tabla 10. Relaciones paragenéticas propuestas para la Formación Xayacatlán, Tehuitzingo, Sur de Puebla.**

ETAPA DE SERPENTINIZACION	I	II	III	IV*
AMBIENTE	Oceánico	Continental	Continental	Continental
METAMORFISMO FACIE	Zeolita-pumpelita	Progrado Esquisto verde bajo hasta eclogita	Retrógrado Esquisto verde alto hasta facies de epidota anfibolita	Hidrotermal
EVENTO	Reempazamiento de minerales primarios (olivino, y piroxeno) por serpentina.	Reemplazamiento de lizardita por antigorita.	Obducción de ofiolita y foliación de serpentinas	Posterior alteración por CO <sub>2</sub> y SiO <sub>2</sub>
CONDICIONES P-T (terminales)	<350 °C, 2 Kbars	550°C, 12-18 Kbars	aprox.300°C, <3 Kbars	Temp. ambiente
ASOCIACION MINERALOGICA	Lizardita, crisotilo, magnetita cromita, sulfuros de Fe-Cu ó Ni, clinocloro.	Antigorita, clorita, magnetita, ferritcromita sulfuros de Fe-Cu ó Ni.	Antigorita, lizardita, magnetita	clorita, clinocloro, epidota, anfibolas, talco, magnesita, dolomita, calcita, albita y cuarzo, andradita.

\*Metasomática sin formación de serpentinas nuevas.

## CAPITULO V. DISCUSIÓN.

Este trabajo en la Formación Xayacatlán de Tehuitzingo, en el Sur de Puebla representa el inicio de un estudio mineralógico de las serpentinitas, por lo que no se pretende dar resultados finales acerca de la mineralogía y petrogénesis de este cuerpo ultramáfico. La identificación de los polimorfos de serpentina se logró por medio del conjunto de las técnicas mencionadas en la metodología y principalmente por DRX, siendo de gran ayuda el MET para la determinación de la existencia contundente de crisotilo y lizardita que por su poca abundancia comparada con antigorita, no fueron detectados por DRX. Uno de los principales problemas que se tuvo fue la caracterización en el microscopio óptico de las texturas de serpentinas, identificando el tipo de polimorfo correspondiente, es decir si se trataba de antigorita, lizardita ó crisotilo. Finalmente la determinación se hizo en base al criterio generado por Wicks y Whittaker (1977). Pero es necesario realizar un estudio profundo de las texturas utilizando la técnica de difracción de rayos X, la cual permite analizar fragmentos de lámina delgada pulida con la textura de interés y montarla para su estudio. Además sería muy interesante realizar un estudio completo de las serpentinas por TEM, montando las muestras en resina y realizando los cortes respectivos en ultramicrotomo, para estudiar los diferentes politipos presentes, y determinar sus parámetros cristalinos.

Por otra parte, la determinación de las fases mineralógicas asociadas con la serpentina y sus relaciones texturales ayudó a determinar tres etapas principales de serpentinización que ocurrieron en el área de estudio. Además de que la determinación de antigorita como mineral predominante, permitió inferir condiciones de P-T para esa etapa de serpentinización. Sin embargo, se acepta que hay otra serie de eventos geológicos, tal vez de menor grado a las tres etapas de serpentinización propuestas, dado a que se observaron relaciones texturales complejas de explicar como la presencia de antigorita interpenetrante atravezando carbonato, indicando al parecer un evento de introducción de fluidos ricos en  $\text{CO}_2$  anterior a la formación de antigorita prógrada; observándose también un evento posterior de metasomatismo que afectó tanto a la serpentina como a la magnetita asociada y un plegamiento con cristalización sintectónica de magnetita (determinada por EDS de rayos X). Por medio de las relaciones texturales fué posible determinar también que muchas de las fases minerales no están en equilibrio químico,

como por ejemplo hematita-serpentina-sulfuro, asociación que no es posible se haya formado bajo las mismas condiciones, debido a que se requieren condiciones de muy alta fugacidad de oxígeno para la formación de hematita, en las cuales los sulfuros no podrían desarrollarse. De la misma manera, la presencia de andradita embebida en lizardita y crisotilo representan procesos que no están en equilibrio químico. Además la determinación de minerales accesorios como clorita, cromita, albita, granate, epidota etc. permite conocer la mineralogía presente en la zona de estudio, sin embargo se requiere de un estudio termodinámico y petrológico posterior para establecer las relaciones paragéneticas de una etapa probable de rodingitización (metasomatismo cálcico).

Otro de los objetivos que se llevaron a cabo fué la determinación del protolito que resultó ser una harzburgita. El resultado obtenido está de acuerdo con lo que reporta también Carballido y Argote (1989) para Tehuizingo.

Finalmente, por espectroscopía Mössbauer se determinó la presencia predominante de hierro como  $Fe^{+2}$  en las serpentinitas del área de estudio y se obtuvieron los porcentajes de  $Fe^{+2}$  y  $Fe^{+3}$  en la fase estructural y en la magnética. Sin embargo no fué posible determinar de manera exacta la proporción del hierro como  $Fe^{+2}$  y  $Fe^{+3}$  para antigorita, lizardita y crisotilo, pues para esto se requiere hacer una separación mineralógica, que se propone como continuación de este estudio con Mössbauer.

## INTERPRETACION TECTONICA Y PETROLOGICA.

1. Como ha sido planteado anteriormente (Ortega-Gutiérrez, 1974) la Formación Xayacatlán representa un fragmento de la parte superior del manto y de la corteza oceánica bajo un oceano pre-Atlántico obducido sobre la placa continental de Norte America durante el Ordovícico y exhumado en el Silúrico. El proceso completo incluyó tres episodios de serpentización: El primer episodio ocurrió cuando estas rocas ultramáficas pertenecían todavía al piso oceánico, el segundo episodio ocurrió cuando fueron incorporadas a la placa de Norte América y durante la colisión continente-continente, y un último episodio durante su levantamiento a la superficie, con la introducción de fluidos ricos en  $CO_2$  y  $SiO_2$ . Las texturas pseudomórficas residuales (bastitas, de red, reloj de arena) podrían representar la primera etapa bajo condiciones estáticas con estabilidad de

crisotilo y lizardita. Las texturas formadas por antigorita fuertemente cizallada y foliada corresponden a la etapa de emplazamiento durante la colisión continental y las texturas complejas formadas por reemplazamiento de antigorita por crisotilo y vetas de carbonatos, se habrían formado durante su levantamiento y bajo un régimen de deformación frágil.

Minerales como lizardita-crisotilo y probablemente sulfuros y metales de Fe-Ni y magnetita son los productos de la primer etapa de serpentización producida por la infiltración de agua marina hasta regiones relativamente profundas de la corteza oceánica. Ya se ha registrado que la serpentización oceánica en su mayoría es de bajo grado y que generalmente se forma lizardita y en menor cantidad crisotilo (Evans, 1977). La presencia de lizardita y crisotilo de acuerdo a Aumento y Loubat (1971) puede ser usada para indicar temperaturas menores a 300 °C y posiblemente menores que 200 °C. Esta etapa de serpentización ocurrió bajo un metamorfismo de baja temperatura y la asociación mineral de serpentina que se forma es lizardita-crisotilo y metales nativos, la presencia de muy poca brucita está relacionada con la razón modal de olivino-piroxeno, que indica un protolito original de harzburgita, es decir de un manto empobrecido típico de dorsales oceánicas.

Otro evento de serpentización que se sugiere ocurrió pero de la cual no se observó registro claro, corresponde al evento de subducción. Es decir, la capa ultramáfica serpentizada fue llevada a través del piso oceánico la acompañada de basaltos y gabros generados en la dorsal oceánica. Conforme prosiguió la evolución de este margen continental de tipo convergente, la corteza oceánica se introdujo abajo de la corteza continental (subducción) produciéndose serpentización total. Posteriormente, conforme el manto serpentizado pasó a través de la isoterma de 500 °C en la zona de subducción, comenzó a deshidratarse y liberó agua (metamorfismo prógrado), en estas condiciones de alta presión y temperaturas más elevadas las texturas de lizardita y crisotilo son destruidas conforme se da el crecimiento de antigorita. La aparición de antigorita marca entonces el inicio de la deshidratación de la roca debido a que, como se mencionó en la introducción, antigorita contiene menor contenido de H<sub>2</sub>O. Las temperaturas típicas en que se lleva a cabo la subducción relativamente somera generalmente es mayor a 300 °C a presiones cercanas a los 10 kbs. Lo cual favorece la formación de antigorita, que es

estable a temperaturas entre 200 °C a 500 °C y hasta de 700 °C bajo ciertas condiciones de presiones elevadas (Dilek et al., 1997).

Por otro lado, durante la colisión de las dos placas continentales, rocas ultramáficas serpentinizadas producto de la primer evento de serpentización, son emplazadas sobre la corteza continental dando lugar a una ofiolita sujeta a condiciones de alta presión y alta temperatura que permite que toda la lizardita y crisotilo se transformen en antigorita. Este metamorfismo de tipo progrado se realiza a temperaturas mayores que 300 °C de acuerdo a la Fig. 8, en la cual se observa el campo de estabilidad de antigorita. El único vestigio mineral que se tiene de este segundo evento de serpentización es precisamente el predominio de antigorita en el área de estudio. Como se mencionó anteriormente, las condiciones necesarias para que se forme antigorita son diferentes a las requeridas para lizardita y crisotilo. Entonces antigorita debió reemplazar totalmente a lizardita y crisotilo bajo condiciones de metamorfismo progrado, durante la colisión tardía (continente-continente) y posiblemente a temperaturas desde 550 °C a 600 °C y presiones de entre 13 y 18 Kbs.

El último evento de serpentización se dió después de la colisión tardía, bajo un metamorfismo retrógrado. Generalmente este tipo de serpentización en zonas orogénicas ultramáficas de tipo alpino se forman en un rango de temperaturas de entre 100 a 300 °C (Coleman, 1971). Así crisotilo ó lizardita inician la sustitución de antigorita, ocurriendo además un proceso de introducción de fluidos ricos en CO<sub>2</sub>, Ca y silicio, las serpentinas en este caso son reemplazadas pseudomórficamente en vetas por talco y carbonatos (Apéndice VII.2a Figs.20, 21, 22, 23 y 24).

La baja fugacidad de oxígeno en las primeras etapas de serpentización fué amortiguada en la tercera etapa de serpentización por la introducción de carbonatos que tienden a incrementar la fugacidad del oxígeno.

Los pequeños granos y partículas de magnetita observados tanto a simple vista como en lámina delgada (Apéndice VII.2a, Fig. 2) de las muestras de roca colectadas en el área de estudio, parecen ser producto de alteración del olivino y ortopiroxeno a serpentina, y representan el contenido de hierro en el olivino que no pudo ser acomodado en el

reemplazamiento a serpentina. Los granos grandes concentrados a lo largo de superficies de fractura en la roca tienen probablemente el mismo origen.

La magnetita formando lentes y vetas, así como el color verde pálido de la roca sugiere que la tercera etapa de serpentización alcanzó niveles muy avanzados en condiciones de relativamente alta fugacidad de oxígeno y baja actividad de azufre, como puede verse en la Fig. 8, donde la asociación serpentina-magnesita es estable. Wicks y Whittaker (1977) mencionan que existe una correlación entre la distribución de la magnetita y el grado de serpentización, así como con el color de la serpentina. De acuerdo a Wicks y Whittaker (1977) la movilidad alta del hierro explica el porqué en las primeras etapas de serpentización la magnetita forma granos muy finos y el color de la roca es negro ó gris oscuro y conforme progresa la serpentización la magnetita forma granos gruesos (Apéndice VII.2a, Fig. 30) y se concentra en el centro de la textura de red. En las últimas etapas la magnetita migra hacia afuera de la textura de red (Apéndice VII.2a, Figs. 34 y 36) formando lentes ó vetas transversales y la roca toma un color verde pálido.

La asociación de ferritcromita con antigorita (Apéndice VII.2a, Fig. 7) en serpentinitas ha sido descrita por Bliss y MacLean (1974). El microanálisis realizado por MEB y dispersión de energía de rayos X (MEB-EDS) concuerda con lo reportado por Bliss y MacLean (1974), por lo que muy probablemente la ferritcromita se produjo por metamorfismo regional de cromita en serpentinita. Los márgenes están enriquecidos en hierro y reducidos en  $MgO$ ,  $Al_2O_3$  y  $Cr_2O_3$  (Apéndice VII.2a Fig. 7). El núcleo se distingue por estar compuesto de ferritcromita,  $Al_2O_3$  y  $MgO$ , donde estos dos últimos se ven disminuidos hacia el margen, mientras el hierro se incrementa. Este incremento del hierro hacia los márgenes, sugiere movimiento de los óxidos a lo largo de gradientes composicionales compensado por el incremento de hierro hacia el margen externo. El contacto entre magnetita y ferritcromita es gradual y concéntrico hacia el núcleo. La ferritcromita ha sido descrita en serpentinitas pero su paragénesis es incierta y muchos autores la consideran como producto de serpentización (Amin, 1948; Miller, 1953; Lapham, 1964; De Waal and Hiemstra, 1966). Algunos autores sugieren que se forma antes de la serpentización (Cerny, 1968; Rost, 1963, 1968), mientras que otros proponen que se forma después de la serpentización durante el metamorfismo (Den Tex, 1955;

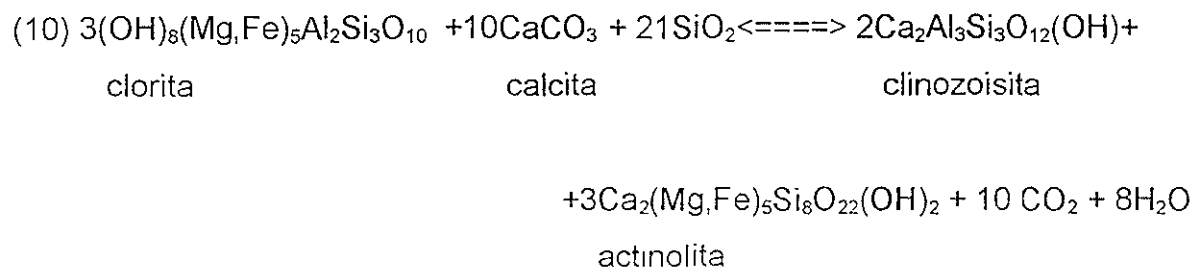


Engin y Aucott, 1971; Mitra, 1972). En este trabajo se apoya la formación de ferritcromita como producto de la alteración de la cromita post-serpentinización, por lo que no es un mineral de composición específica y se presenta como un mineral accesorio en las serpentinitas del área de estudio.

Se ha visto que zonas que han sufrido metasomatismo en contactos ultramáficos con rocas silíceas, son producidas por difusión de gradientes potenciales de varios componentes como silicio y magnesio incluyendo además CaO, FeO y K<sub>2</sub>O (Evans, 1977). Posiblemente este efecto produjo la formación de fases minerales de calcio ricas en hierro (CaO= 30% y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=35%) como andradita (Apéndice VII.2a Fig. 11).

El desarrollo de sulfuros de Fe-Ni se han registrado en serpentinitas (Dilek et. al., 1997; Dick 1974; Shiga, 1987; Frost, 1985). Estos estudios atribuyen la estabilización de los sulfuros y aleaciones de metales nativos en serpentinas a las condiciones reductoras locales que se presentaron durante la hidratación inicial y serpentinización de la peridotita. La fuente más probable del sulfuro es el sulfato del agua de mar, que pudo ser reducido durante el proceso de serpentinización. Sin embargo, este fenómeno requiere de trabajo específico para reconocer la naturaleza y extensión de la mineralización de sulfuros en las rocas ultramáficas serpentinizadas de Tehuiztingo.

La formación de la epidota encontrada en las muestras Te-2 (Apéndice VII.2a Fig.4) y Te-16 localizadas en la Barranca El Tigre y Barranca Venaditos respectivamente, probablemente es reflejan un cambio de facies de esquistos verde a facies de epidota-anfibolita (Deer W.A. et al., 1966). La epidota pudo formarse por el esfuerzo debido a cizallamiento ó por alteración hidrotermal (saussuritización) de plagioclasa. La reacción (10) representa dicho cambio.



En la facies de anfíbolita se desarrolla la asociación característica biotita-hornblenda-plagioclasa, y generalmente la composición de plagioclasa en rocas metamórficas está relacionada con el grado metamórfico de la roca huésped (Deer, et al., 1978). Albita es la plagioclasa estable en zonas de metamorfismo regional del campo de clorita y biotita, presentes en anfíbolitas de clorita-biotita-epidota-albita. Ese mineral fue detectado en las muestras Te-2 , Te-11 y Te-13.

## CAPITULO VI. CONCLUSIONES.

1. La presencia predominante de antigorita y menor proporción de lizardita y crisotilo en las serpentinitas analizadas de la Formación Xayacatlán ubicada en las cercanías del pueblo de Tehuitzingo al Sur de Puebla, permite concluir que el evento de serpentización ocurrido durante la colisión continente-continente se llevó a cabo en facies de esquistos verde, anfíbolita y probablemente ecogilita, debido a que antigorita es el único mineral de las serpentinas característico de estas facies. La temperatura consistente con la formación de antigorita en facies de esquistos verde y anfíbolita es de 550 °C. Además, cuando antigorita es el mineral predominante en las serpentinitas hay evidencia de que la serpentización ocurrió en un terreno que sufrió metamorfismo de alto grado. Así mismo se encontró un ambiente prógrado reductor (donde predominó el hierro como  $Fe^{+2}$ ).
2. La asociación observada en este trabajo de antigorita-lizardita-crisotilo, es debido a que estos minerales de serpentina presentan propiedades termodinámicas similares que les permiten coexistir establemente. Además, las evidencias texturales permiten sugerir que bajo un metamorfismo prógrado lizardita y crisotilo fueron reemplazados por antigorita en la segunda etapa de serpentización, y recristalizadas nuevamente sustituyendo a antigorita en la última etapa de serpentización retrógrada.

3. La mineralogía original de la peridotita no se preservó, y olivino y piroxeno no se encontraron en las serpentinitas. La roca analizada consistió principalmente en una mezcla de minerales del grupo de las serpentinas, donde predominó antigorita coexistiendo con lizardita y crisotilo en menores proporciones y otros minerales como magnetita, talco y minerales del grupo de los carbonatos. En general las asociaciones minerales encontradas del análisis de la serpentinitas de Tehuizingo concuerdan con lo registrado para protolitos ultramáficos que han sufrido procesos de serpentización en condiciones de orogenias de tipo alpino.
  
4. La presencia de sulfuros de Fe y aleaciones Fe-Ni ó Cu indican que en general la  $f(O_2)$  tuvo valores bajos durante la primera y segunda etapa de serpentización, pero en el tercer evento la formación de carbonatos amortiguó este ambiente reductor y la  $f(O_2)$  se incrementó relativamente, presentándose la asociación estable de serpentina-talco-magnesita.
  
5. Por último se determinó que la peridotita original del cuerpo serpentinitico de Tehuizingo fué una harzburgita rica en cromita, a partir del cálculo de la norma y la presencia de vestigios de pseudomorfos de piroxeno como las bastitas.

# CAPITULO VII APENDICES

## APENDICE VII.1

**Tab. 1 Análisis químicos de minerales de serpentina colectados en la región de Tehuiztingo, Sur de Puebla.**

Oxidos	wt.% Te-1	wt.% Te-1	wt.% Te-1	wt.% Te-1	wt.% Te-1	wt.% Te-1	wt.% Te-1	wt.% Te-1	wt.% Te-1	wt.% Te-3	wt.% Te-3	wt.% Te-3	wt.% Te-3	wt.% Te-3
<b>SiO2</b>	43.28	44.065	42.905	42.33	44.237	44.182	42.779	43.338	43.522	42.094	38.346	41.47		
<b>TiO2</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0		
<b>Al2O3</b>	0.464	0.055	0.996	1.005	0	0.341	1.219	1.118	0.938	1.442	1.605	1.309		
<b>Cr2O3</b>	0.573	0.176	1.959	1.973	0.075	0.107	1.297	1.263	0.422	0.848	0.854	0.054		
<b>FeO</b>	1.673	0.637	1.662	1.625	0.782	1.006	1.924	1.962	1.746	1.389	1.974	1.206		
<b>MnO</b>	0.048	0.009	0.031	0.047	0	0.067	0.028	0.076	0.051	0	0.015			
<b>MgO</b>	39.424	40.85	38.981	37.743	38.805	38.637	37.3	37.66	39.495	41.428	45.518	42.107		
<b>CaO</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.004	0.026	0		
<b>Na2O</b>	0	0	0	0	0	0	0.009	0.011	0	0	0	0		
<b>K2O</b>	0.08	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.167	0		
<b>NiO</b>	0.187	0.164	0.286	0.097	0.17	0.153	0.237	0.24	0.623	0.213	1.05	0		
<b>SUMA</b>	<b>85.729</b>	<b>85.976</b>	<b>84.82</b>	<b>84.82</b>	<b>84.069</b>	<b>84.493</b>	<b>84.793</b>	<b>85.668</b>	<b>86.797</b>	<b>87.428</b>	<b>87.742</b>	<b>88.255</b>		
<b>NUMERO DE IONES EN BASE DE 14 OXIGENOS.</b>														
<b>Si</b>	4.0807	4.113	4.095	4.0443	4.2069	4.1871	4.0825	4.0936	4.0594	3.9062	3.4523	4.0555		
<b>Ti</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.0007	0	0		
<b>Al</b>	0.0516	0.006	0.1121	0.1132	0	0.0381	0.1371	0.1245	0.1031	0.1578	0.2021	0.107		
<b>Cr</b>	0.0427	0.013	0.1478	0.149	0.0056	0.008	0.0979	0.0943	0.0311	0.0622	0.0841	0.007		
<b>Fe</b>	0.1319	0.0497	0.1327	0.1298	0.0622	0.0797	0.1536	0.155	0.1362	0.1078	0.1538	0.0912		
<b>Mn</b>	0.0038	0.0007	0.0025	0.0038	0	0.0054	0.0023	0.0061	0.004	0	0	0.0014		
<b>Mg</b>	5.5425	5.6827	5.2629	5.3769	5.5025	5.4598	5.3076	5.3042	5.4928	5.7322	6.4453	5.7213		
<b>Ca</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.0004	0.0026	0		
<b>Na</b>	0	0	0	0	0	0	0.0017	0.002	0	0	0	0		
<b>K</b>	0.0096	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.0232	0		
<b>Ni</b>	0.0142	0.0123	0.022	0.0075	0.013	0.0117	0.0182	0.0182	0.0467	0.0159	0.0602	0		
<b>Total</b>	<b>9.8770</b>	<b>9.8775</b>	<b>9.775</b>	<b>9.8246</b>	<b>9.7903</b>	<b>9.7898</b>	<b>9.8008</b>	<b>9.798</b>	<b>9.8735</b>	<b>9.9831</b>	<b>10.4247</b>	<b>9.9212</b>		

APENDICE VII.1

Tab. 1 Análisis químicos de minerales de serpentina colectados en la región Tehuitzingo, Sur de Puebla (continuación).

Oxidos	wt. % Te-9	wt. % Te-9	wt. % Te-15	wt. % Te-15	wt. % Te-15	wt. % Te-15	wt. % Te-15	wt. % Te-6000	wt. % Te-6000	wt. % Te-6000	wt. % Te-6000	wt. % Te-6000
SiO2	42.924	42.641	40.4	39.071	40.837	42.407	41.553	44.307	43.225	43.687	43.45	43.45
TiO2	0	0.002	0	0	0	0	0	0.012	0	0.026	0	0
Al2O3	0.153	0.091	0.565	1.071	0.065	0.122	0	0.098	0.283	0.223	0	0
Cr2O3	0	0.046	0.064	0.114	0	0.167	0	0	0.119	0.115	0	0
FeO	1.365	1.37	1.174	1.484	1.543	1.892	0.88	1.534	2.654	1.686	1.686	1.686
MnO	0.013	0.039	0	0.041	0.043	0	0	0	0	0	0	0
MgO	39.023	37.68	37.95	38.342	39.156	37.885	40.259	39.771	40.99	40.539	41.039	41.039
CaO	0.027	0	0	0	0.001	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0	0	0	0	0	0	0.021	0	0.012	0.049	0	0
K2O	0.009	0	0	0	0	0	0	0.008	0	0.001	0	0
NiO	0.805	0.565	0.33	0.292	0.714	0.923	0.312	0.418	0.336	0.624	0.339	0.339
SUMA	84.319	82.434	80.483	80.415	82.359	83.396	83.025	86.148	87.619	87.154	87.777	87.777
NUMERO DE IONES EN BASE A 14 OXIGENOS												
Si	4.1121	4.1654	4.0484	3.9394	4.024	4.1217	4.0539	4.1428	4.0153	4.0756	4.087	4.087
Ti	0	0.0001	0	0	0	0	0	0.0008	0	0.002	0	0
Al	0.0173	0.0105	0.0667	0.1273	0.0075	0.014	0	0.0108	0.031	0.0244	0	0
Cr	0	0.0036	0.0051	0.0091	0	0.0128	0	0	0.0067	0.0064	0	0
Fe	0.1094	0.119	0.0984	0.1251	0.1272	0.1538	0.715	0.12	0.2062	0.1311	0.1489	0.1489
Mn	0.0011	0.0032	0	0.0035	0.0036	0	0	0	0	0	0	0
Mg	5.5742	5.4883	5.67	5.7643	5.7531	5.49	5.8304	5.5447	5.6775	5.6134	5.638	5.638
Ca	0.0028	0	0	0	0.0001	0	0	0	0	0	0	0
Na	0	0	0	0	0	0	0.004	0	0.0022	0.0064	0	0
K	0.0011	0	0	0	0	0	0	0.001	0	0.0001	0	0
Ni	0.062	0.0444	0.0266	0.0237	0.0566	0.0722	0.0244	0.0314	0.0251	0.0466	0.0251	0.0251
Total	9.8798	9.8274	9.9157	9.9924	9.9722	9.8649	9.9661	9.8515	9.9659	9.9105	9.9039	9.9039

APENDICE VII. I

Tab. 1 Análisis químicos de minerales de serpentina colectados en la región de Tehuitzingo, Sur de Puebla (continuación).

	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %	wt. %
Oxido	Te-3	Te-3	Te-3	Te-4	Te-4	Te-5	Te-5	Te-5	Te-5	Te-5	Te-9	Te-9
SiO <sub>2</sub>	41.428	43.151	43.513	42.811	41.405	42.738	43.205	42.838	41.557	40.815	43.496	40.371
TiO <sub>2</sub>	0	0.004	0	0.031	0.037	0.02	0.026	0.007	0	0.01	0.029	0.005
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.684	1.091	0.642	0.834	3.051	1.297	1.258	1.309	1.257	1.766	0.033	0.069
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.209	0.327	0.132	0.315	1.395	0.657	0.476	0.178	0.187	0.259	0.1	0.051
FeO	3.671	1.916	1.304	1.974	4.241	3.416	3.537	3.376	3.006	2.802	1.26	2.112
MnO	0	0.026	0.011	0.142	0.086	0.104	0.085	0.029	0.028	0.014	0	0.005
MgO	42.475	41.593	42.125	38.214	36.774	38.98	40.344	34.408	36.944	36.95	41.129	34.407
CaO	0	0.011	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na <sub>2</sub> O	0	0.022	0	0	0	0.017	0	0	0	0	0	0
K <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0	0	0	0.003	0.044	0	0.049	0
NiO	0.069	0.092	0.109	0.273	0.246	0.063	0.329	0.27	0.209	0.254	0.113	0.052
SUMA	88.536	88.233	87.836	84.594	87.235	87.292	89.24	82.418	83.232	82.87	86.211	86.221
NUMERO DE IONES EN BASE DE 14 OXIGENOS.												
Si	3.8468	3.9647	3.9994	4.0915	3.9018	3.9965	3.9624	4.2062	4.0578	4.0034	4.0674	3.6372
Ti	0	0.0003	0	0.0022	0.0026	0.0014	0.0018	0.0005	0	0.0007	0.002	0.0005
Al	0.0749	0.1182	0.0696	0.094	0.339	0.143	0.1339	0.1515	0.1447	0.2042	0.0036	0.005
Cr	0.0153	0.0238	0.0096	0.0238	0.1039	0.0485	0.0345	0.0138	0.0144	0.0201	0.0074	0.0039
Fe	0.2851	0.1472	0.1002	0.1578	0.3342	0.2672	0.2713	0.2772	0.2455	0.2299	0.0935	0.15
Mn	0	0.002	0.0009	0.0115	0.0069	0.0082	0.0066	0.0024	0.0023	0.0012	0	0.0005
Mg	5.8808	5.6981	5.7732	5.4456	5.1671	5.4351	5.5169	5.0375	5.3788	5.4041	5.7345	5.5207
Ca	0	0.0011	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0	0.0039	0	0	0	0.0031	0	0	0	0	0	0
K	0	0	0	0	0	0	0	0.0004	0.0055	0	0.0056	0
Ni	0.0052	0.0068	0.0081	0.021	0.0186	0.0047	0.0243	0.0213	0.164	0.02	0.0025	0.0036
Total	10.1081	9.9661	9.961	9.8474	9.8742	9.9078	9.9516	9.7108	9.8654	9.8837	9.9279	9.419

## APENDICE VII.2a

### EXPLICACION DE LAS FIGURAS

#### **Muestra Te-1**

Fig. 1. Magnetita formando agregados alineados con la foliación de serpentina masiva, posiblemente antigorita (atg) y crisotilo (?) relleno de las fracturas (cr) . Aumento 90 X MEB.

Fig. 2. Zona de hojas tabulares de antigorita (atg) dúctil, foliada fuertemente y granos de magnetita (m). Nícoles cruzados.

Fig. 3. Antigorita con estructura arborescente (atg) y magnetita (m) en pequeños agregados. Nícoles cruzados.

#### Muestra Te-2

Fig. 4 Asociación de albita (ab)-clorita (c)-epidota (ep).Aumento 1000 X. MEB.

#### Muestra Te-3

Fig 5 Antigorita (atg) en orientación paralela con planos de crucero Aumento 1800 X MEB

Fig 6 Placas delgadas de antigorita (atg) siendo reemplazadas por crisotilo (cr) con textura fibrosa Aumento 1000 X MEB

Fig. 7. Cromita zoneada . Las variaciones en composición fueron determinadas por MEB y EDS de rayos X. Zona interna (n) con textura de red esta compuesta de FeO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Zona intermedia (i) rodeando a (n) esta compuesta de FeO con disminución de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y MgO. Zona externa (e) compuesta de magnetita, el Mg disminuye comparado con la zona interna. (47 X. MEB).

Fig. 8. Antigorita tabular (atg) es sustituida por crisotilo fibroso(cr). (1,800 X. MEB).

Fig. 9. Textura interpenetrante ( p ) consistente en antigorita y textura interconectante ( c ) compuesta de antigorita(?) ó lizardita (?). Nícoles cruzados.

Fig. 10. Estructura arborescente de antigorita (atg) reemplazada por crisotilo? (cr) con aspecto de líneas irregulares y nudos. Nícoles cruzados.

#### Muestra Te-4

Fig 11. Serpentina (s) rica en Fe (3%), rodeada de andradita fase gris (adr) concentrica enriquecida en Ca-Fe y serpentina masiva (sm) pobre en hierro (<0.3 %) Asociación mineral producida probablemente durante el metasomatismo ocurrido en la última etapa propuesta de serpentización. (650 X MEB)

Fig 12. Crisotilo con textura aserrada (cri) reemplazando a antigorita con textura arborescente (atg) Nícoles cruzados

#### Muestra Te-5

Fig 13. Antigorita masiva poridoblastica (atg) en la que se desarrollan agujas tras que se unen dando un aspecto de abanico que finalmente se atrazan en la textura interpenetrante ( p ) compuesta de antigorita (2,000 X MEB)



Fig. 14: Antigorita con textura interpenetrante (i) constituida por el agregado de multiples agujas que se interfieren dando lugar a este tipo de textura, que se desarrolla en antigorita masiva porfiroblástica (atg). (430X. MEB).

Fig. 15. Recristalización de magnetita (m), incrementando su tamaño, por liberación del hierro de la lizardita (?) con textura interpenetrante (i) identificada como tal por su mayor contenido de hierro comparada con antigorita y crisotilo. Se alcanza a distinguir vestigios de la textura interpenetrante (atgi) en la magnetita, así como en la matriz de serpentina masiva (sm) compuesta de antigorita 550 X. MEB.

Fig. 16. Sulfuros de níquel (NiS) característicos de fases carbonatadas, desarrollados en condiciones de fugacidad intermedia durante el metasomatismo con introducción de fluidos ricos en CO<sub>2</sub> y Ca. Serpentina de grano fino (s), compuesta posiblemente de antigorita y crisotilo. (800 X. MEB).

Fig. 17 Textura no-pseudomórfica interpenetrante (p) de antigorita mezclada con textura interconectante (c) compuesta posiblemente de lizardita ó antigorita. Nicoles cruzados

Fig 18. Antigorita (atg) con una textura característica tabular radiante, interpenetrando a magnetita 360 X.MEB

#### Muestra Te-6

Fig 19 Ferritcromita (f) y serpentina (s) de tipo amesítico por su alto contenido en aluminio (12% en peso) con textura interpenetrante (390X MEB)

#### Muestra Te-9

Fig 20 Pseudomorfismo de lizardita en serpentina (s) con inclusiones de antigorita (atg) y magnetita (m) en la matriz de serpentina (s) compuesta por dolomita (d) y antigorita (atg).

Fig. 21. Pseudomorfo de textura celular de serpentina después calcita magnésica (ca) en matriz de grano fino (m) compuesta de talco y serpentina. (470 X. MEB).

Fig. 22. Agregado de placas muy finas de lizardita (l) en matriz porfidoblástica de antigorita (atg). Además de distingue un cristal de Ni-Fe. (650 X MEB).

Fig. 23. Asociación de minerales correspondientes a la última etapa de serpentización con introducción de fluidos ricos en CO<sub>2</sub>. Magnetita (m) zona más brillante, talco (t) región con tono gris intermedio oscuro, dolomita (do) zona gris clara, magnesita (mg) dominio oscuro y serpentina en fracturas posiblemente crisotilo. (100 X MEB).

Fig. 24. Grupo de minerales formados por la introducción de fluidos ricos en CO<sub>2</sub>, Si y Ca. Zona oscura compuesta por magnesita (mg), zona clara por una mezcla intercrecida de calcita magnésica (ca) y zona con tono gris intermedio oscuro de talco (t). (550 X. MEB).

Fig. 25 Placas delgadas de antigorita mostrando su aspecto tabular. (1,100 X. MEB).

Fig 26. Asociación comúnmente encontrada de lizardita ó antigorita con textura interpenetrante (i) dentro y en los bordes de magnetita (m). Se sugiere la posible formación de magnetita secundaria a partir de la serpentina interpenetrante. (500 X MEB)

Fig 27 Fibras de crisotilo (cr), concentradas en pequeñas vetillas esporádicas en la matriz de antigorita (atg) (2.000 X MEB).

Fig 28 Textura de reloj de arena (r) compuesta de lizardita (?). En el centro dolomita o calcita (do). También se puede distinguir antigorita (atg) con textura tabular. Nicoles cruzados

### Muestra Te-15

Fig. 30. Agregados de magnetita (m) secundaria y lizardita (l) con textura de placas finas con aspecto pseudofibroso. (270X. MEB).

Fig. 31. Asociación de magnetita (m), calcita (ca) y talco ± serpentina con textura interpenetrante (s).

### Muestra Te-16

Fig. 32. Veta compuesta por anfibola (afb) con textura pseudomórfica interpenetrante . 240 X MEB.

Fig. 33. Calcopirita ( $\text{CuFeS}_2$ ) (cp) y epidota (ep). La formación de esta última marca el inicio del cambio de facies de esquistos verde a facies de epidota-amfibolita. (3000 X. MEB)

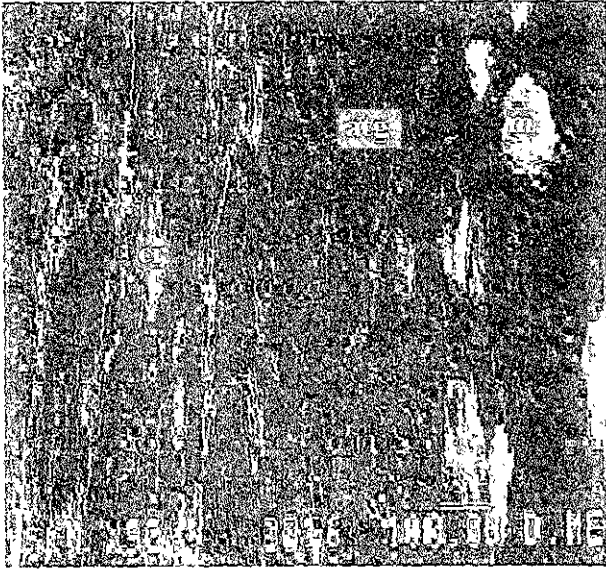
### Muestra Te-18

Fig. 34 Magnetita residual (m) Se dispone afuera del patrón de red compuesto por serpentina (compuesta de lizardita ? (l) y/o antigorita) ± talco (st) en la última etapa de serpentinización. Las fracturas están rellenas por fibras de crisotilo (cr) (240 X. MEB).

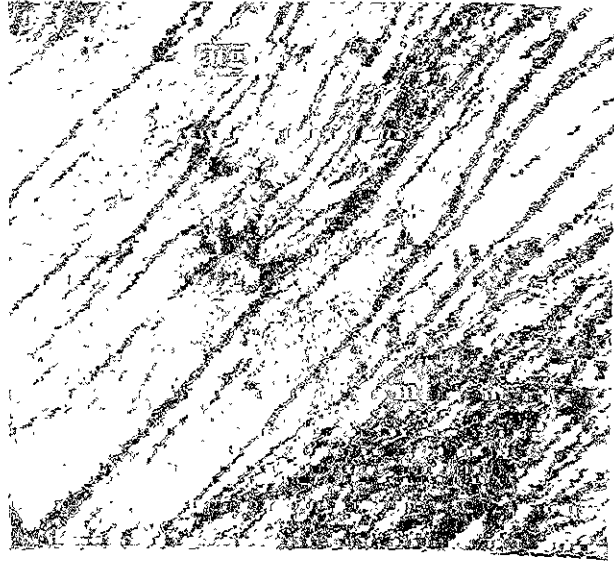
Fig. 35 Serpentina (l) con textura pseudofibrosa compuesta posiblemente lizardita por su mayor contenido de hierro comparado con crisotilo y antigorita. cerca se observa un grano de magnetita (m) de origen probablemente secundario (1 500 X MEB)

Fig. 36 Magnetita (m) Se dispone afuera de la estructura de red formada por la serpentina. La red formada por la

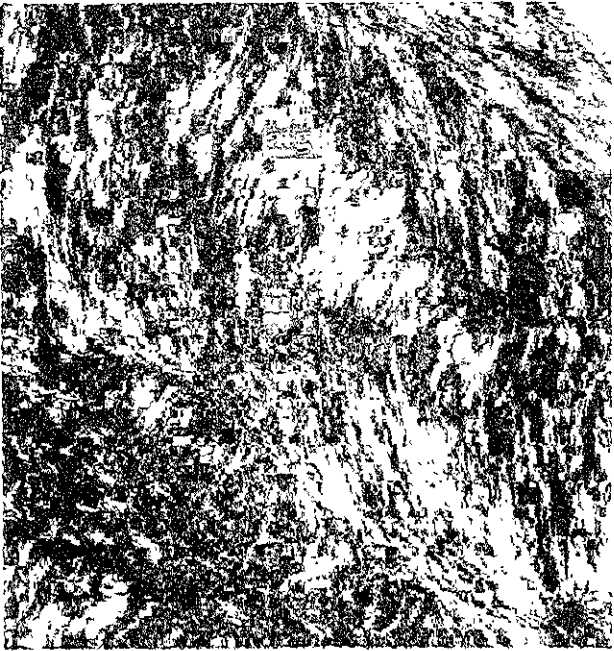
1



2

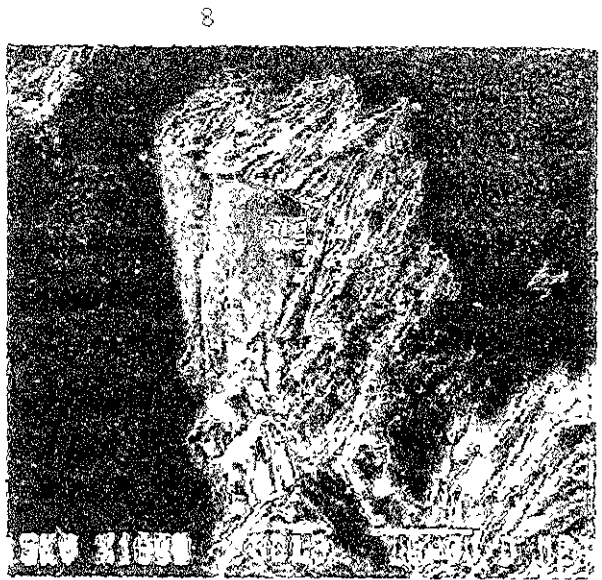
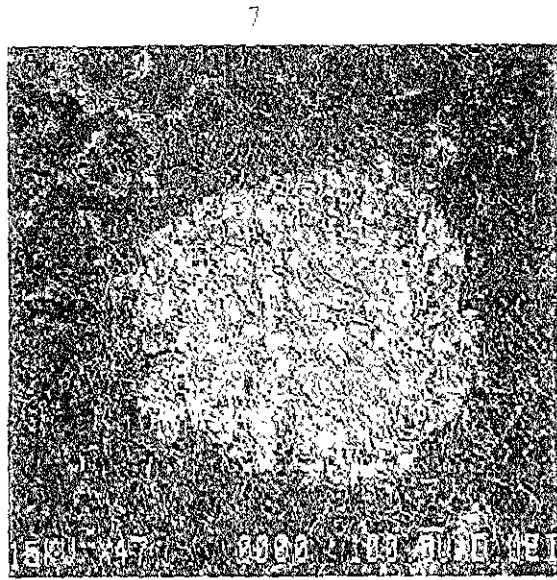
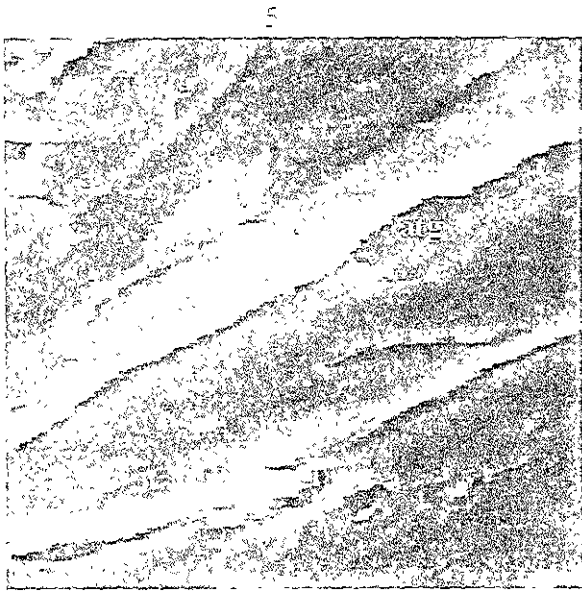


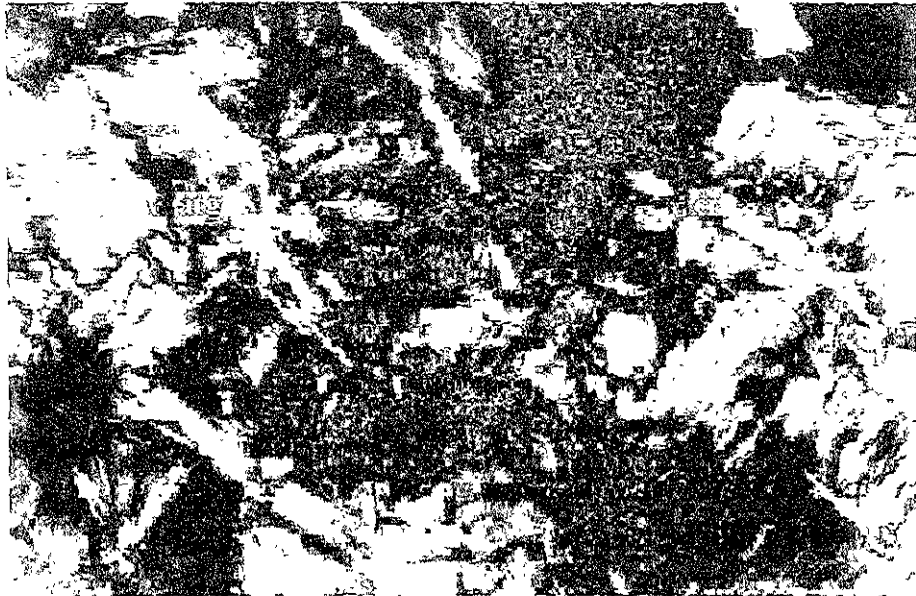
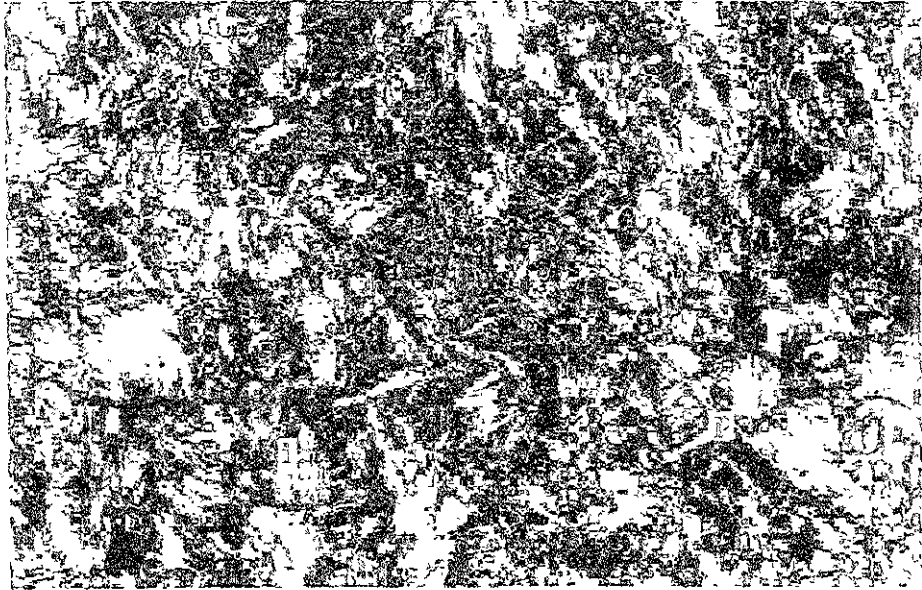
3



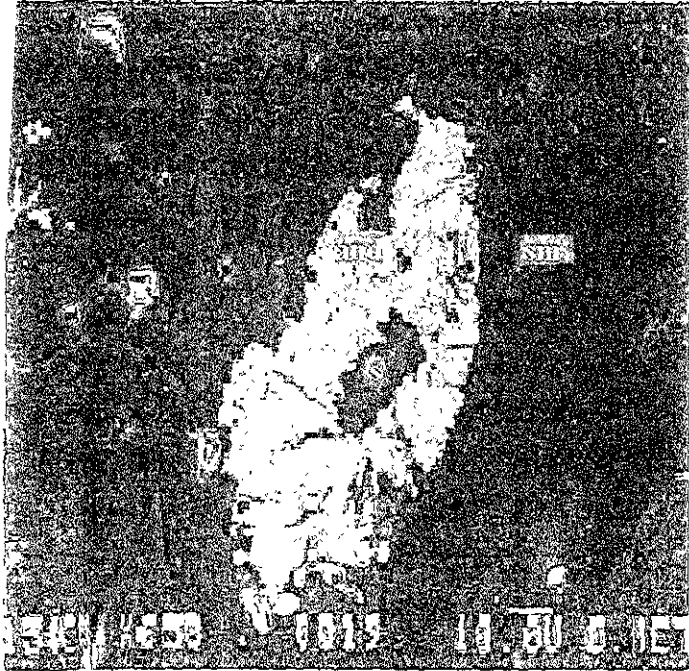
4



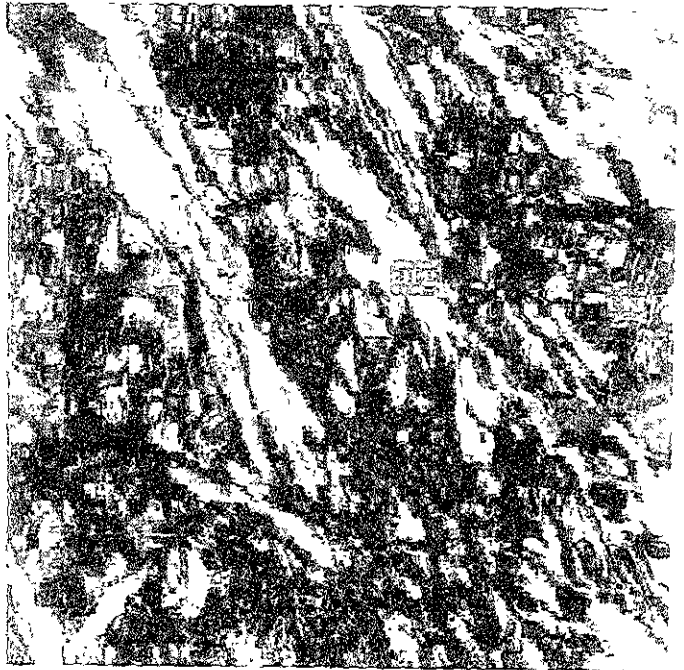




11



12



13



14



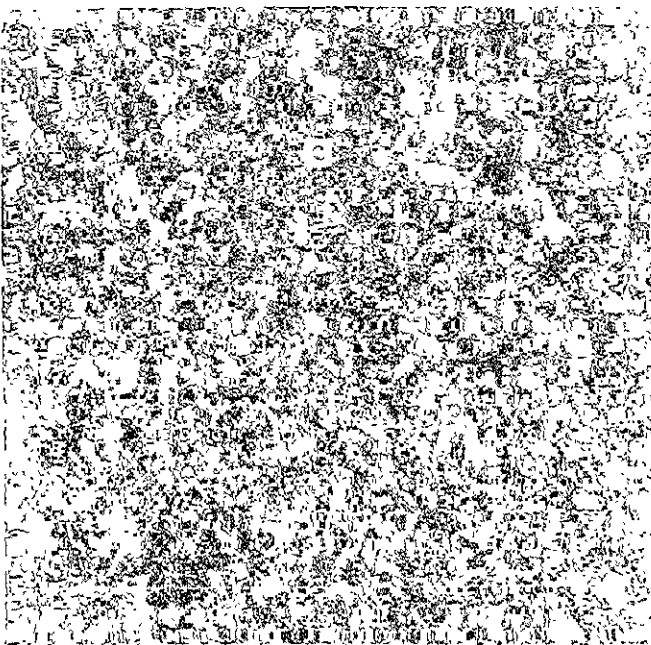
15



16



17

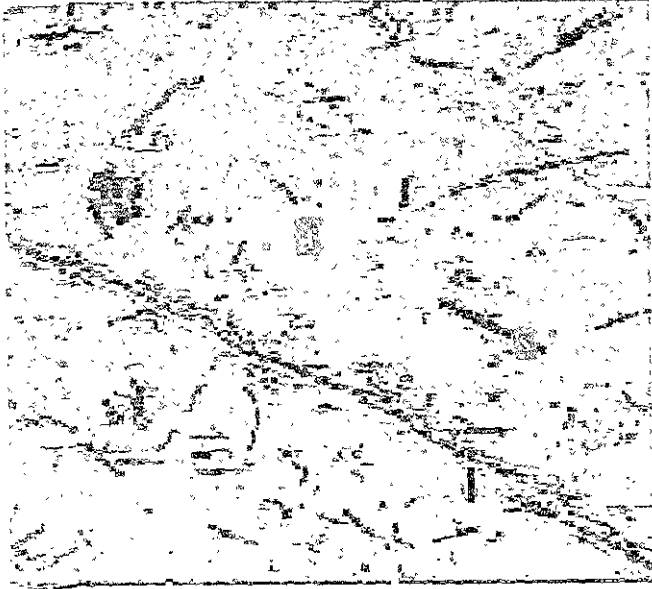


18

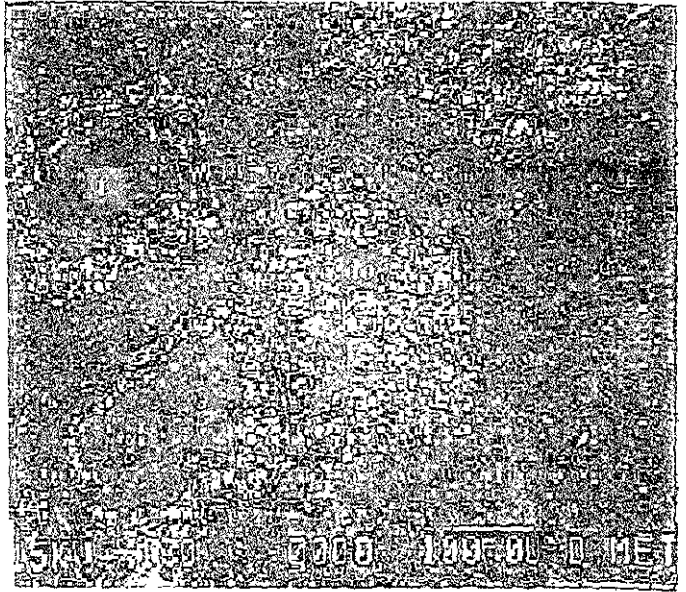




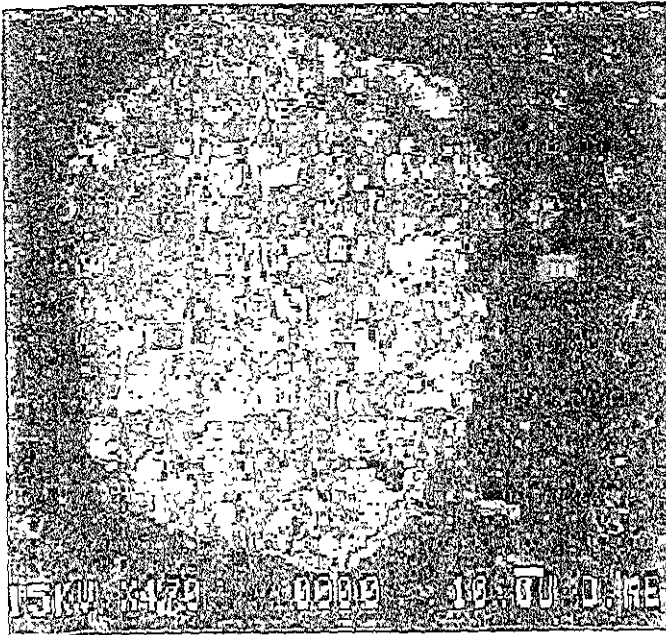
19



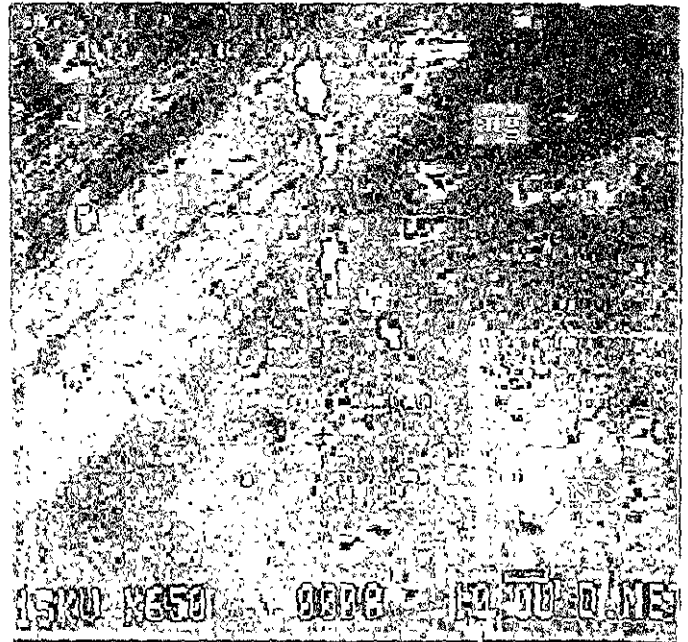
20



21

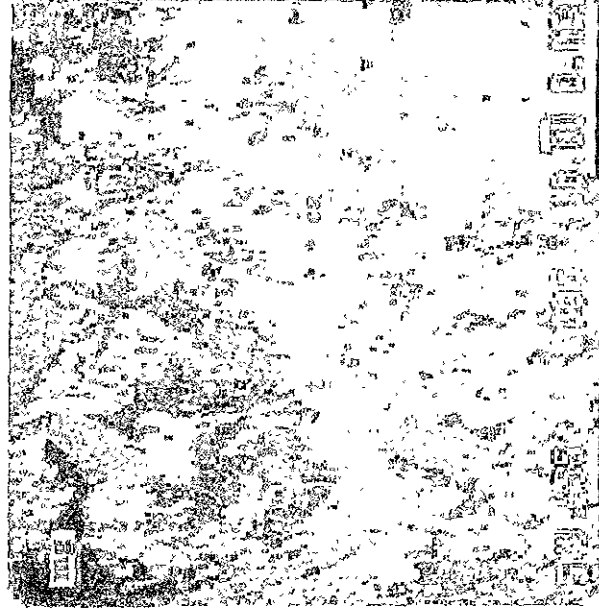


22

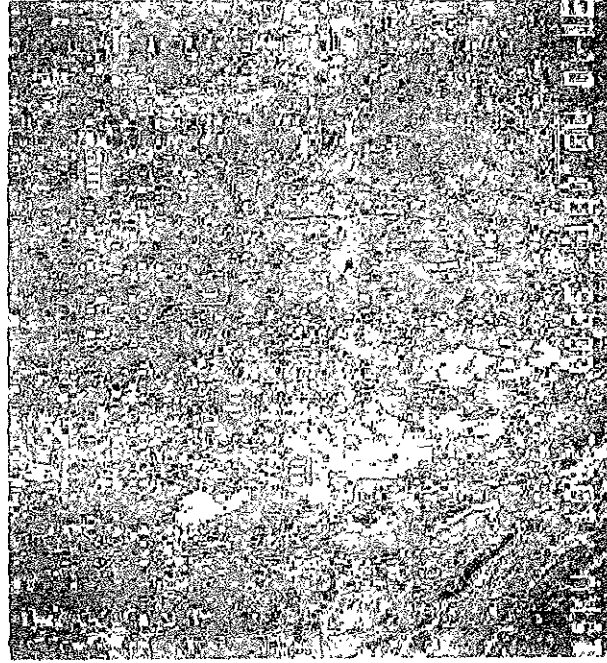


79

24



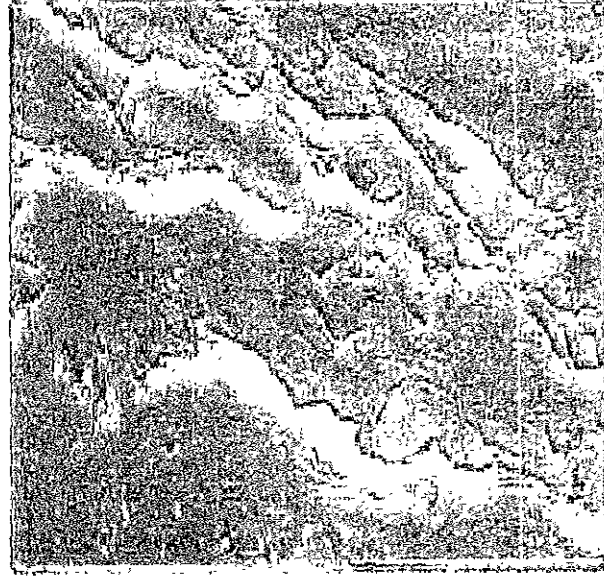
25



26

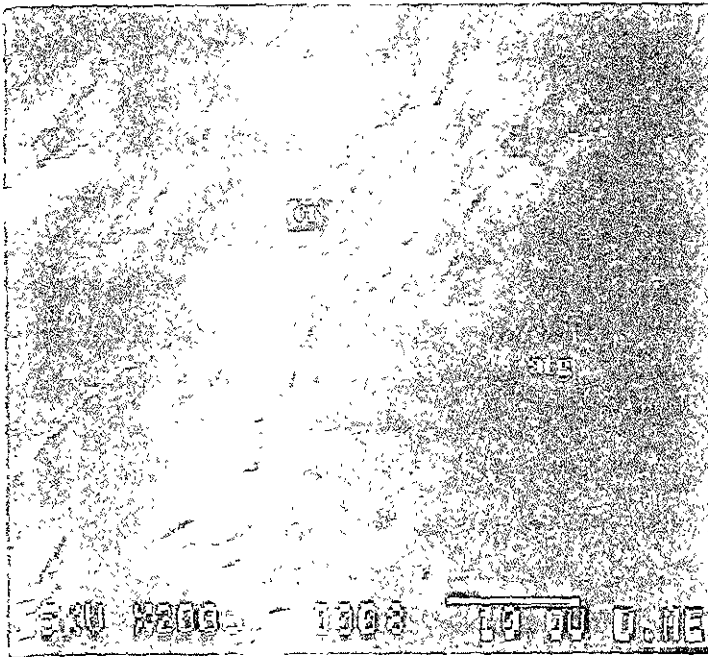


25

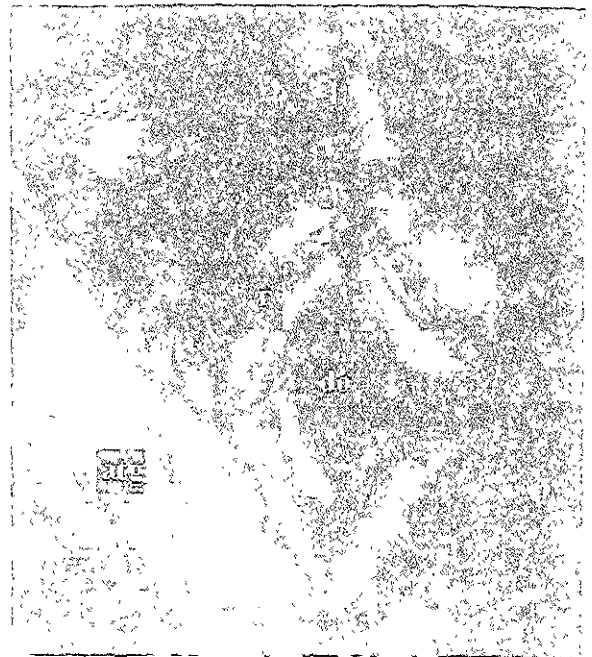


20

27



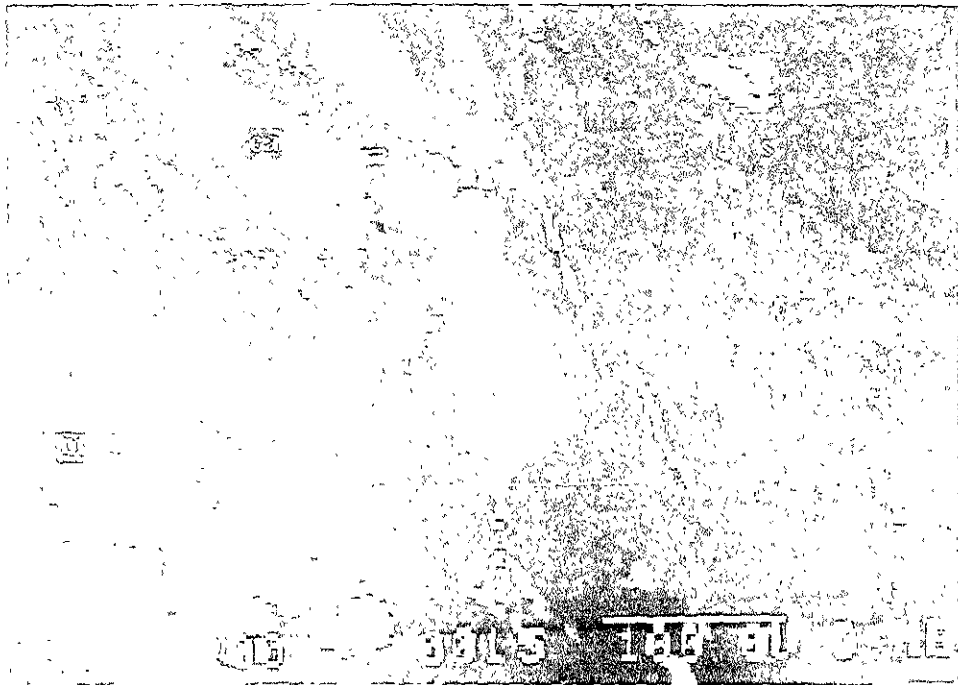
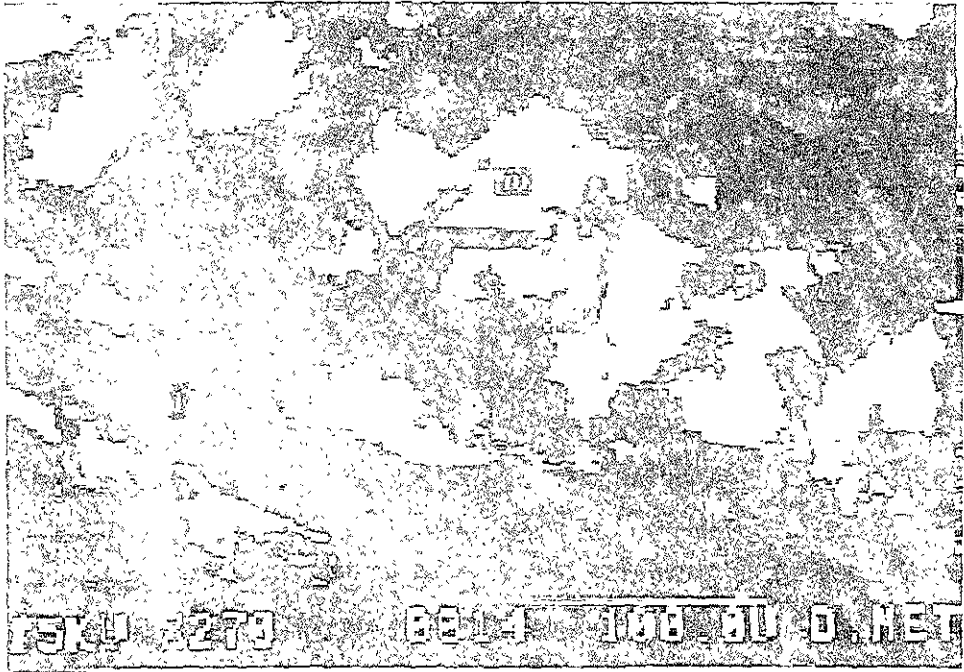
28

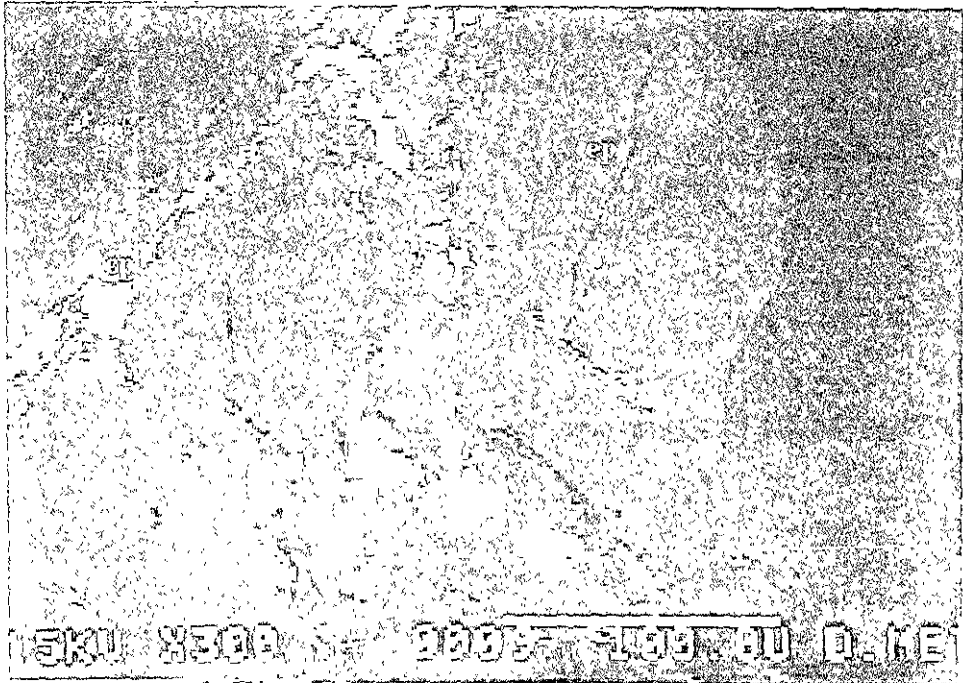
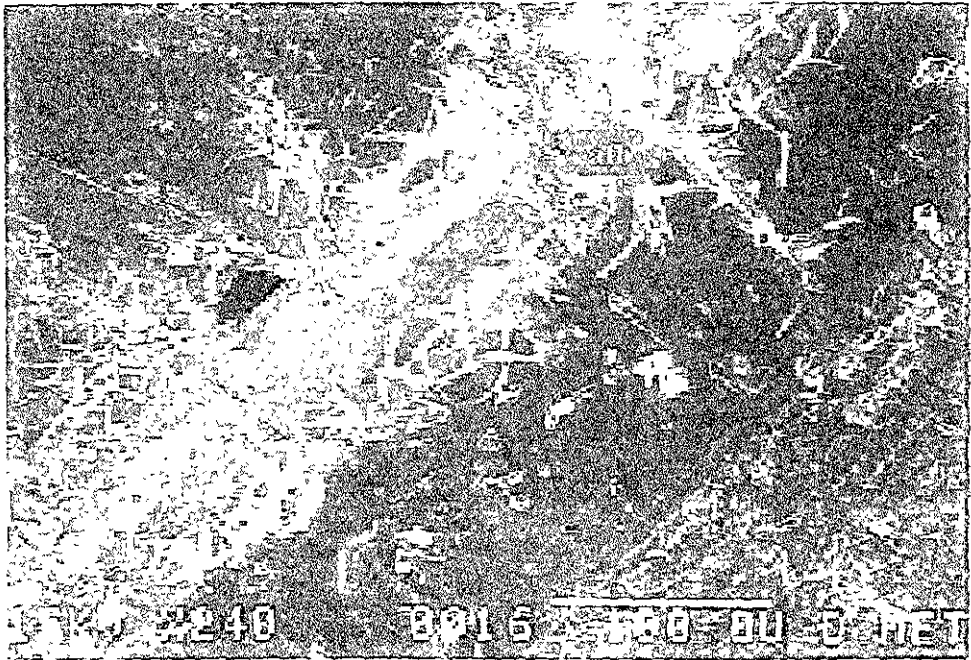


29

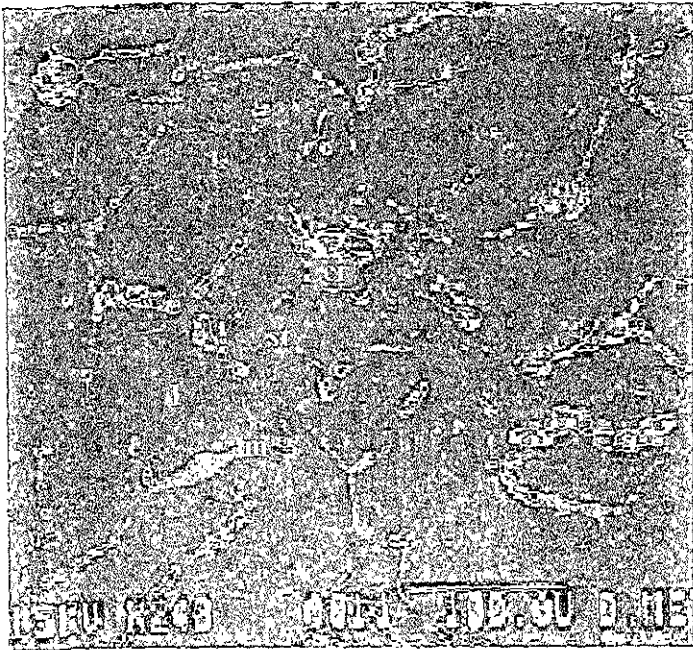


5.

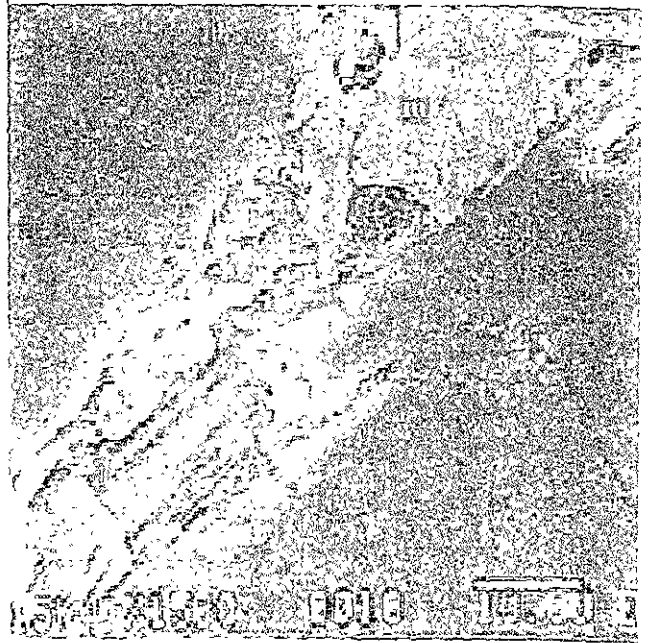




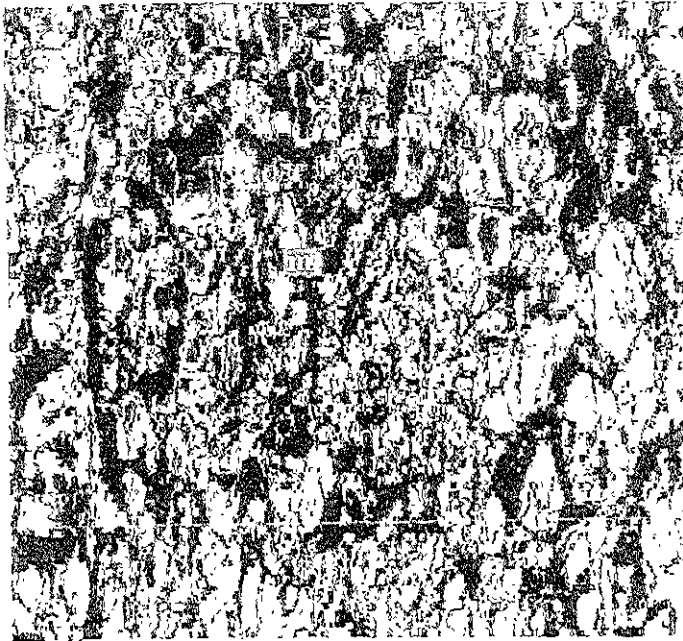
34



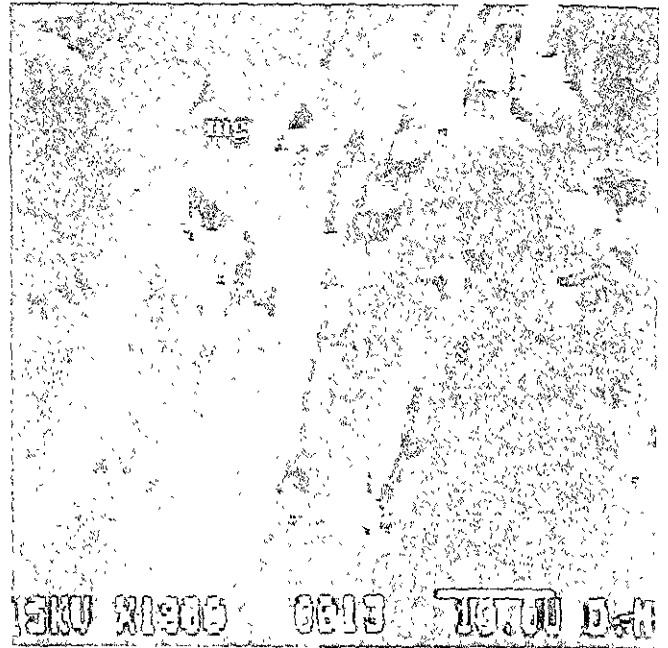
35

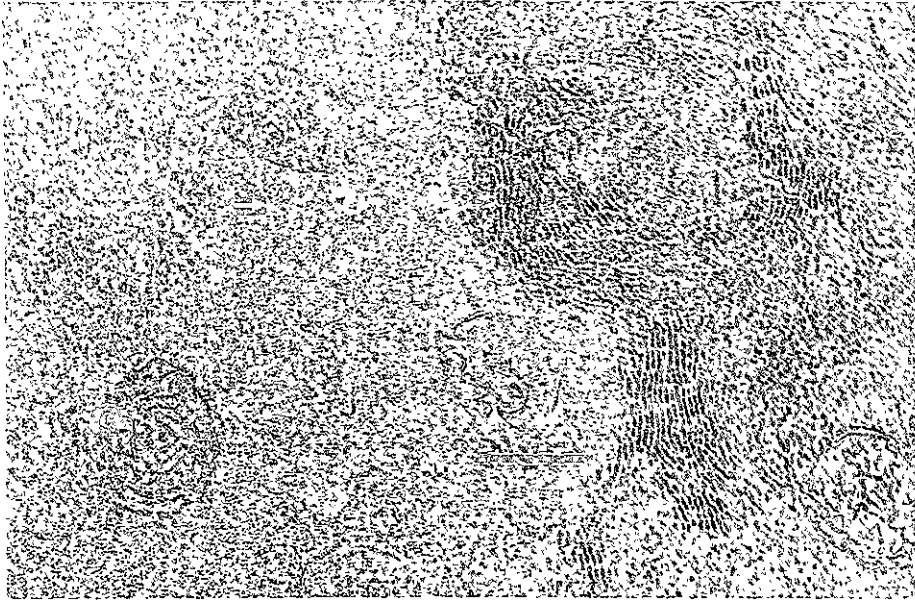


36

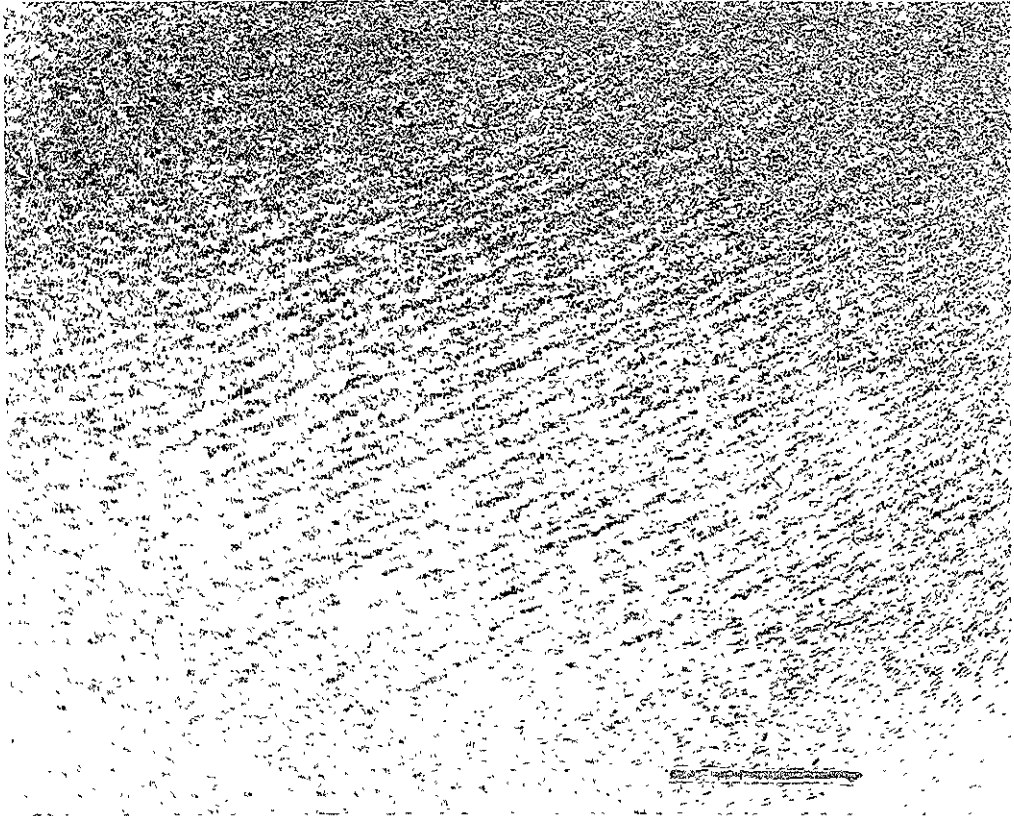


37



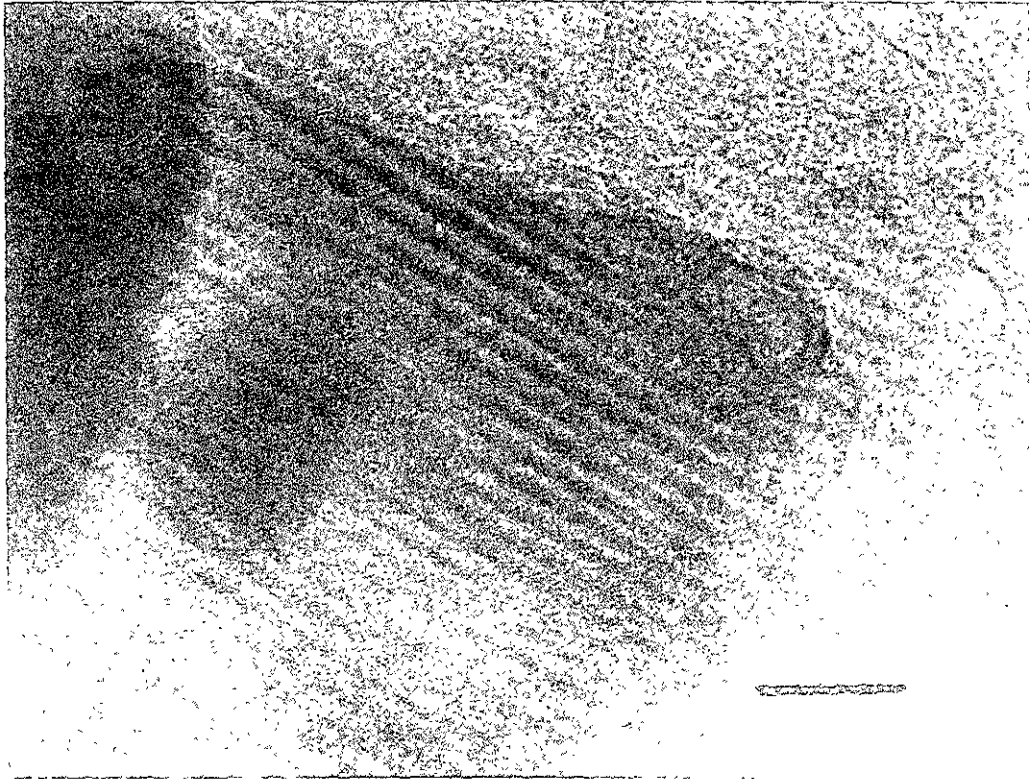


38

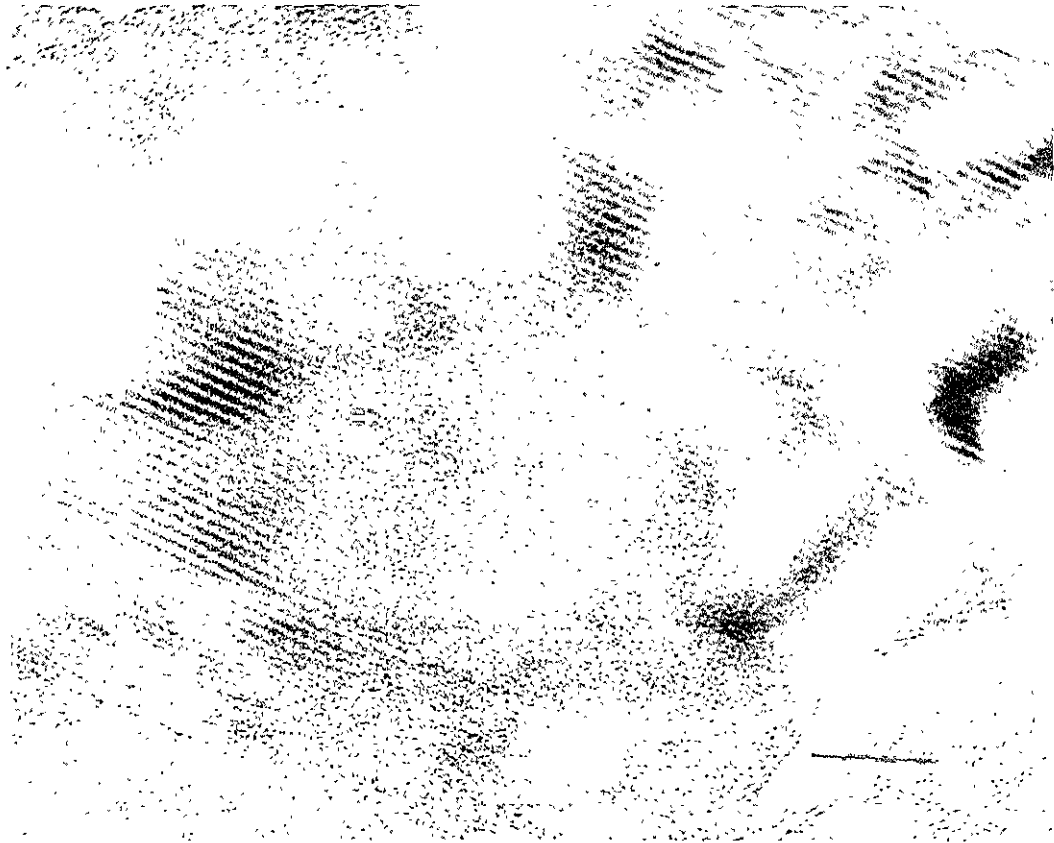


39

37



40



41



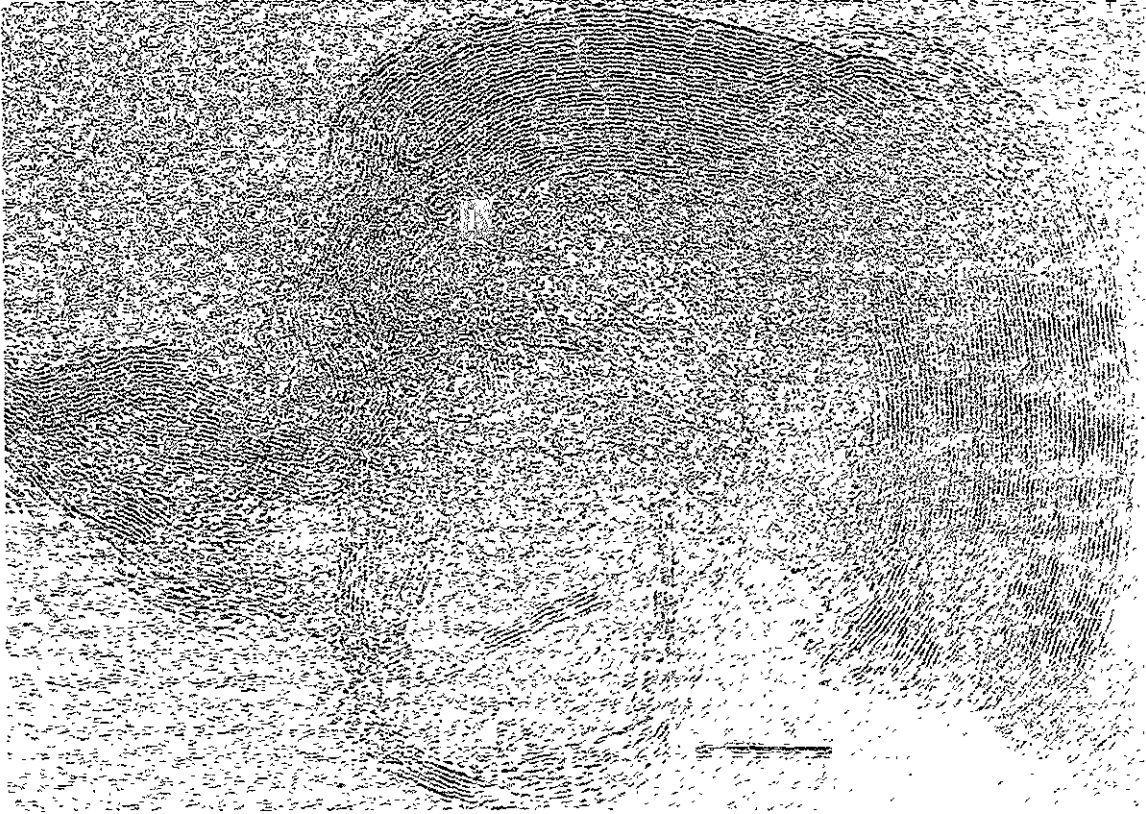


42



43

87



63



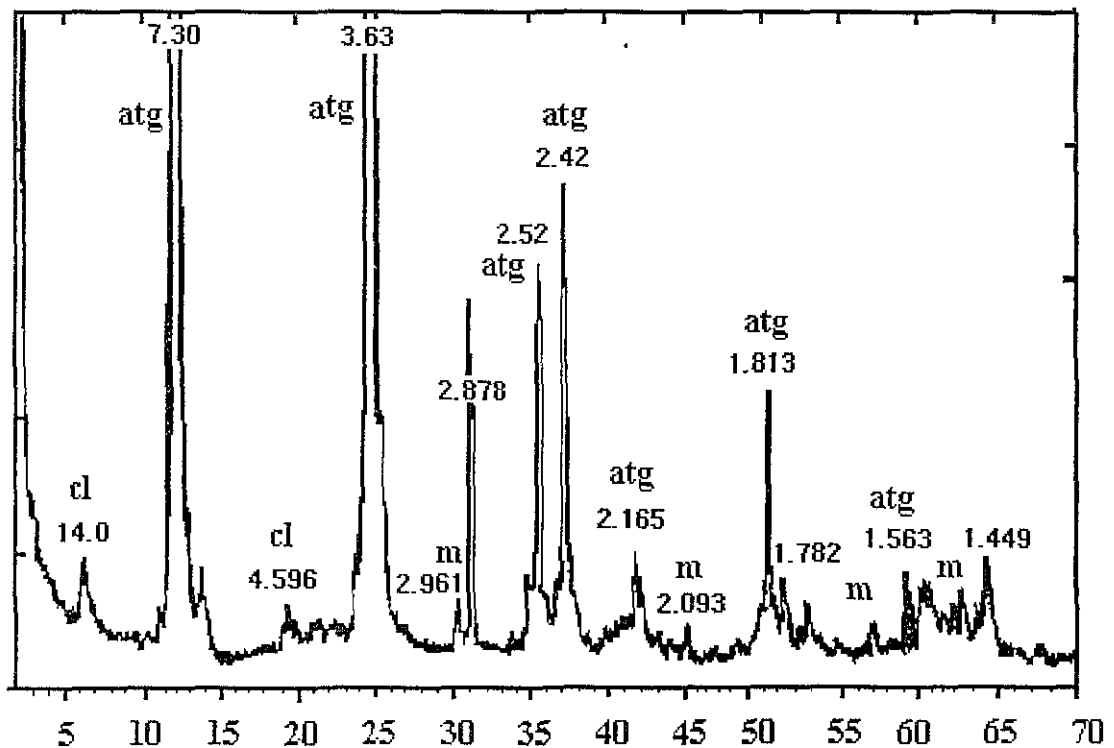
64

68

## APENDICE.VII.3

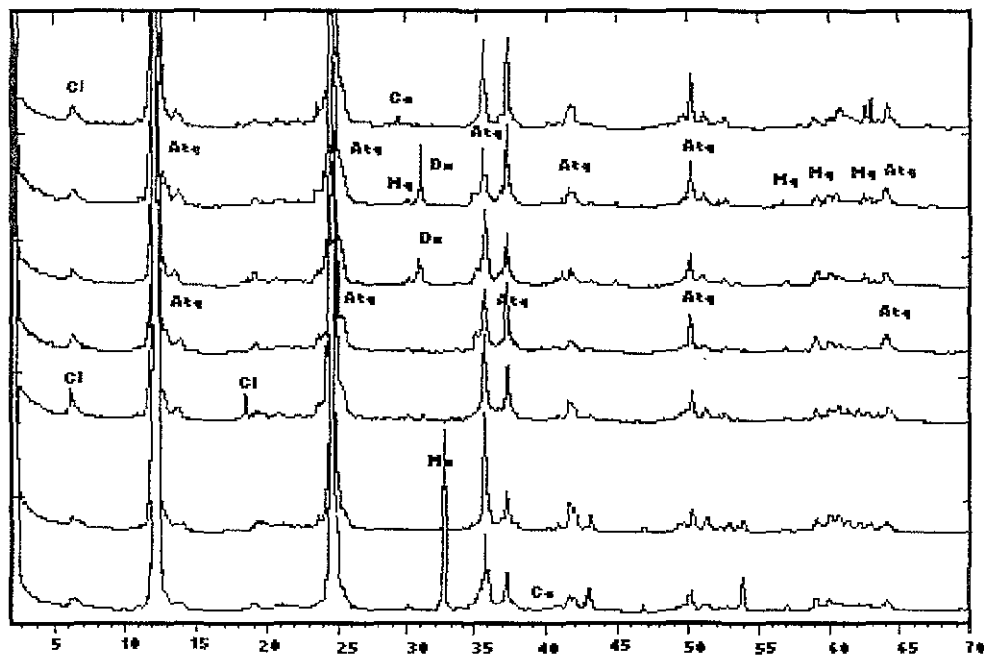
### PATRONES DE DIFRACCION OBTENIDOS DEL ANALISIS DE LAS SERPENTINITAS DE TEHUITZINGO.

Graf. 1. Los picos son registrados para angulos desde  $\theta = 0^\circ$  a  $\theta = 70^\circ$ . Algunas de las principales reflexiones registradas para antigorita comenzando desde los angulos pequeños van desde (hkl) 001, 102, 1601, 1800, 832, 104, 933, 2430 etc. y en los angulos más grandes la señal es más debil . Los valores principales para  $d$  (distancia interplanar) respectivos para las reflexiones indicadas en  $\text{Å}$  son:  $d = 7.30, 3.63, 2.521, 2.42, 2.169, 1.813, 1.782$  y  $1.563$ . El pico en  $d = 1.563 \text{ Å}$  es importante para antigorita ya que no tiene contraparte en los patrones de lizardita y crisotilo. Además de antigorita (atg) se distinguen las siguientes fases minerales: cl=clinocloro, do=dolomita y m=magnetita. Muestra Te-1 ubicada en la Barranca el Tigre.

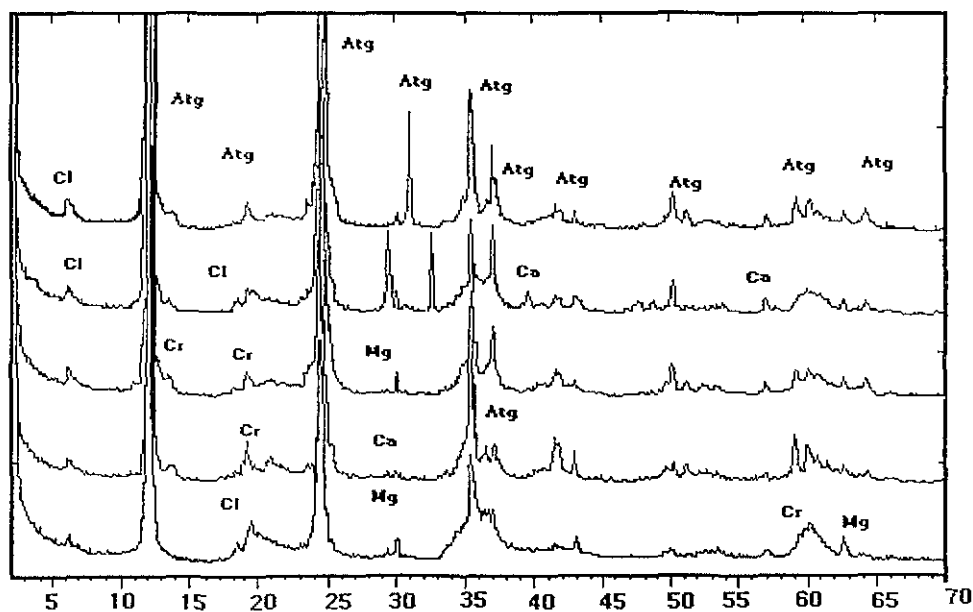


Grafs. 2 (a-e). Difractogramas mostrando las fases minerales determinadas en las serpentinitas del área de estudio. Las muestras están ordenadas de la parte superior hacia abajo de cada gráfico como se indica a continuación. 2(a). Muestras: Te-19, Te-1, Te-6, Te-3, Te-4, Te-10 y 6000. 2(b). Muestras Te-2, Te-9, Te-8, Te-5, y Te-18. 2(c) Muestras Te-11 y Te-13. 2(d) Muestras Te-12 y Te-16. 2 (e) Muestras Te-17 y Te-14. Atg= antigorita, Mg= magnetita, Do= dolomita, Cl= clinocloro, Ma= magnesita y Cry= clinocrisotilo, Ca= calcita, Tr= tremolita, Mc= muscovita, Ab= albita.

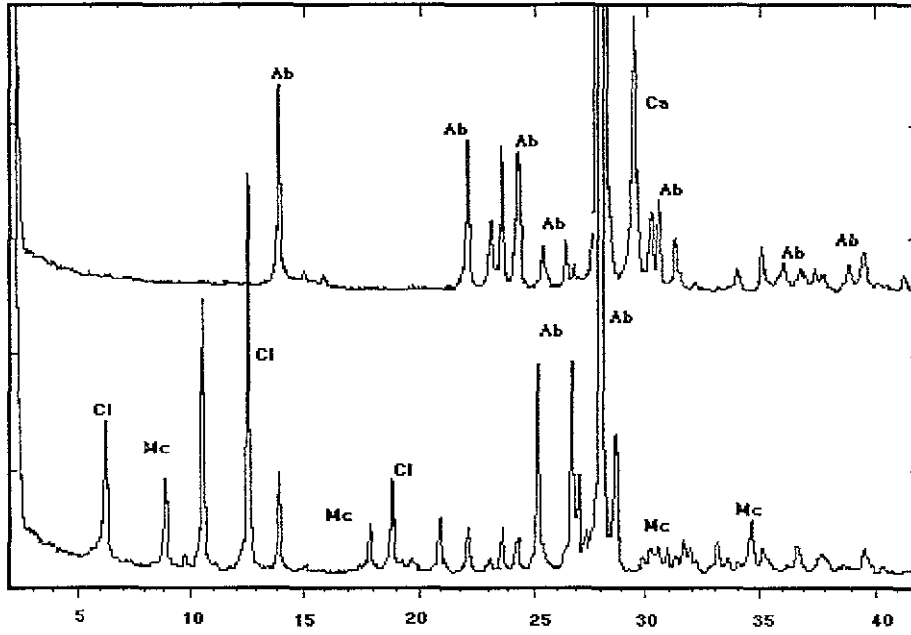
(a)



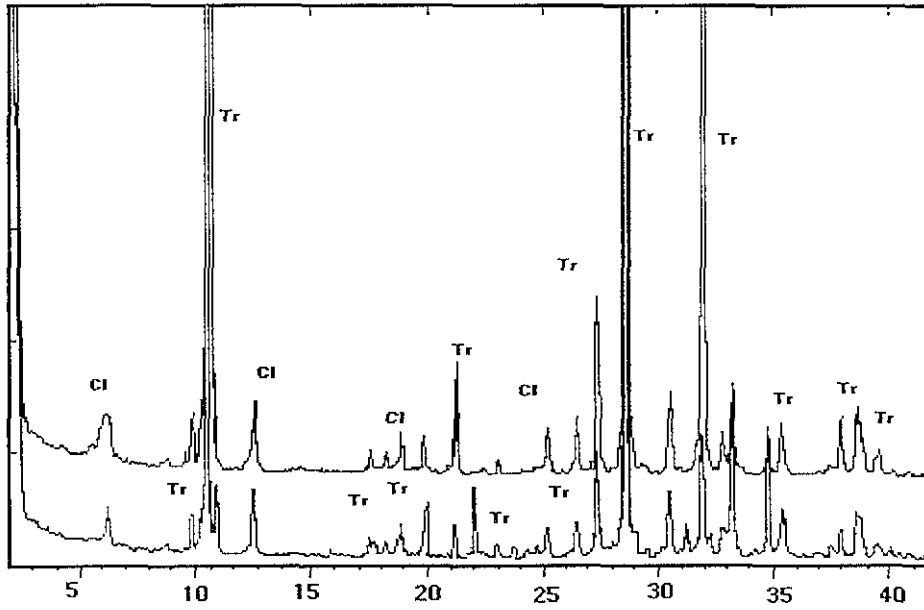
(b)



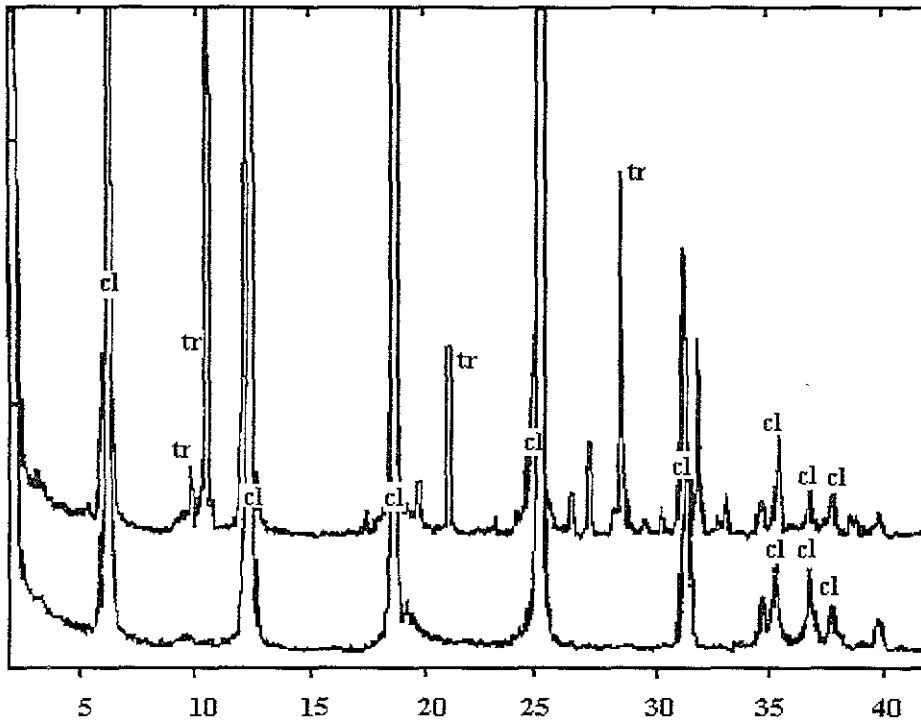
(c)



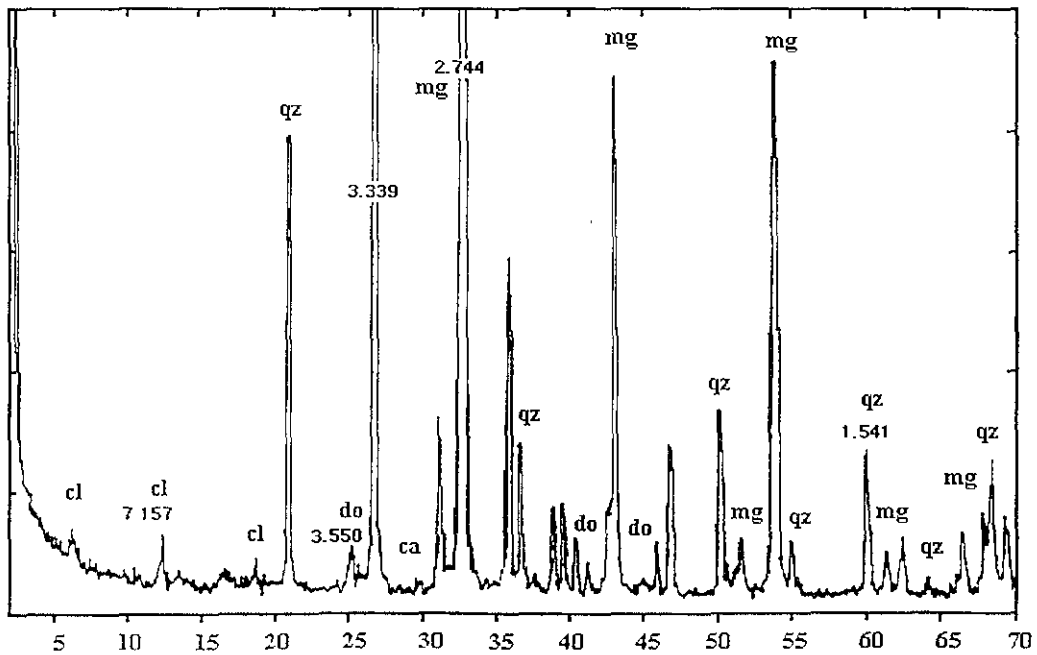
(d)



(e)



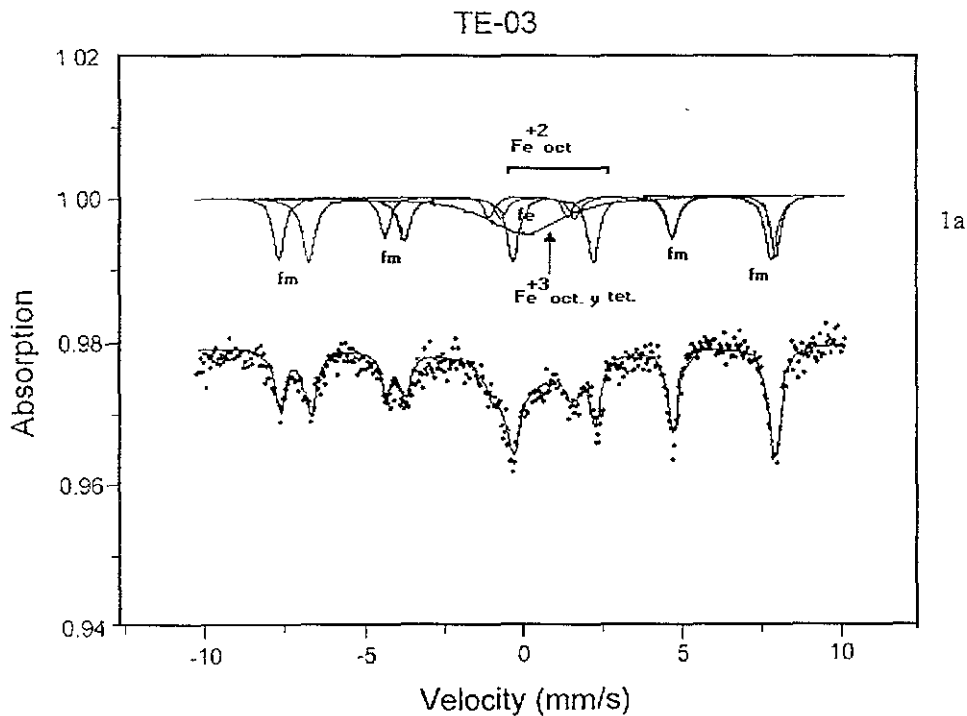
Graf. 3 . Difractograma de la muestra Te-7 localizada en la Barranca Venaditos. Los picos principales para magnesita (Mg), clinocloro (Cl), Cuarzo (Qz) y dolomita (Do) se observan en  $d=2.744$ ,  $d=7.157$ ,  $d= 3.339$  y  $d= 3.550$  respectivamente. No se registró serpentina en esta muestra.

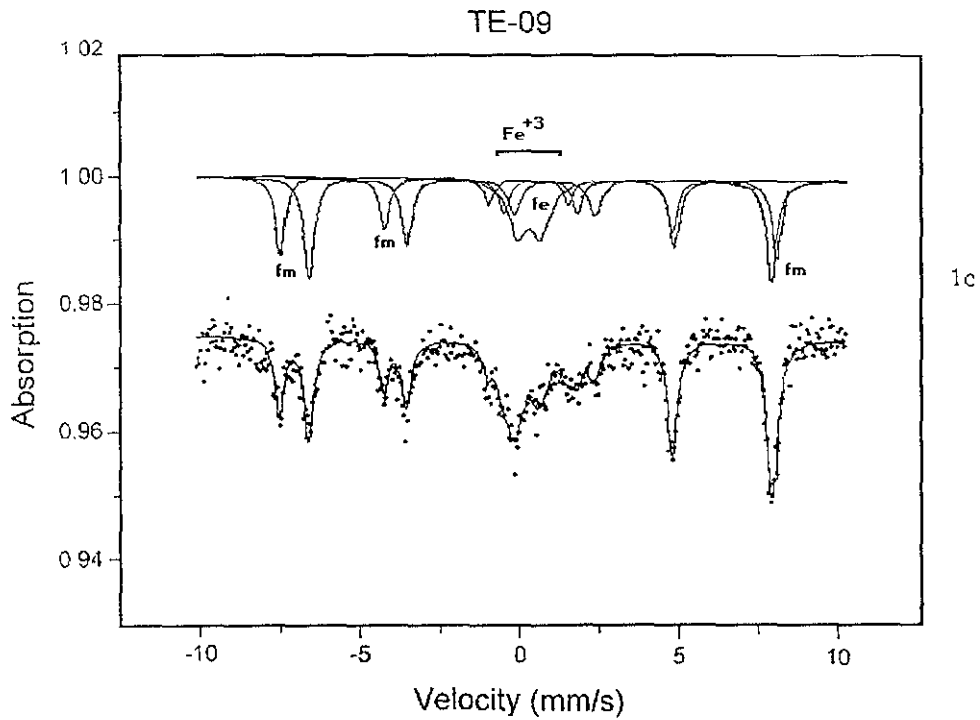
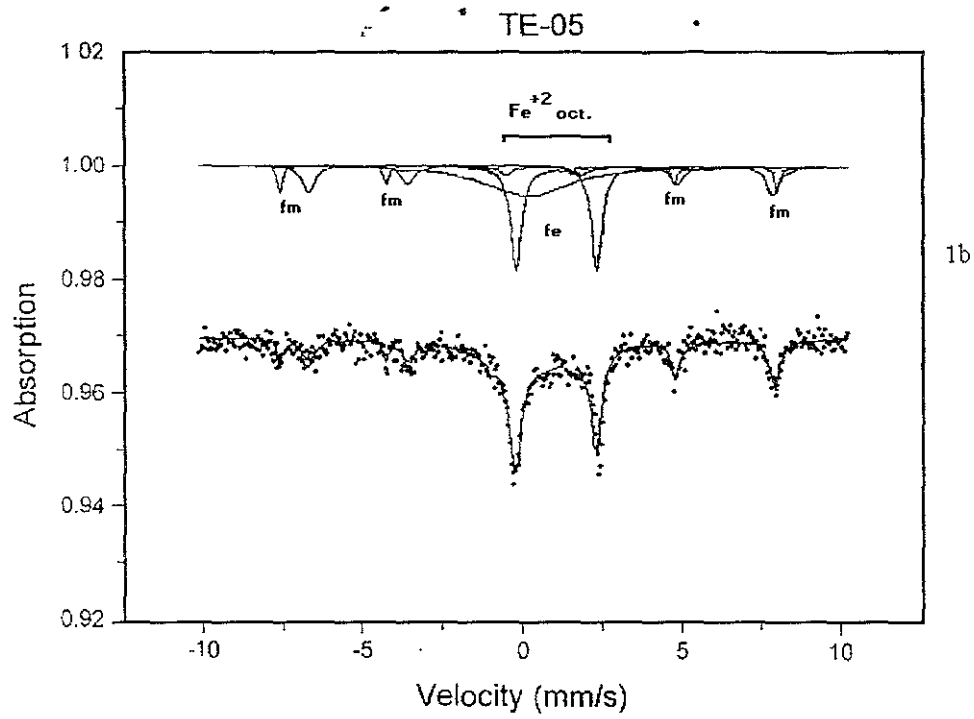


## APENDICE VII.4

### ESPECTROS MÖSBAUER.

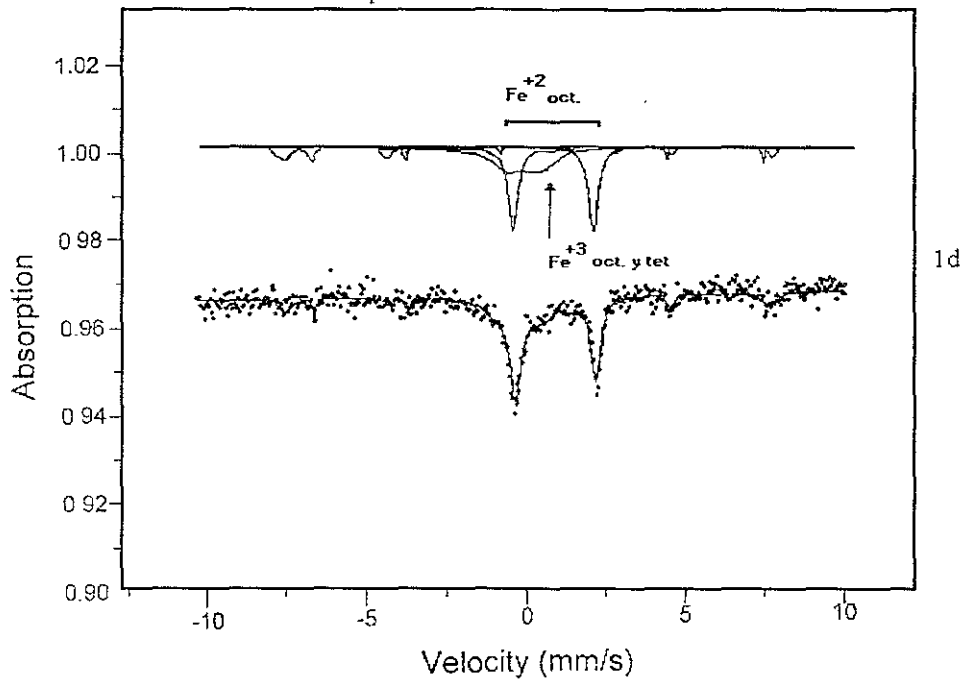
Figs. 1. (a) Muestra Te-3; (b) Te-05; (c) Te-09; (d) Te-19 y (e) Te-6000. Espectros Mösbauer corridos a temperatura ambiente de algunas serpentinitas analizadas. Se indican las posiciones de los dobletes del  $\text{Fe}^{+2}$  en posición octaedral y del  $\text{Fe}^{+3}$  en posición tanto octaedral como tetraedral correspondientes a antigorita, que forman parte de la fase estructural (fe) encontrada en todos los espectros. Se observan tambien otras lineas que constituyen la fase magnética (fm) correspondiente a magnetita.







TE-19



Te-6000

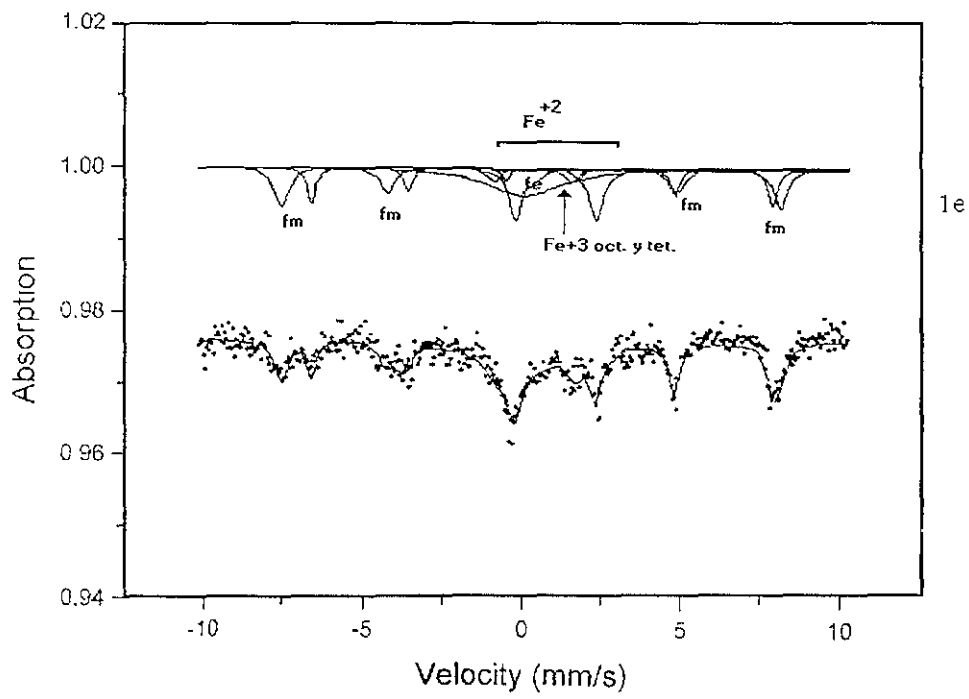
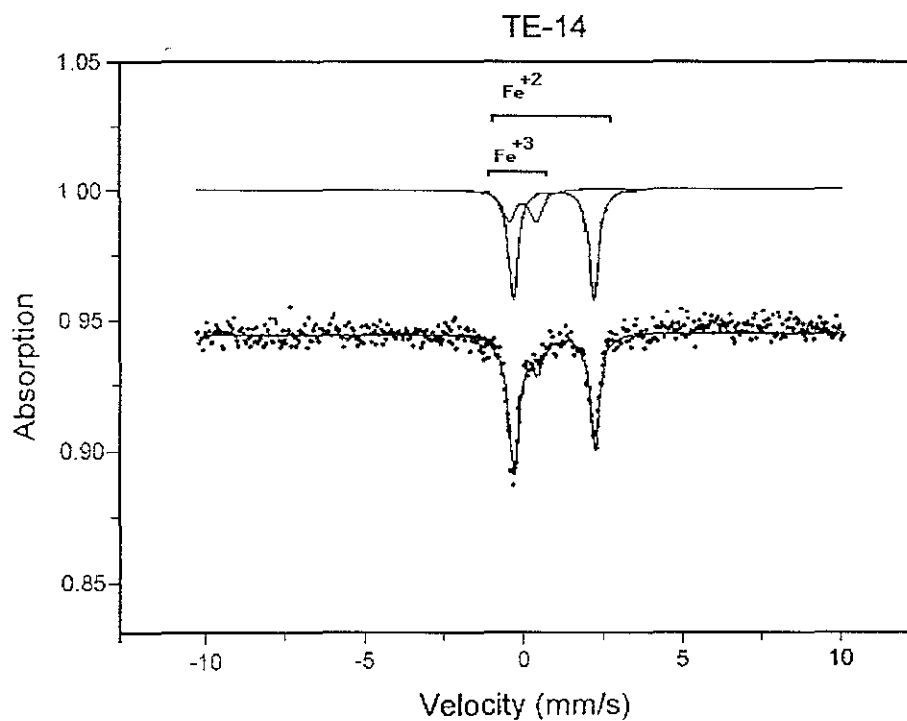


Fig. 2. El espectro Mössbauer de la muestra T-14 no muestra los dobletes que señalan la presencia del  $\text{Fe}^{+2}$  y del  $\text{Fe}^{+3}$  de la fase magnética, observándose mejor la fase estructural que consiste principalmente en antigorita y posiblemente de hematita. La presencia del hierro ferroso se distingue en el sitio QS= 2.52 y la del  $\text{Fe}^{+3}$  en QS=0.715.



## CAPITULO VII.5

### BIBLIOGRAFIA CITADA

- Amin M. S. 1948. Origin and alteration of chromites from Egypt. *Econ. Geol.* **43**: 133-153.
- Aumento, F., Loubat, H. 1971. The mid-Atlantic ridge near 45° N XVI. Serpentinized ultramafic intrusions. *Can.J. Earth Sci.* **18**: 631-663.
- Bancroft, G.M., Maddock, A.G. and Burns, R.G. 1967. Applications of the Möbauer effect to silicate mineralogy. V. Iron silicates of known crystal structure. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **31**: 2219-2246.
- Barton, C.M. 1986. The Havelock asbestos deposit in Swaziland, Barveton greenstone belt. In: *Mineral deposits of southern Africa*, Vol. II, Anhaeusser, C.R., and Maske, S. (eds.), 395-407. Geological Society of Johannesburg.
- Beattie, M. and Barton, J.M., Jr. 1992. Alteration and gold mineralization in the Roodepoort goldfields, Pietersburg granite-greenstone terrane. *S.Afr.J. Geol.*, **95**:131-140.
- Berman, R.G., Engi, M., Greenwood, H.J. and Brown, T.H. (1986). Derivation of internally-consistent thermodynamic data by the technique of mathematical programming: A review with application to the system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *J. Petrol.* **27**: 1331-1364.
- Benson, W.N. 1926. The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks: *Natl. Acad. Sci., Mem.*, **19**: 19, 90 p.
- Blaauw, G., Strpink G., and Leiper, W. 1979. Mösbauer analysis of some Canadian chrysotiles. *Canadian Mineralogist.*, **17**. 713-717.
- Bliss N.W. and MacLean W.H. 1975. The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* **39**: 973-990.
- Bonatti, E. 1968. Ultramafic rocks from the Atlantic Ridge. *Nature*, **219**: 363-364.
- Brindley, G.W., 1982. Chemical composition of berthierines- a review. *Clays & Clay Minerals.* **30**: 153-155.
- Carballido-Sánchez E.A y Delgado-Argote L.A., 1989. Geología del cuerpo serpentínico de Tehuizingo, Estado de Puebla. Interpretación preliminar de su emplazamiento. Univ. Nal. Autón. México. Inst. Geología. Rev., **8**, (2): 134-148.
- Cárdenas-Vargas, J. 1966. Contribución al conocimiento geológico de la Mixteca oaxaqueña. *Univ. Autón. Potosina. Inst. Geol. Metalurgia, Minería y Metalurgia*, **38**: 13-107 p.
- Carta Topográfica Tehuizingo, Puebla, 1981. E14B73. Dirección General de Geografía del Territorio Nacional, 1:50,000. SPP. Dirección General de los Servicios Nacionales de Estadística, Geografía e Informática.

- Kesler, S.R 1973. Basement rock structural trends in southern Mexico. *Geol. Soc. America Bull.* **84**: 1059-1054.
- Hochstetter, R., 1965. *Zur Kenntnis der Serpentinminerale*. Ph D. thesis, Univ. des Saarlandes.
- Kesler, S.E. y Heath, S.A., 1970. Structural evidence for Precambrian rocks in the Zolapa Complex, Guerrero, Mexico. *Geol. Soc. America, Abstr. with Programs*, **2**: 287 (resumen).
- Kretz, 1983. Symbols for rock forming minerals. *American Mineral.* **64**:277-278.
- Kunze, G. 1956. Die gewellte Struktur des Antigorits, Y. *Zeit. Krist.* **108**:82-107
- Kunze, G. 1958. Die gewellte Struktur des Antigorits II. *Zeit. Krist.* **110**:282-320.
- Lapham D.M. 1964. Spinel-orthopyroxene compositions and their bearing on the origin of the serpentinite near Mayaguez, Puerto Rico. In: *A Study of Serpentinite* ( eds. H.H. Hess and A Otolora), **NAS-NRC. Publ. 1188**: 134-144.
- Miller, R. 1953. The Webster-Addie ultramafic ring, Jackson County, North Carolina, and the secondary alteration of its chromite. *Amer Mineral.* **38**: 1134-1147.
- Mitra, S. 1972. Metamorphic rims in chromites from Sukina, Orissa, India. *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.* **8**: 360-375.
- Moody, J.B., 1976. Serpentinization: a review. *Lithos.* **9**: 125-138.
- Nickel, E.H. 1959. The occurrence of native nickel-iron in the serpentine rock of the eastern townships of Quebec Province. *Can Mineral.*, **6**, pt. 3: 307.
- O'Hanley, D.S., 1988. The origin of alpine peridotite-hosted cross fiber chrysotile asbestos deposits. *Econ. Geol.* **83**: 256-265.
- O'Hanley, D.S., 1996. *Serpentinites, Records of tectonic and petrological history*. Ed. Oxford University Press. New York. pag.1-277.
- O' Hanley, D.S., Kyser, T.K., and Stauffer, M. 1993. Provenance, deformation, and alteration history of mafic-ultramafic rocks east of Amisk Lake, and the provenance of the mafic and ultramafic Boundary Intrusions, in the Flin Flon Domain, Trans-Hudson Orogen. *Lithoprobe Report.* **34**: 190-206.
- Ordóñez, Esequiel, 1906, Las rocas arcaicas de México: Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate (México) **22**: 331 p
- Ortega-Gutiérrez F., 1974 (1975). Nota preliminar sobre las eclogitas de Acatlán, Puebla *Bol. Soc. Geol. Mexicana.* **35** 1-6 p.
- Ortega-Gutiérrez F., 1975. The pre-Mesozoic geology of the Acatlan area, south Mexico: Leeds Inglaterra Univ. Leeds, disertación doctoral. 166 p. (inédita)

Ortega-Gutiérrez F., 1978. Estratigrafía del complejo Acatlán en la mixteca baja, estados de Puebla y Oaxaca. *Univ. Nal. Autón. México. Inst. Geología Rev.* **2** No.2: 112-131.

Ortega-Gutiérrez F., 1981 (a). Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geof. Int.* **20-3**: 177-202.

Ortega-Gutiérrez F., 1981 (b). La evolución tectónica premisisipica del sur de México. *Univ. Nal. Autón. México, Insti. Geología. Rev.* **5(2)**: 140-157 p.

Ortega-Gutiérrez F., 1993. Tectonostratigraphic analysis and significance of the paleozoic Acatlán Complex of Southern Mexico in Ortega-Gutiérrez, Fernando, Centeno-García, Elena, Morán-Zenteno, D.J., and Gómez-Caballero, Arturp, de. *Terrane geology of southern México*. Univ. Auton. de México, Instituto de Geología. First. circum-Pacific and circum-Atlantic terrane conference, Guanajuato, México, Guidebook of field trip B. 54-60 p.

Ortega-Gutiérrez F., Elias H.M., Reyes S.M. and Macias R.M. 1999. Late ordovician-early silurian continental collisional orogeny in Southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology.* **27**: 719-722.

Page, N.J., 1967. Serpentinization at Burro Mountain, California. *Contr.Mineral. Petrology.* **14**: 321-342.

Ramdohr, P.A. 1967, Widespread mineral association connected with serpentinization, with notes on some new or insufficiently defined minerals: *Neues Jahrb. Mineral., Abh.* **107**, No. 3 p. 241-265.

Rozenson, Y., Bauminger, E.R., and Heller-Kallai, L. (1979). Mössbauer spectra of iron in 1:1 phyllosilicates. *Am.Mineral.* **64**: 893-901.

Rodríguez-Torres, Rafael, 1970, Geología metamórfica del área de Acatlán, Estado de Puebla: México, D.F. Soc. Geo. Mexicana, Libro-Guía de la excursión México-Oaxaca, 51-54 p.

Rost, F. 1963. Ultrabasite der Kruse und ihr Mineralbestand. *Neues. Jahrb. Mineral. Monatsh.* 263-272.

Rost, F. 1968, Über die Fazieseinstufung orogenotyper peridotite und ihre Bezeichnungen zur Peridotitschale des Erdmantels. *Proc. XXIII Int. Geol. Congr.*, **1**: 187-196.

Salas, G.P. 1949. Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca. *Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros.* **1**: 79-156 p.

Schandl, E.S. and Wicks, F.J. 1991. Two stages of CO<sub>2</sub> metasomatism at her Munro mine, Munro township, Ontario: evidence from fluid-inclusion, stable isotope, and mineralogical studies. *Can. J. Earth Sci.* **28**: 721-728.

Shiga, Y., 1987. Behavior of iron nickel, cobalt and sulfur during serpentinization, with reference to the ultramafic rocks of the Kamaishi mining district, northeastern Japan. *Can. Mineral* **25**: 611-624.

- Wicks, F.J. and Zussman, J. 1975. Microbeam X-ray diffraction patterns of the serpentine minerals. *Can. Mineral.* **13**: 244-258.
- Winchell, A.N. and Winchell, H. 1959. *Elements of optical mineralogy*. Part. II, 4th ed. John Wiley and Sons. N.Y.
- Wilson, J.T. 1966. Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*. **211**: 676-681.
- Whittaker, E.J. W. and Wicks, F.J., 1970. Chemical differences among the serpentine "polymorphs". *Am. Mineral.* **55**: 1025-1047 p.
- Whittaker, E.J. W. and Zussman, J., 1956. The characterization of serpentine mineral by X-ray diffraction. *Mineral. Mag.* **31**: 107-126 p.
- Yada, K. 1971. Study of microstructure of chrysotile asbestos by high resolution electron microscopy. *Acta Cryst.* **A27**: 659-664.
- Zussman, J. 1954. Investigation of the crystal structure of antigorite. *Mineral. Mag.* **30**: 498-512.