



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

PROCESOS DE HIDRATACIÓN Y
DESHIDRATACIÓN EN LA ZONA MEXICANA DE
SUBDUCCIÓN Y SU RELACIÓN CON LOS
TREMORES NO VOLCÁNICOS

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEÓLOGO

P R E S E N T A

DIEGO CONTLA PEÑA

DIRECTOR DE TESIS

DR. FERNANDO ORTEGA GUTIÉRREZ

MÉXICO D.F.

2010



Procesos de hidratación y deshidratación en la zona mexicana de subducción y su relación con tremores no volcánicos.

1. Introducción	2
2. Litósfera continental y Litósfera oceánica.....	4
2.1 Litósfera Continental.....	4
2.2 Litósfera Oceánica.....	9
3. Estructura térmica de las zonas de subducción.....	12
3.1 Introducción.....	12
3.2 Estructura térmica de la zona mexicana de subducción debajo de Guerrero.....	15
3.3 Flujo Térmico.....	21
4. Geometría de las Placas de Subducción.....	24
4.1 Distribución del la Sierra Madre del Sur y su relación con la antigua geometría de la Zona de Subducción Mexicana.....	24
4.2 Geometría actual de la Zona Mexicana de Subducción.....	27
4.2.1 Arreglo Tectónico.....	28
5. MORB.....	38
5.1 Introducción.....	38
5.2 Composición del MORB.....	40
5.3 Construcción de un diagrama de fases para el MORB.....	41
6. Fases minerales hidratadas	50
6.1 Introducción.....	50
6.2 Estudios magnetotelúricos para la descripción de fluidos en las Zonas de Subducción.....	51
6.3 Estudios petrológicos de facies metamórficas relacionadas a los tremores no volcánicos.....	53
7. Tremores no volcánicos.....	62
7.1 Introducción.....	62
7.2 Hipótesis.....	65
7.3 Localización y error de localización de los tremores no volcánicos.....	68
7.4 Posible generación de TNV por deshidratación de serpentinita.....	79
8. Conclusiones y recomendaciones.....	81
9. Referencias.....	84

1. Introducción

La zona mexicana de subducción (ZMS) es el sistema neotectónico más importante del país y en general es un sistema de gran relevancia para las ciencias de la tierra, ya que en estas zonas se realizan importantes procesos de intercambio de material y se efectúan fenómenos físico-térmicos y químicos complejos entre las dos partes involucradas, el manto y la corteza. Funciona como una fábrica de reciclaje de corteza terrestre. Es crucial la comprensión de la ocurrencia y funcionamiento de estos fenómenos que se dividen en ramas cada vez más especializadas de las ciencias geológicas y geofísicas, como son los eventos tectónicos, magmáticos, sísmicos, petrológicos y geoquímicos. Todo esto no solo con un carácter científico sino también socioeconómico ya que gran cantidad de los desastres naturales destructivos como los sismos y erupciones están controlados por los procesos en las zonas de subducción.

Cada zona de subducción (ZS) presenta características diferentes y la ZMS es una de las más complejas debido a su particular geometría que genera diferencias térmicas, químicas, mineralógicas; entre otras. Los estudios geofísicos son de gran complejidad debido a la gran cantidad de anomalías que ahí se generan, provocando variaciones en las interpretaciones en cada modelo físico. Los modelos más recientes que aun se empiezan generar son relacionados con la naturaleza tectónica, térmica y geodinámica de la interface entre la placa oceánica de Cocos y la placa continental de América del Norte, en esta ubicación de interfaz entre las dos placas se genera la mayor parte de la sismicidad que produce los sismos, pero estudios recientes han descubierto otro tipo de sismicidad de una baja frecuencia (~1-10 Hz), conocidos como Tremores no volcánicos o tremores de baja frecuencia y los sismos lentos. Para poder detectar estos fenómenos en México fue necesario utilizar arreglos sísmicos de alta sensibilidad, actualmente son pocos los instalados y son la principal causa de que no se generen más y diferentes datos en varias zonas de la subducción mexicana.

Los tremores no volcánicos y sismos lentos, se supone, pueden ser generadores de terremotos de gran intensidad, por lo cual su estudio puede llegar a descubrir la predicción de algunos de estos eventos. Una de las explicaciones más sólidas que se ha propuesto sobre las causas del fenómeno se refiere a la actividad de los fluidos que profusamente se producen a profundidades variables en todo el sistema de subducción por deshidratación de rocas previamente hidratadas que forman la placa, su interface y la estructura continental para el caso de la ZMS.

El proyecto que se presenta propone estudiar y evaluar los procesos y sistemas petrológicos asociados con la hidratación y deshidratación de las rocas que constituyen la interface en la ZMS. Por la geometría tan peculiar que tiene la Placa de Cocos, donde se presenta un segmento horizontal con una longitud de más de 250 km bajo la estructura continental del sur de México, no

existe, como en otras regiones del mundo, una cuña del manto interpuesta entre las dos placas; por esta razón las transformaciones petrológicas en la ZMS deben entenderse en un contexto que asuma esta geometría tan particular, así como la estructura térmica que se ha propuesto por modelación numérica para la región mencionada. El proyecto pretende predecir con estas bases, cuales son las rocas involucradas y cuales los minerales que sufren procesos de hidratación y deshidratación conforme el sistema cambia sus condiciones de presión, temperatura y actividad de fluidos en la medida que avanza la placa oceánica bajo la de América del Norte a velocidades conocidas de 5-7 cm cada año. Esta predicción necesita de un análisis de las condiciones conocidas de estabilidad termodinámica de los sistemas petrológicos asociados con las rocas de la corteza oceánica superior (COS) y posiblemente de inyecciones laminares del manto litosférico serpentizado en el contacto entre las dos placas.

2. Litósfera Continental y Litósfera Oceánica

2.1 Litósfera Continental

La corteza continental (CC) involucrada en México es sin duda la Placa de Norteamérica, esta placa interactúa con la placa Euroasiática, la placa del Caribe, la placa Sudamericana, la placa Africana, la placa Pacífica y las placas de interés en este estudio: la placa de Cocos y Rivera. Las interacciones entre estas placas han generado un ambiente tectónico activo en el sur y centro de México desde el Mioceno Temprano (~20 Ma). El sistema es de gran complejidad debido a su gran historia geológica y a que el tipo de CC existente ha estado sujeto a evoluciones tectonotérmicas, consecuencia de factores tales como la edad y geometría; es por eso que ha existido una gran variación de los magmas a través del tiempo.

La Placa de Norteamérica en el sur y centro de México tiene características únicas en el mundo, las cuales están influenciadas por el tipo de subducción que se genera en esta zona. La principal característica de la Placa Norteamericana es la gran cantidad de terrenos geológicos formados en su basamento (Fig 2.1) ya que son estos terrenos los que la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) atraviesa generando una estructura muy compleja. Otra característica única de la placa continental es su grosor debajo del arco, que según Wallace y Carmichael (1999) es una de las más gruesas en el mundo.

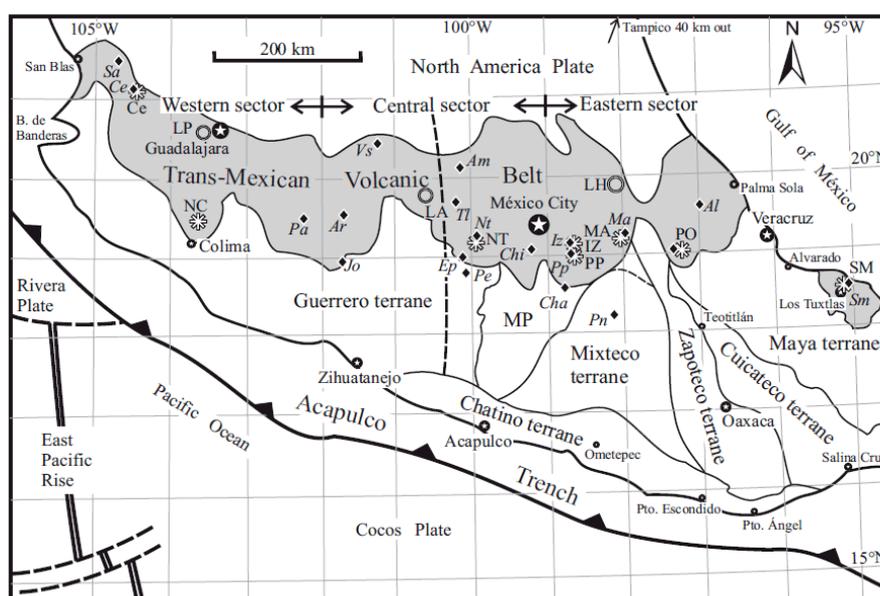


Fig 2.1. Terrenos tectonoestratigráficos que atraviesa la FVTM. (MP) Plataforma Morelos. Estratovolcanes: (SM) San Martín, (PO) Pico de Orizaba, (MA) La Malinche, (IZ) Iztaccíhuatl, (PP) Popocatepetl, (NT) Nevado de Toluca, (NC) Nevado de Colima, (CE) Ceboruco. Calderas Activas: (LH) Los Hornos, (LA) Los Azufres, (LP) La Primavera. Localidades con Xenolitos del manto y corteza inferior e intermedia: (Sm) San Martín Tuxtla, (Al) Alto Lucero, (Ma) La Malinche, (Pn) Puente Negro, (Iz) Iztaccíhuatl, (Pp) Popocatepetl, (Cha) Chalcatzingo, (Lt) Las Tetitllas, (Chi) Chichináutzin, (Nt) Nevado de Toluca, (Ep) El Peñón, (Pe) Pepechuca, (Am) Amealco, (TI) Tlalpujahua, (Vs) Valle de Santiago, (Ar) Arócutin, (Jo) Jorullo, (Pa) Paricutín, (Ce) Ceboruco, (Sa) Sangangüey. (Sheldock et al., 1993)

Los estudios que se han hecho para la CC inferior (CCI) son pocos y el más reciente es el de Ortega-Gutiérrez et al. (2008), en cuyo estudio se considera que la CCI comienza a una profundidad de 20

a 25km y llega hasta el Moho a más de 40km de profundidad, considera también estudios geofísicos y de perforaciones ya realizados en donde se determinan, para esta zona, las facies de transición existentes: Anfibolita a Granulita.

A partir de los modelos térmicos considerados por Ortega-Gutiérrez et al. (2008) y la ubicación de la CCI se obtienen las temperaturas (700°C – 1000°C) y presiones (7kbar – 13kbar) presentes en esta zona, conociendo este rango P/T sabemos que la litología presente pertenece a las facies de granulita de altas presiones y temperaturas. El granate, uno de los minerales principales de esa facies es inestable en temperaturas que van de los 800 a los 1000°C y estable entre 700 y 800°C. (Fig 2.2)

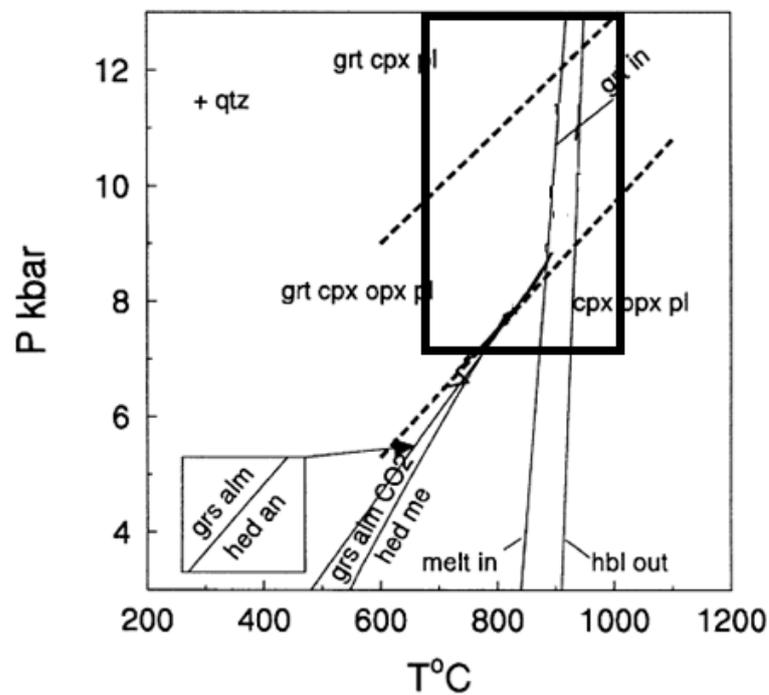


Figura 2.2. Diagrama P/T para facies de granulita, encerrado en un rectángulo negro las presiones y temperaturas estimadas para la CCI en la Zona Mexicana de Subducción (Patiño Douce y Beard, 1995)

Una de las formas de investigar mejor la geología profunda es a través de xenolitos que llevan a la superficie los volcánes. En México existe una gran cantidad de ellos, pero pertenecen en su mayoría a zonas relativamente someras, sólo en cinco localidades se han encontrado xenolitos abisales, tres de ellos de la corteza máfica inferior, y dos más del manto. En la tabla 2.1 se presentan los xenolitos más importantes encontrados en México

Localidad	Unidad Volcánica	Tipo de Xenolito
San Martín, Tuxtla, VER	Volcán San Martín	Dunita, peridotita, granulita, gabro
Palma Sola, VER	Basaltos de Alto Lucero	Espinela Lherzolita, piroxenita, megacristales de clinopiroxeno
Malinche, PUE	Volcán Malinche	Granulita Aluminosa
Llano Grande, EDO MEX	Volcán Iztaccíhuatl	Granulita Aluminosa
Popocatepetl EDO MEX,DF	Toba Tutti Frutti	Skarn, granitoides, gabro, diorita, mármol, metapelita de alto grado
Chichinautzin, DF, MOR	Flujos de lava, domos y conos de escoria Tabaquillo	Granítica a tonalítica, skarn, lamprófidos, gneiss bandeado de plagioclasa-ortopiroxeno, xenocristales plagioclasa y cuarzo
Nevado de Toluca, EDO MEX	Complejo Volcánico	Gneiss, esquisto
Tlalpajahua, EDO MEX	Ignimbrita Las Americas	Esquisto de mica
El Peñon, EDO MEX	Flujo de lava basáltico	Lherzolitas de anfíbol
Amealco, QRO	Caldera de Amealco	Ortogneiss máfico
Valle de Santiago, GTO	Mares Rincón de Parangue, Cíntora y Álvarez	Ortogneiss granulítico máfico, poca charnoquita, megacristales de clinopiroxeno
Paricutín, MICH	Campo volcánico de Michoacán	Granítico
Jorullo, MICH	Frente volcánico de la FVTM	Granítico
Arócutin, MICH	Brechas de andesita basáltica	Granítico
Ceboruco, NAY	Ceboruco, San Juan	Granítico
Sangangüey, NAY	Complejo Volcánico	Gabróico en basaltos alcalinos
Ayutla, JAL	Flujos de Lava	Roca de flogopita y clinopiroxeno, gabro
Pico de Orizaba, PUE	Estratovolcán	Granulitas Máficas
Pepechuca, EDO MEX		Metapelitas en facies de granulita, comúnmente ricas en piropo, granate, silimanita, rutilo, espinela, corindón, cordierita, ortopiroxeno y minerales de Fe-Ti.
Chalcatzingo, MOR		
Puerto Negro, PUE		

Tabla 2.1. Xenolitos más importantes encontrados en la FVTM en México y los tres últimos encontrados en la región de ante-arco procedentes de la corteza intermedia profunda, en rojo se muestran los xenolitos pertenecientes a la corteza inferior y en naranja los pertenecientes al manto. Recopilación de Ortega-Gutiérrez et al., 2008

Algunos de los xenolitos encontrados en México en facies de granulita pertenecen al ante-arco y provienen de profundidades que corresponden a la corteza media profunda, estos consisten en esquistos y gneises máficos intermedios y félsicos. Las facies de granulita en xenolitos pueden ser reconocidas por la presencia de ortopiroxenos en litologías metapelíticas y máficas, rutilo en el cuarzo y aparente coexistencia entre combinaciones de ultra alta temperatura como espinela-cuarzo e hiperstena-silimanita (Ortega-Gutiérrez et al. 2008).

Una forma de obtener los espesores de grandes cuerpos de roca es a través de métodos gravimétricos que generan indirectamente modelos aproximados de las densidades en la ZS y de esta manera relacionarlo con información geológica haciendo al modelo mucho más preciso.

Los estudios gravimétricos más importantes han sido realizados por Urrutia-Fucugauchi et al. (1993, 1996, 1997, 1999) y es a través de estos modelos que se tienen las densidades y espesores de zonas de importancia en el sur y centro de México (Tab 2.2).

Región	Espesor de la corteza	Densidad
Región central de la FVTM	Max 50km	2.85 g/cm ³
	Prom 42km	3.30 g/cm ³
Zona oeste de la Faja Volcánica Trasmexicana	Max 41km	
	Prom 38km	
Campo volcánico Guanajuato-Michoacán	40-47km	
Complejo mesozoico Arteaga	28-32km	2.9 g/cm ³
	13-17km (corteza inferior)	(corteza inferior)
Sector oeste debajo del rift de Colima	18km	

Tab 2.2. Algunos de los espesores más destacados en el centro y sur de México, incluyendo algunas densidades (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996; García-Pérez y Urrutia-Fucugauchi, 1997)

Al relacionar los datos anteriores con información geológica se obtendrá una correlación lógica de la información, por ejemplo, los datos de densidad de la CCI mencionada en la Tabla 2.2 es de 2.9 g/cm³ pero es a partir de estudios geológicos que se sabe que la composición de este terreno es de cuarzo y rocas metasedimentarias ricas en feldespato (Ortega-Gutiérrez et al., 2008), por lo que se esperaría una menor densidad a la propuesta por los modelos geofísicos.

A partir de la integración de varios estudios de geología, gravedad, magnetotélurica, flujo térmico, estructura térmica y geometría es que en el artículo publicado por Ortega-Gutiérrez et al. (2008) generaron una sección que incluye seis terrenos tectonoestratigráficos en los que se hizo una inferencia sobre el tipo de CC hasta su contacto con el manto.

A través de estudios magnetotéluricos se localizan zonas anómalamente conductivas que pueden representar zonas de fluidos o metales, si se determina que las anomalías son causadas por fluidos será posible atribuirlos a deshidratación metamórfica. Por lo tanto, para causar deshidratación en una zona es necesario cumplir con un determinado arreglo P/T que debe coincidir con modelos geofísicos de otro tipo (sísmicos, gravimétricos, etc) por ejemplo si en una ZS existe una zona altamente conductiva y a su vez muy densa es más factible inferir la existencia de un cuerpo metálico en lugar de fluidos. Uno de los estudios magnetotéluricos más importantes en México es el de Jödicke et al. (2006) donde se abarcan temas de migración de fluidos en la ZMS.

La sísmica ha sido uno de los métodos más modernos para investigar la geometría de las zonas de subducción; en México el estudio más reciente es el de Pérez-Campos et al. (2008) quienes utilizaron datos obtenidos a partir del MASE (MesoAmerican Subduction Experiment) para determinar interfaces estructurales utilizando un método llamado Función Receptora (Receiver Function), técnica utilizada para modelar la estructura de la tierra empleando información de

2.2 Litósfera Oceánica

La corteza oceánica (CO) frente a México se ha ido transformando durante millones de años, comenzando por el consumo de la placa Farallón durante el Terciario debido al desprendimiento de bloques de la zona norte y generando microplacas como Guadalupe y Magdalena. El periodo final de esta transición ocurrió a principios del Mioceno cuando la placa de Cocos se separó y la placa Farallón dejó de conocerse así y fue dividida en tres nuevas placas tectónicas: al norte y subduciendo debajo de México, las placas de Cocos y Rivera (considerada como microplaca que fue separada posteriormente de la placa de Cocos); y al sur subduciendo debajo de Sudamérica, la placa de Nazca.

La geología de las cortezas oceánicas en subducción es complicada, ya que atraviesan zonas de presiones y temperaturas altas y sufren transformaciones continuas y discontinuas; la capa superficial de la CO está evidentemente compuesta de sedimentos, la cantidad de sedimentos existente, depende completamente de los procesos de sedimentación que ocurren en cada ZS, a su vez la introducción de este material depende de la mecánica que se desarrolla en el área de la trinchera, la cual controla la compactación de sedimentos y la liberación de fluidos antes de la penetración de la placa. De cualquier forma, actualmente se tienen promedios de algunos cientos de metros del espesor de los sedimentos que son introducidos (Poli y Schmidt, 2002) salvo algunas excepciones donde podrían ser inexistentes o con espesores de apenas algunos metros. En la imagen siguiente, se muestran las cantidades de H₂O Y CO₂ en algunas zonas de subducción del mundo, donde también se incluye México (Fig 2.4).

La siguiente capa de la CO en subducción comprende la parte ígnea con rocas de tipo máfico y ultramáfico que posteriormente son sometidas a metamorfismo por las altas presiones y temperaturas a las que se enfrentan. Comenzando desde la parte superior hacia la inferior de la CO, primero se encuentran las lavas almohadilladas que se crean en las dorsales, debajo se encuentran diabasas en forma de enjambres de diques paralelos, posteriormente gabros diferenciados y finalmente harzburgitas que representan el inicio del manto; este tipo de secuencias se genera en ambientes de alta tasa de expansión del piso oceánico. En contraste, en zonas donde la expansión del piso oceánico es lenta, se pueden encontrar secuencias de la corteza inferior y peridotitas del manto en el piso oceánico, debido principalmente a fallas normales profundas (6-8km) principalmente (Cannat 1993, Gente et al., 1995).

El principal elemento que altera la CO son los fluidos generando metasomatismo, a esto se le suma la alteración térmica y tectónica a los que está sometida la placa; por ejemplo, las peridotitas del manto que son traídas al piso oceánico en zonas de expansión lenta sufren una gran serpentización de entre el 50 y el 90% (Snow y Dick 1995).

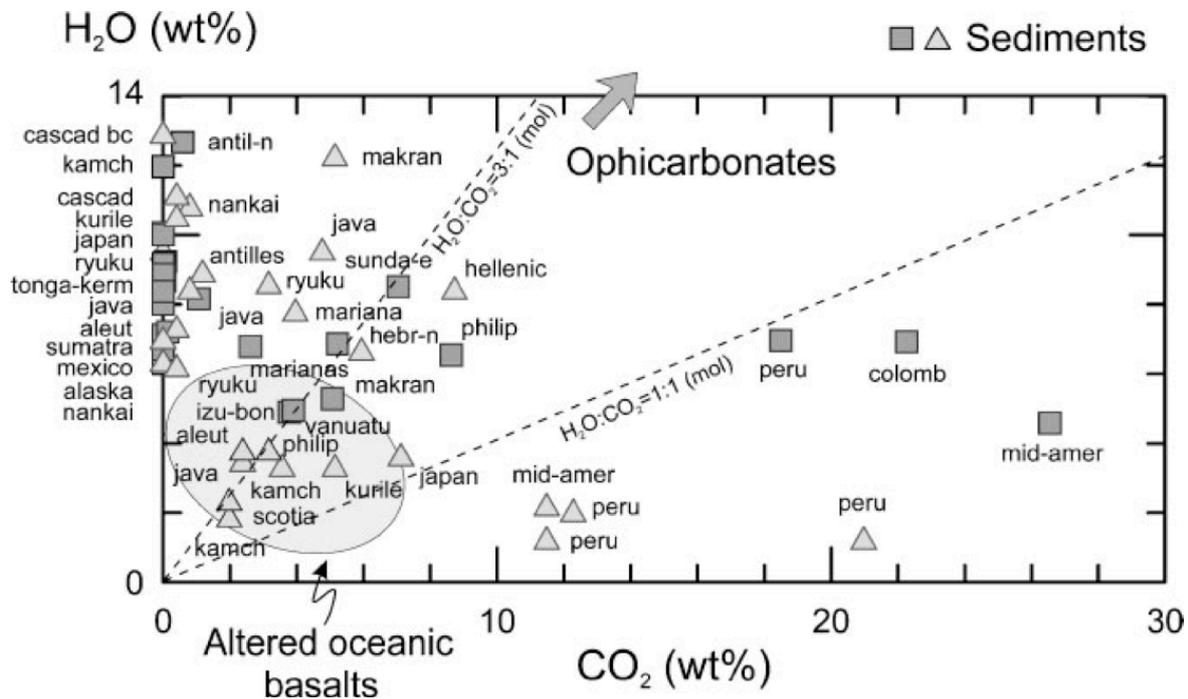


Figura 2.4. Estimación de cantidades de H₂O y CO₂ en la capa superficial de la CO durante la subducción. La información marcada con un cuadrado fue obtenida de Plank y Langmuir (1998) y los triángulos de Rea y Ruff (1996). El círculo sombreado pertenece a la zona de MORB alterado (Staudigel et al., 1996). Recopilación de (Poli y Schmidt, 2002).

Como se mencionó en el apartado de la CC, existen estudios sobre las placas tectónicas involucradas en una ZS, los estudios gravimétricos, magnetotéluricos y sísmicos que son también útiles para la investigación de la CO y, en efecto, el estudio magnetotélurico de Jödicke, et al. (2006) propone una geometría y una litología específicas para ambas placas del sistema. De la misma forma Pérez-Campos et al. (2008) generan un modelo geométrico a partir de estudios sísmicos, no sólo para la CC sino para la ZSM en su totalidad.

Aún con los estudios geofísicos mencionados, las evidencias geológicas son los principales partidarios y aquellas que darán un enfoque realista a los estudios. En México se han encontrado zonas exhumadas de subducción donde se puede estudiar directamente la geología y posteriormente relacionarla con la geofísica, en el capítulo 6 de este trabajo se hace el análisis petrográfico de muestras de roca pertenecientes a una parte de la COS exhumada que se localiza en el complejo Acatlán.

También se ha modelado detalladamente la zona superior de la CO, empleándose estudios magnetotéluricos como los de Jödicke et al. (2006) desarrollándose hipótesis y ajustes para lograr tener una imagen geológica aproximada de esa corteza, y que concordara con la localización de zonas de alta conductividad relacionadas a la liberación de fluidos. Así mismo, en estudios térmicos (Manea et al. 2004) se han realizado inferencias de las litologías presentes en esta zona.

La unidad geológica de la ZS de mayor interés para este estudio es la CO, por lo cual ésta será descrita con mayor detalle en capítulos posteriores.

3. ESTRUCTURA TÉRMICA DE LAS ZONAS DE SUBDUCCIÓN

3.1 Introducción

Las zonas de subducción involucran tres elementos principales: La CC, CO y el manto. Las temperaturas iniciales (antes de la subducción) de cada elemento del sistema se reflejan en la configuración térmica interna de la ZS. Por ejemplo: La CO, elemento principal del sistema, comienza su desarrollo en las dorsales oceánicas y por medio del movimiento divergente se introduce lentamente debajo de la CC de menor densidad, la velocidad de convergencia entre las dos placas es relativamente rápida en comparación con el tiempo que le toma al manto calentar la placa en subducción, por esta razón la CO permanece mecánicamente más resistente, más densa y con una mayor capacidad de transmitir ondas sísmicas que el manto a su alrededor. Básicamente el arreglo térmico depende de las condiciones iniciales (velocidad, conductividad térmica, etc) de las placas en el momento en el que la placa oceánica entra por la trinchera. El gradiente térmico de la litosfera en promedio es de $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ y debajo de ésta es de $0.3^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

Las velocidades de convergencia entre la placa de Norteamérica y las placas de Cocos y Rivera varían, para la placa de Cocos va de NW a SE y es de 5.5 a 6.8 cm/año (DeMets y Traylen, 2000) y para la placa Rivera frente a la costa de Manzanillo ha sido calculada en 3.8 cm/año (DeMetz y Traylen, 2000).

La resistencia de las rocas se reduce con el aumento de la temperatura, teniendo como consecuencia que a temperaturas bajas como las de la litosfera oceánica exista una resistencia mecánica mucho mayor dando lugar al desarrollo de zonas de fractura. A temperaturas mayores donde la roca tiene menor resistencia las deformaciones se dan por deslizamientos.

Los modelos térmicos de subducción presentados en los pasados veinticinco años, demuestran que la estructura térmica de una ZS depende de numerosos parámetros, incluyendo (Peacock, S.M., 1996):

1. La estructura térmica (edad) de la placa subducida,
2. El régimen de convergencia,
3. La geometría de la subducción,
4. La distribución de elementos radiogénicos que producen un aumento en la temperatura,

5. El aumento en la temperatura por fricción (**shear zone**),
6. Geometría y fuerza con la que es inducida la convección en el manto. (**Fig. 3.1**)

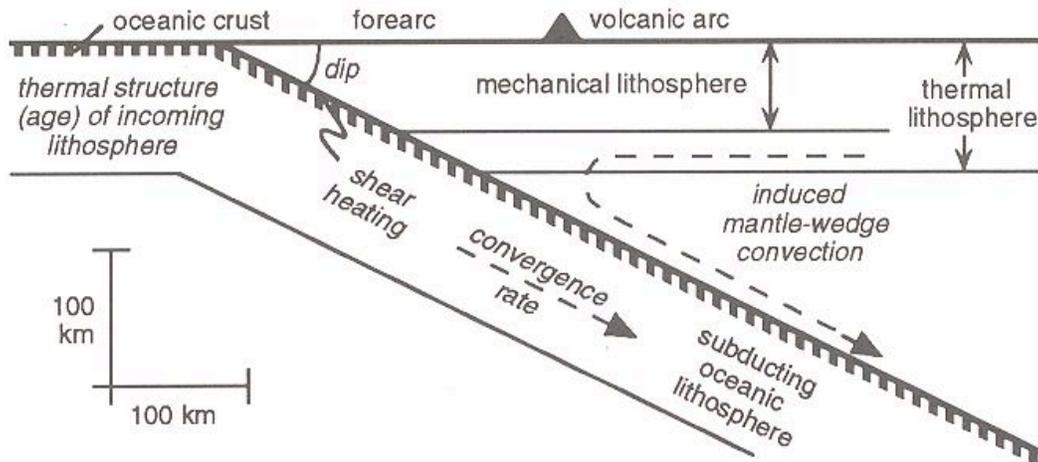


Figura 3.1. Sección esquemática mostrando los factores importantes que determinan la estructura térmica de las zonas de subducción. (Peacock, S.M., 1996)

Los efectos térmicos causados por la tasa de convergencia, edad de la placa y convección inducida en el manto se describen en las siguientes figuras (Fig. 3.2-3.5). La primera figura esquematiza un sistema en equilibrio P-T para las facies metamórficas que se desarrollan en una ZS, estas facies son llamadas MORB por sus siglas en inglés (Mid-ocean Ridge Basalts) (Fig. 3.2).

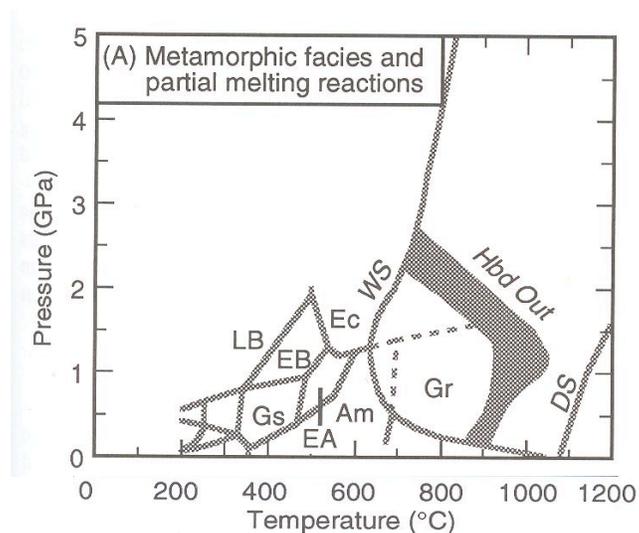


Figura 3.2. Facies metamórficas y reacciones de fusión parcial para rocas de composición basáltica. EA, facies de epidota y anfibolita; EB, facies de epidota y esquistos azul; Ec, facies de eclogita; Gr, facies de granulita; Gs, facies de esquistos verde; LB, facies de lawsonita y esquistos azul. (Peacock, S.M., 1996)

La segunda figura muestra a la gráfica 3.2 incluyendo además dos tipos de condiciones de esfuerzo para las velocidades de convergencia dadas (100, 30 y 10mm/año), el primer grupo con líneas solidas representa un esfuerzo de $\tau=0$ que da como resultado una ZS fría; el siguiente grupo está representado con líneas intercaladas con un $\tau=100$ resultando una ZS caliente (Fig. 3.3).

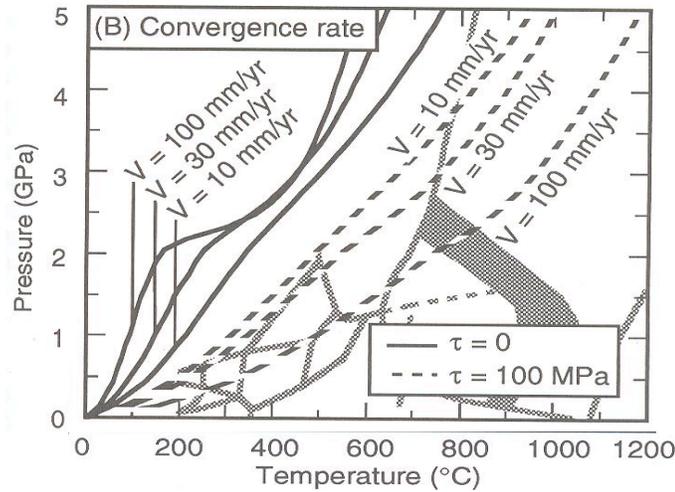


Figura 3.3. Dos diferentes parámetros de shear para dos diferentes velocidades de convergencia. (Peacock, S.M., 1996)

La tercera grafica muestra varias edades de la placa oceánica antes de subducir, las placas de subducción más jóvenes resultan en una subducción más caliente (Fig. 3.4).

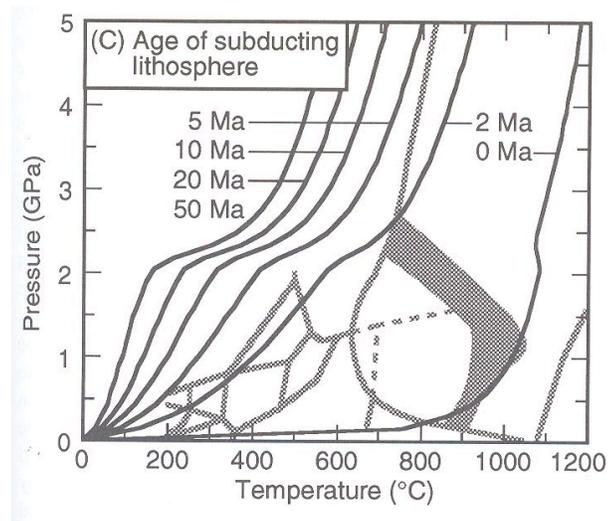


Figura 3.4. Condiciones P-T como función de la edad de la litosfera que se encuentra subduciendo. (Peacock, S.M., 1996)

En la última gráfica se muestra la convección inducida en la cuña del manto, la cual lleva el material caliente del manto a la parte superior de la ZS, incrementando la temperatura de 200 a 350°C en la zona de esfuerzos. (Fig. 3.5)

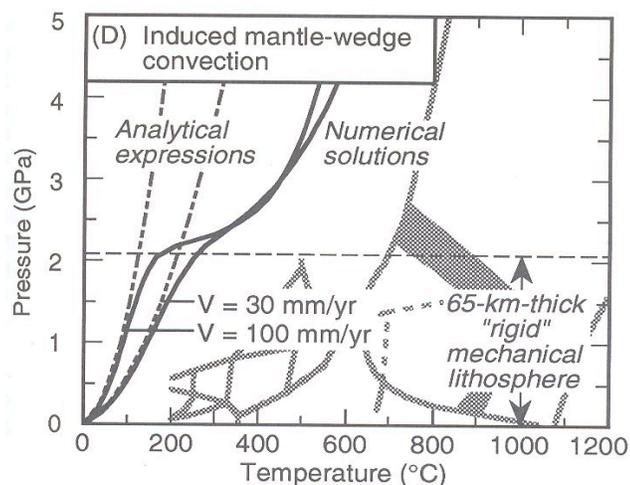


Figura 3.5. Condiciones fijas para presión temperatura en la zona de esfuerzos de la subducción basada en expresiones analíticas (Molnar and England, 1990) y cálculos numéricos (Peacock, et al., 1994). (Peacock, S.M., 1996)

3.2 Estructura Térmica de la Zona Mexicana de Subducción debajo de Guerrero

Los modelos térmicos más importantes han sido generados para perfiles que abarcan la trinchera de Acapulco y la Ciudad de México, no todos incluyen las variaciones generadas por fenómenos mecánicos. La temperatura controla la ubicación de segmentos de acoplamiento y en estudios recientes como el de Manea (2004) se analizan estas zonas mecánicas, como lo es el trayecto que va de los 180 a los 220km de distancia a la trinchera, donde se encuentra un acoplamiento que ha sido inferido por medio de observaciones GPS; las temperaturas en esta zona van de los 100°C a los 150°C (zona sismogénica acoplada) y 450°C (zona de transición). Se atribuyen temperaturas bajas a la zona sismogénica acoplada debido a la presencia de sedimentos que actúan como lubricantes (Manea 2004).

La zona acoplada fue por primera vez modelada por Kostoglodov et al. (2003), en estudios previos como el de Currie et al. (2002) no se analizaron deformaciones superficiales ni zonas acopladas (ubicación y extensión) resultando en un modelo incompleto.

Los grados de acoplamiento de la zona que va de los 180 a los 220km varían, es por eso que se ha empleado un parámetro de acoplamiento α que va de 0 a 1, donde 0 representa que no existe acoplamiento y 1 indica total acoplamiento. En México existen tres zonas importantes donde α varía significativamente. El primer segmento correspondiente a la parte más somera de la placa en subducción y posee un acoplamiento de $\alpha=0.9$, el segundo segmento tiene un semi-acoplamiento de $\alpha=0.7$ y llega hasta los 215km de distancia a la trinchera, y la última parte está totalmente desacoplada por lo que $\alpha=0$ (Manea, 2004).

Las zonas de subducción poseen una superficie relativamente angosta y poco profunda que se genera entre la placa subducida y la placa cabalgante, esta superficie es conocida como la zona sismogénica (Fig. 3.6), en México se localiza entre 32 y 81km de distancia a la trinchera coincidiendo con la isoterma de 250°C (Manea, 2004).

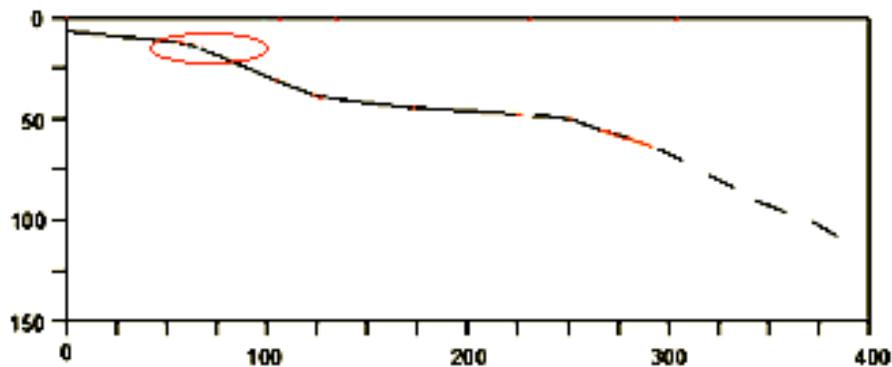


Figura. 3.6 Localización de la zona sismogénica entre 32 y 81km desde la trinchera

Las temperaturas para las tres principales zonas mecánicas en la ZMS han sido delimitadas por diferentes autores: La zona acoplada-sismogénica donde se desarrollan los grandes sismos intraplaca se encuentra en las isotermas de 100-150°C y $\leq 350^\circ\text{C}$; la zona parcialmente acoplada o zona de transición está en un rango de isotermas de $\leq 350^\circ\text{C}$ y 450°; por último la zona estable comienza a partir de los 450°C (Wang, 1980; Tse and Rice, 1986; Blanpied et al., 1985; Hyndman and Wang, 1993) (Fig. 3.7).

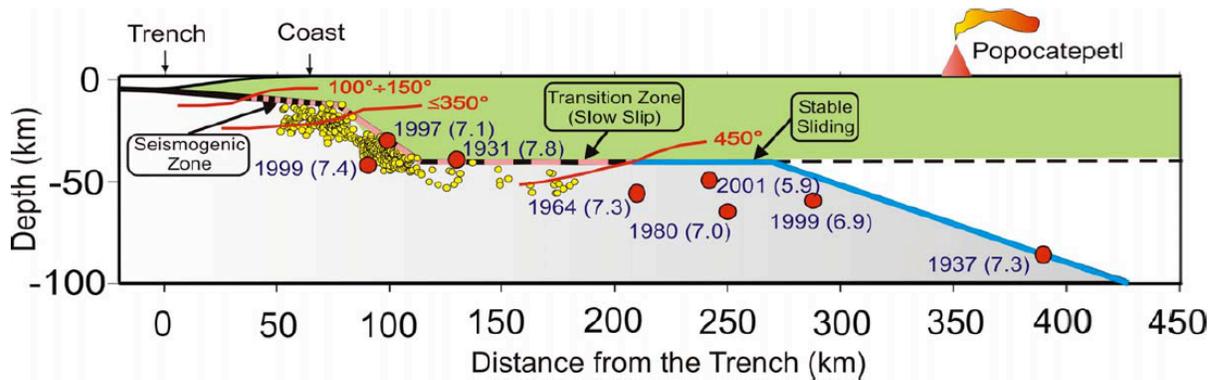


Figura. 3.7 Localización de los intervalos de temperatura de la zona sismogénica, zona de transición y zona de deslizamiento estable. (Manea et al., 2004)

Los modelos térmicos más recientes de Manea et al. 2004 están resueltos a partir de ecuaciones de Stokes que describen el movimiento de un fluido, se obtienen aplicando principios de la conservación de la mecánica y de la termodinámica. Este tipo de ecuaciones fueron resueltas sólo para modelar la cuña del manto, las ecuaciones de transmisión de calor fueron resueltas para el modelo completo que pertenece a la zona de antearco de la ZS.

El modelado térmico involucra los siguientes parámetros relacionados con la temperatura:

- Presión
- Viscosidad de la cuña del manto
- Componente horizontal de la velocidad
- Componente vertical de la velocidad
- Densidad
- Temperatura
- Capacidad térmica
- Conductividad térmica
- Producción de calor radiogénico
- Calentamiento volumétrico por cizalla
- Acoplamiento

La forma en que se relacionan los dos tipos de ecuaciones antes mencionados (Stokes y transmisión de calor) es a través del campo de velocidades de subducción. La velocidad utilizada para los modelos de Manea et al. (2004) es de 5.5 cm/año promedio localizada debajo del arco volcánico en la subducción de la placa de Cocos con respecto a la de Norteamérica.

El modelo térmico de la ZS fue resuelto por medio del método de elementos finitos, el análisis genera una malla que cubre a partir de los 20km en mar hasta los 600km en tierra (en un perfil que cruza Acapulco y la Ciudad de México) (distancias a partir de la trinchera). En dicha malla se localizan las siguientes partes de la ZS previamente inferidas a partir de refracción sísmica y modelos de gravedad:

- Superficie de la placa oceánica
- El ante arco
- El arco volcánico
- El tras arco

Las temperaturas presentes en el modelo van desde 0 hasta 1450°C (Astenósfera). Los gradientes térmicos en este tipo de sistemas termodinámicos, estrictamente, no incrementan con la profundidad. El manto es el elemento que controla principalmente el gradiente térmico de la ZS (Fig. 3.8), es debido a que la cuña del manto es una zona muy caliente y penetra en forma horizontal que la variación térmica no solo se presenta en el eje vertical sino también en el horizontal. Manea et al. (2004) simplificaron sus gradientes térmicos dividiéndolos por zonas, considera que las temperaturas en el Moho debajo de los arcos y los trasarcos se encuentran por arriba de los 800°C (Bostock et al., 2002) y las máximas temperaturas de 1450°C a 100km de profundidad pertenecen a la astenósfera; para el modelo se considera una temperatura de 850°C para el trasarco y un gradiente térmico lineal para la CC de 20°C/km. Con los datos anteriores se ubica al Moho a una profundidad de 40km. La cuña del manto está representada por un gradiente térmico de 10°C/km, hasta una profundidad máxima de 100km, debajo de los 100km no se ha especificado un gradiente térmico.

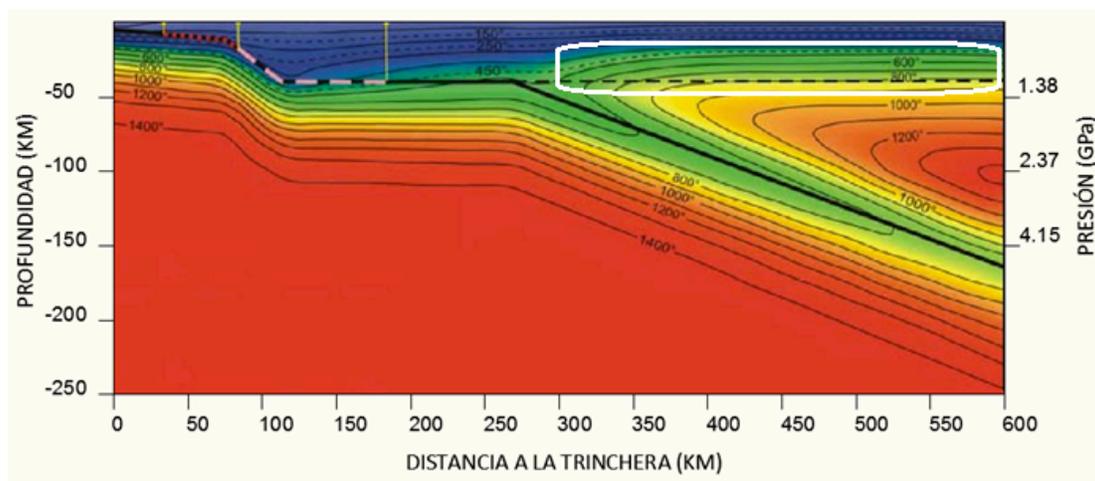


Figura 3.8. Influencia de la cuña del manto en la CC enmarcada por el rectángulo blanco, las temperaturas superan los 800°C. En la zona más lejana a la cuña del manto, donde la influencia es muy poca, las temperaturas máximas son de aproximadamente 500°C. (Modificada de Manea et al.,2004)

Se ha determinado un gradiente térmico para la corteza oceánica (antes de subducir) que sí incrementa con la profundidad, esta zona esta compuesta estrictamente de CO e incluye una gran cantidad de sedimentos propios de la misma. El gradiente esta corregido respecto a la dependencia temporal de la historia de sedimentación, se asume que tiene una porosidad constante y un grosor de sedimentos de 200m (Manea et al. 2004; Wang y Davis, 1992; Moore et al. 1982)(Fig. 3.9)

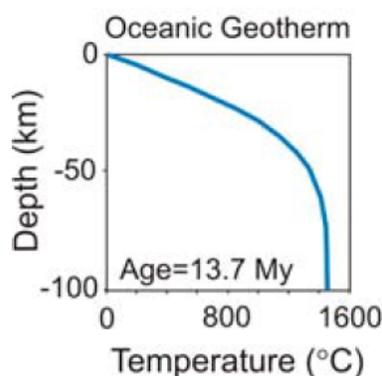


Figura. 3.9 Gradiente geotérmico de la CO (Manea et al., 2004)

Ciertos parámetros térmicos son de gran importancia y deben ser integrados a los modelos, estos incluyen la conductividad térmica, capacidad térmica y producción de calor radioactivo; los parámetros anteriores fueron recopilados por Manea et al. 2004 de diversas fuentes (Tab. 3.1).

La conductividad térmica es la propiedad física de los materiales que mide la capacidad de conducción de calor, es decir, que tan capaz es un cuerpo de transferir energía cinética de sus moléculas a otras moléculas adyacentes. Como se puede observar en la tabla 3.1, las zonas con mayor conductividad térmica en la CC son el arco volcánico y el trasarco, esto es debido a la gran influencia que tiene el manto en ellas al generar la fusión parcial necesaria para producir el arco volcánico y posteriormente la transmisión de calor de la cuña del manto hacia la parte inferior de la CC.

Otras de las propiedades presentes son la producción de calor (generada principalmente en los sedimentos oceanicos) y la producción de calor radiactivo (generada principalmente en la CCS).

La capacidad térmica volumétrica describe la capacidad para almacenar energía interna de un determinado volumen de una sustancia mientras que experimenta un cambio en su temperatura, esto, sin registrar cambios de fases, como se puede observar en la tabla 3.1 las mayores capacidades térmicas las tiene el manto continental y la CO.

Unidad Geológica	Conductividad Térmica (W/m K)			Producción de Calor ($\mu\text{W}/\text{m}^3$)	Capacidad Térmica ($\text{MJ}/\text{m}^3 \text{ K}$)	Producción de calor radiactivo ($\mu\text{W}/\text{m}^3$)
	Ante-arco	Arco volcánico	Tras-arco			
Sedimentos oceánicos		1-2		1	2.5	
Corteza continental (0-15km)	2	3	2.5	0.65	2.5	0.7
Corteza Continental (15-40km)	2	3	2.5	0.20	2.5	0.2
Manto continental		3.1		0.01	3.3	
Litósfera oceánica		2.9		0.2	3.3	

Tab 3.1. Principales propiedades térmicas en la ZMS (Compilación; Peacock and Wang, 1999; Smith et al., 1979; Ziagos et al., 1985; Vacquier et al., 1967; Prol-Ledesma et al., 1989).

El calor por fricción es también integrado en los modelos de Manea et al. (2004) debido a que en la zona acoplada se genera una zona de fricción importante, que en realidad no incrementa en un gran nivel las temperaturas del sistema. Este modelado se hizo utilizando la ley de fricción de Byerlee (1978), que es una ley experimental derivada de leyes físicas y proporciona información de los esfuerzos en la corteza de la tierra, específicamente donde ocurren las fracturas en las fallas geológicas, esta ley es solo aplicable a profundidades de 40km en la ZMS debido a que corresponde con el límite entre la CO y el manto. Byerlee utilizó datos experimentales para resolver el criterio Mohr-Coulombs que es una función lineal de los esfuerzos de cizalla sobre esfuerzos normales tomando en cuenta un régimen frágil dentro del material. El calor por fricción también depende de la presión de poro (PPR), que es la presión en los poros ocupada por fluidos, para esto, se relacionan la presión hidrostática y la presión litostática; cuando $\text{PPR} \sim 0$ el calentamiento por fricción es alto y cuando $\text{PPR} = 1$ significa que no hay calentamiento por fricción. Manea et al. (2004) generó dos modelos debido a que, como se menciono anteriormente, los grados de acoplamiento varían en un intervalo de 180 a 220km de la trinchera y por lo tanto también varia el calor de fricción, estos modelos tiene una diferencia mínima entre sus temperaturas.

Es importante considerar que existen errores comunes dentro de los modelos térmicos, estos errores son sistemáticos y deben ser considerados durante todo el proceso para poder generar un error absoluto. Dependiendo de la zona de estudio, los factores que producen los errores cambian. En la zona de ante-arco los principales errores provienen de las incertidumbres en las constantes térmicas de la CC y de la litosfera oceánica, así también como de la geometría de las placas. En la zona del arco volcánico, las principales incertidumbres provienen del arreglo térmico de la cuña del manto.

3.3 Flujo Térmico

Una de las principales limitantes en la construcción de modelos térmicos es la obtención de un correcto flujo térmico en superficie a partir de ellos, en los años ochentas Ziagos et al. (1985) obtuvo datos de flujo térmico a partir de los gradientes térmicos obtenidos en 20 pozos, pertenecientes a localidades del sur y centro de México. Las profundidades en los pozos van desde los 40m hasta los 360m y los gradientes térmicos van desde los 5° hasta los 15°C/km (Fig. 3.10).

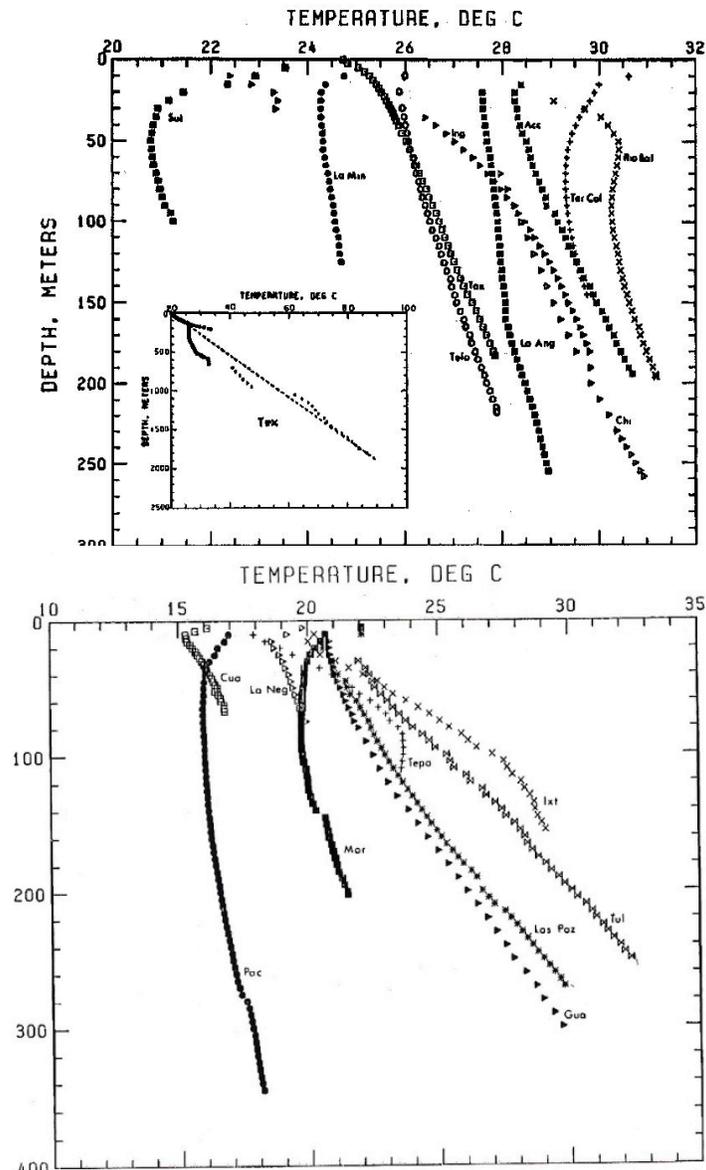


Fig 3.10. Temperatura relación profundidad; datos obtenidos a partir de pozos. (Ziagos et al., 1985)

Ziagos et al. (1985) obtuvo a partir de los datos mostrados en la figura anterior (Fig 3.10), 20 datos de flujo térmico que se pueden dividir en tres zonas, el ante-arco, el arco volcánico y el tras-arco; para cada zona hay un rango de valores de flujo térmico. Comenzando con el ante-arco, este tiene un flujo térmico de 13-38 mW/m²; el arco volcánico tiene un flujo térmico de 64-90 mW/m²; y por último el tras-arco posee únicamente 2 datos, pero supera los 90 mW/m² hasta llegar a los 121 mW/m².

Comparando (Tab. 3.2) los datos obtenidos por medio de modelado (Manea et al. 2004) se puede notar una diferencia considerable. Los principales problemas que se presentan en el modelado de flujo térmico es la no consideración de generación de magma, transporte, temperatura en función de la viscosidad en la cuña del manto y transmisión de calor proveniente de la placa continental a la placa oceánica; entre otros. Es por eso que el flujo térmico confiable es aquel obtenido “in situ”.

Flujo Térmico	In situ (Ziagos et al., 1985)	Modelado (Manea et al., 2004)
Ante-arco	13-38 mW/m ²	28-35 mW/m ²
Arco volcánico	64-90 mW/m ²	60 mW/m ²
Tras-arco	90-121 mW/m ²	-

Tab 3.2. Comparación de datos de flujo térmico en el sur de México, obtenidos a través de pozos (Ziagos et al. 1985) y obtenidos a través de modelado (Manea et al. 2004)

Analizando el flujo térmico en el sur de México (Figura 3.11) se puede notar que en el sur del país es bajo y aumenta hacia el norte llegando a su máximo nivel en el centro; ahora, relacionando esta información con las provincias morfológicas en México, se sabe que el mayor flujo térmico se encuentra en la FVTM y en la SMS el flujo disminuye. A continuación se muestran en una tabla (Tab. 3.3) los flujos térmicos correspondientes a las provincias morfológicas de dónde se tienen datos de flujo térmico.

	Flujo Térmico mW/m ²	Error +/- mW/m ²
SMS (ante-arco)	26	5
Sierra Madre Oriental (SMO) (tras-arco)	89	27
Faja Volcánica Trasmexicana (arco volcánico)	91	26

Tab 3.3. Flujo térmico de las provincias morfológicas en México (Ziagos et al., 1985)

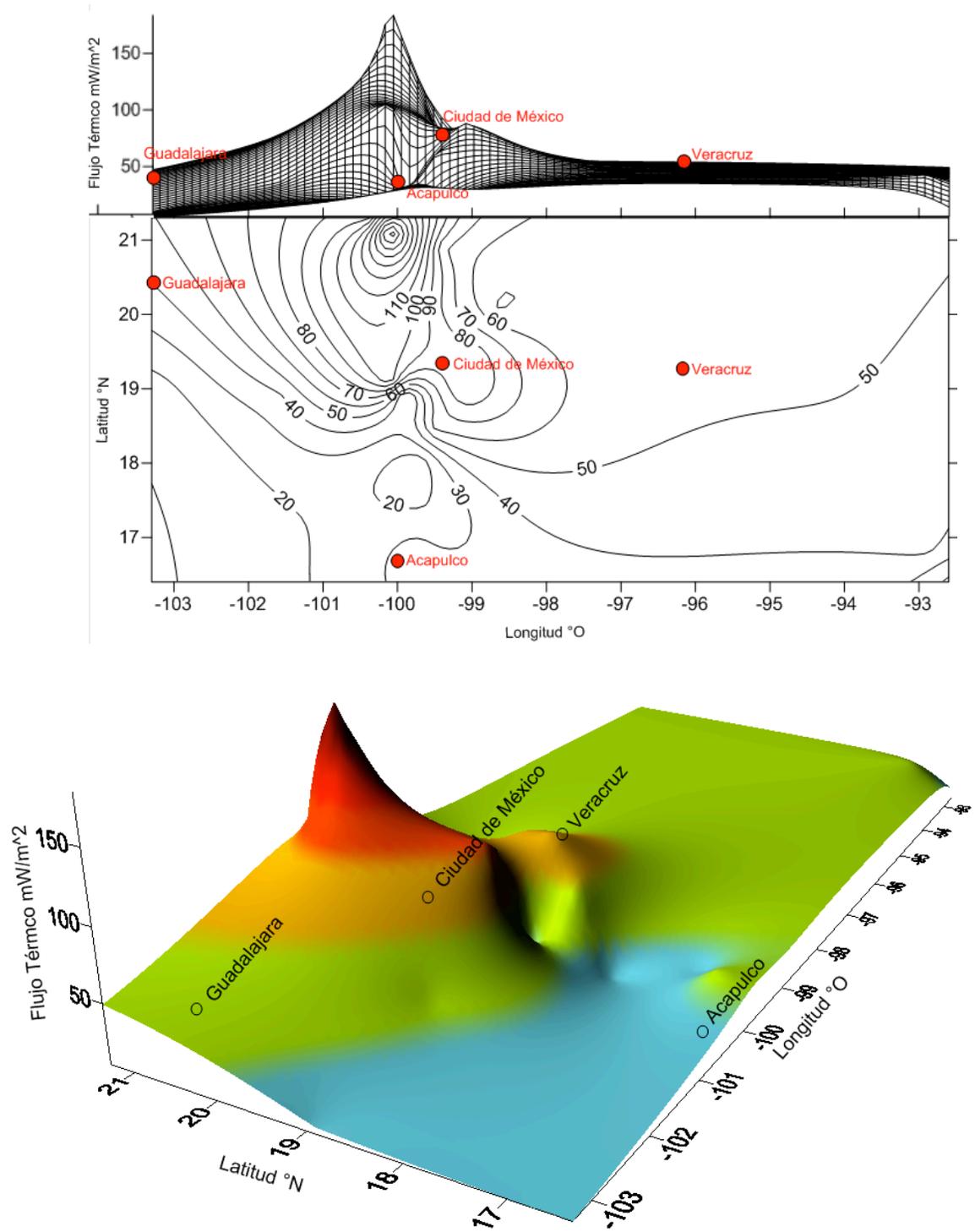


Figura 3.11 Flujo térmico en el sur y centro de México, datos para generar el modelo obtenidos de Ziagos et al., 1985

4. Geometría de las Placas de Subducción

4.1 Distribución de la Sierra Madre del Sur y su relación con la antigua geometría de la Zona de Subducción Mexicana

La historia tectónica en los últimos 25Ma ha sufrido al menos tres grandes cambios que han reorganizado la geometría de esta zona, el primero es la evolución de la placa Farallón a la placa de Guadalupe en el norte, que posteriormente fue subdividida en la actual placa de Cocos y Rivera (Pardo y Suárez 1995).

Conocer la distribución superficial de la Sierra Madre del Sur (SMS) proporciona información para determinar la geometría interna antigua de la ZS. Gran cantidad de las rocas Terciarias (Paleoceno - Eoceno) de la SMS se encuentran distribuidas al sur de la FVTM, posteriormente durante el Mioceno se da el cambio de orientación del volcanismo de la SMS hacia una orientación E-W de la actual FVTM, este cambio es de gran importancia, ya que refleja un cambio muy complejo en la geometría de las placas de subducción y la forma en la que esta se fue transformando.

La SMS posee dos cinturones ambos con orientación principal al NW, el primero es paralelo a la línea de costa y está formado por batolitos y diques félsicos en su mayoría. El segundo cambia ligeramente su orientación y se introduce hacia el continente, consistente en derrames de andesita a riolita y materiales epiclásticos y piroclásticos. Los basamentos de ambos cinturones son ampliamente diferenciables y reconocibles. Las rocas magmáticas del Terciario pertenecen a la serie calcialcalina que es típica de los arcos magmáticos asociados a un límite convergente de placas (Morán-Zenteno, D., et al. 1999).

Durante el Oligoceno se registraron variaciones en la diferenciación magmática las cuales posiblemente están relacionadas con el ambiente tectónico que se registraba en ese momento. En algunas zonas el magmatismo de la SMS sigue una dirección sureste en lugar de seguir la dirección pensada hacia el norte hasta llegar a la Faja Volcánica Transmexicana.

En el artículo publicado por Morán-Zenteno, et al. (1999) se describe un "gap" temporal entre el Oligoceno Tardío y el Mioceno Medio, localizado entre 97° y 100°W. Este gap se ha atribuido a un cambio rápido en la geometría de la ZS, en concreto a la placa oceánica, debido a que el ángulo cambió de moderado a bajo y durante este proceso no existió una generación de magma. También explica que en el Eoceno la extinción del magmatismo hacia el oriente de la SMS puede ser atribuida al paso, hacia el sureste, del punto triple trinchera-trinchera-transformante que acompañó al desplazamiento del Bloque de Chortis y ocasionó el truncamiento de la margen continental del sur de México. Este proceso originó el desarrollo de una nueva trinchera y el cambio en la inclinación de la placa subducida hacia un ángulo más bajo.

En la **figura 4.1** se muestra la distribución actual de los complejos volcánicos en México que están relacionados con la geometría antigua y actual de la ZS.

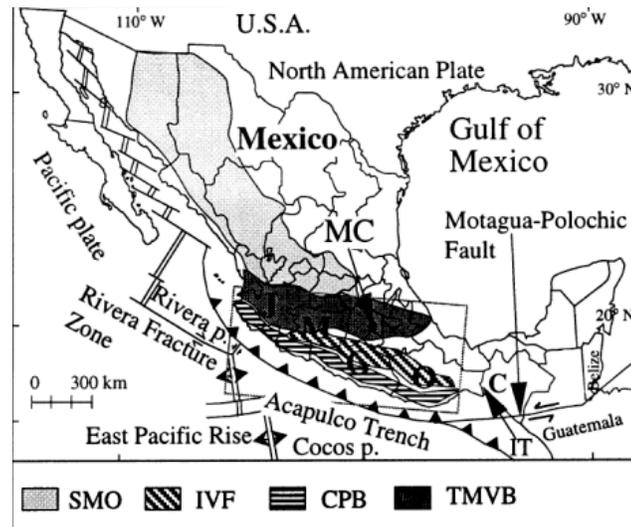


Figura 4.1 Distribución de SMO=Sierra Madre Occidental, CPB=Cinturón volcánico costero, IVF=Campos volcánicos continentales, TMVB=FVTM. (Morán-Zenteno, D., et al. 1999)

El hecho de que para la SMS existan dos cadenas bien diferenciadas que poseen diferentes tipos de magmatismo, implica la existencia de diferentes niveles en la corteza, diferencias petrológicas y relaciones tectónicas (Morán-Zenteno, D., et al. 1999).

Se sabe por medio de datos geocronológicos que la actividad de la FVTM inició aproximadamente hace 16Ma cerca del Mioceno Medio con un volcanismo orientado E-O y de composición máfica e intermedia que sigue presente hasta el momento. (Ferrari et al., 1994)

En la **figura 4.2** se muestran cuatro secciones hipotéticas, basadas en datos geológicos, de la geometría de la ZMS desde el Oligoceno Temprano hasta la actualidad. Se observa como el magmatismo va disminuyendo gradualmente hasta detenerse (GAP magmatico) en la **figura 4.2C** que corresponde al periodo entre el Oligoceno Tardío y el Mioceno Medio. Es en este periodo que se generaron grandes cambios geométricos en la ZS. Como ya se menciona, a partir del Mioceno Medio el magmatismo reaparece pero con una dirección E-O formando la actual FVTM.

Es posible proponer que actualmente, y debido a los cambios generados durante el Oligoceno Tardío y Mioceno Medio, la actual geometría de la ZMS posee una capa formada por la antigua cuña del manto que quedó atrapada. En estudios sísmicos recientes se ha encontrado una capa de baja velocidad en la interfaz de la CC y CO, no se sabe con exactitud el tipo de material del que está compuesta, pero se han hecho hipótesis de su petrofísica: altamente porosa y saturada de fluidos (Song, T., et al. 2009).

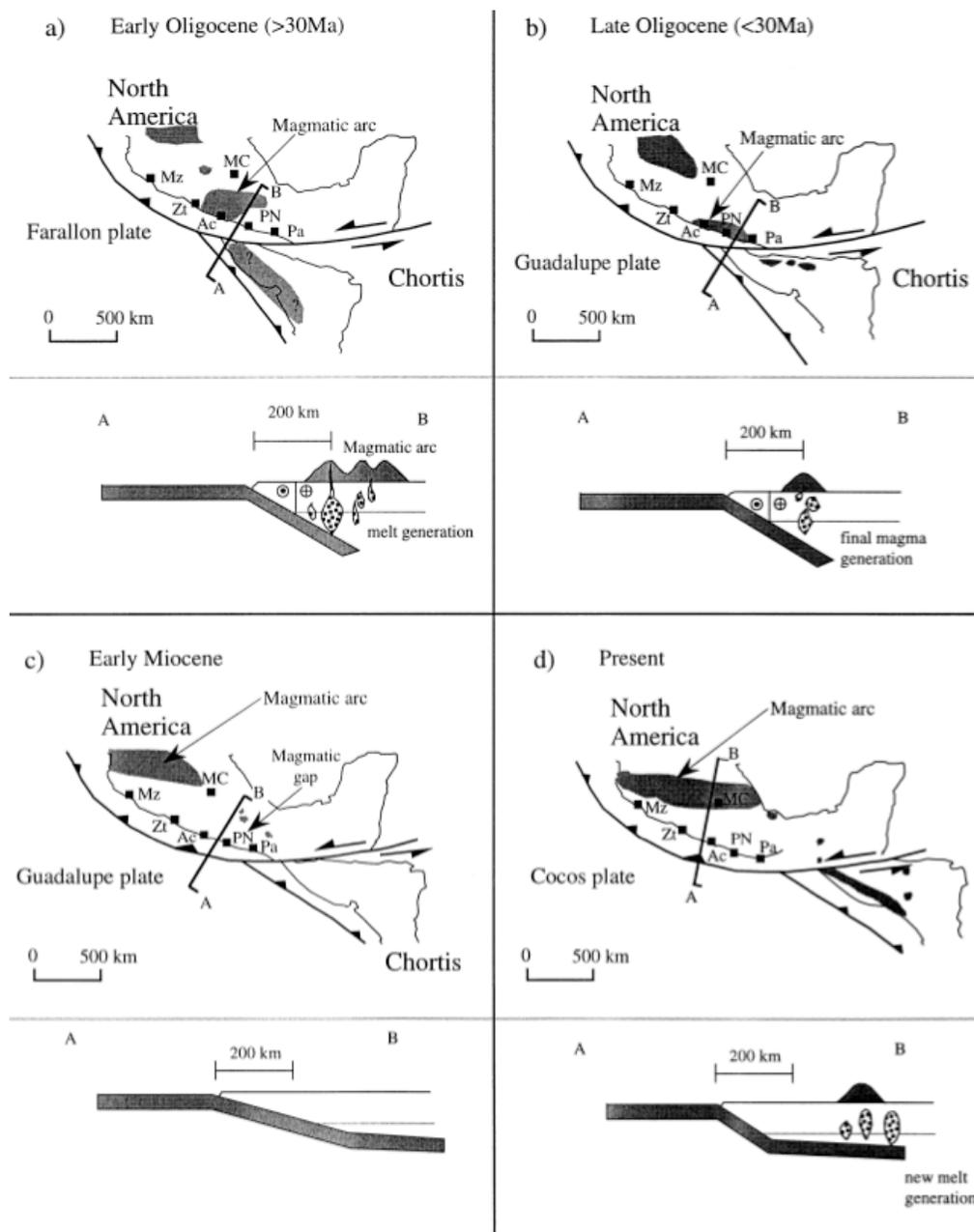


Figura 4.2 Modelo mostrando la evolución del margen continental y la geometría de la ZMS desde el Oligoceno Temprano. Ac=Acapulco, MC=Ciudad de México, Mz=Manzanillo, PA=Puerto Angel, Zt=Zihuatanejo. (Morán-Zenteno, D., et al. 1999)

4.2 Geometría actual de la Zona Mexicana de Subducción

En la actualidad existen dos

segmentos de placa oceánica que se encuentran subduciendo debajo de la placa de Norteamérica al sur de México, estos son la placa de Cocos y la placa Rivera, los cuales han producido extensión en la zona continental. La placa de Cocos, más importante en extensión, tiene un desplazamiento relativo con respecto a la zona continental de México, tiene un polo de rotación ubicado frente a las costas de Baja California, la velocidad de convergencia va de direcciones NW a SE y es de 5.5 a 6.8 cm/año (Pardo y Suárez 1995; DeMets y Traylen, 2000). Por otro lado, la placa de Rivera subduce bajo la placa de Norteamérica a lo largo del segmento de la trinchera correspondiente a la zona de Jalisco, con un polo de rotación ubicado cerca de la boca del Golfo de California, la velocidad de convergencia frente a las costas de Manzanillo se calcula en 3.8 cm/año (DeMetz y Traylen, 2000)(Fig. 4.3).

Las placas se encuentran limitadas por la zona de fractura de Rivera, pero en esta zona se encuentran también la fractura Orozco y O’Gorman, las cuales no han mostrado hasta el momento zonas de interacción con la trinchera.

En la zona del Istmo de Tehuantepec se encuentra un punto reconocido hasta ahora como la unión entre tres placas tectónicas: la del Caribe, de Norteamérica y de Cocos. Esta zona tiene una incidencia oblicua en la zona de fractura de Tehuantepec, a este punto triple se le adjudican los fallamientos laterales que se encuentran en el sureste de Oaxaca y Chiapas.

Basándose en la respuesta sísmica, mecanismos focales y geometría de la placa en subducción; el sur de México se puede segmentar en cuatro regiones, debido a que la geometría de la ZS (ángulo) varía a lo largo de la trinchera.

- La región Jalisco al oeste: En esta región la placa de Rivera subduce con un ángulo pronunciado que se asemeja a la geometría de Cocos debajo de la placa del Caribe en centro América.
- La región de Michoacán: Donde el ángulo de subducción de la placa de Cocos comienza a decrecer gradualmente hacia el sureste.
- La región Guerrero-Oaxaca (limitada por la proyección y extensión de las fracturas Orozco y O’Gorman en el continente): Entre 125km y 240km de distancia de la trinchera se registra una geometría horizontal.
- La región sur de Oaxaca y Chiapas: En esta zona el ángulo vuelve a cambiar y se vuelve más pronunciado, llegando a aproximadamente 30° (Pardo y Suárez 1995).

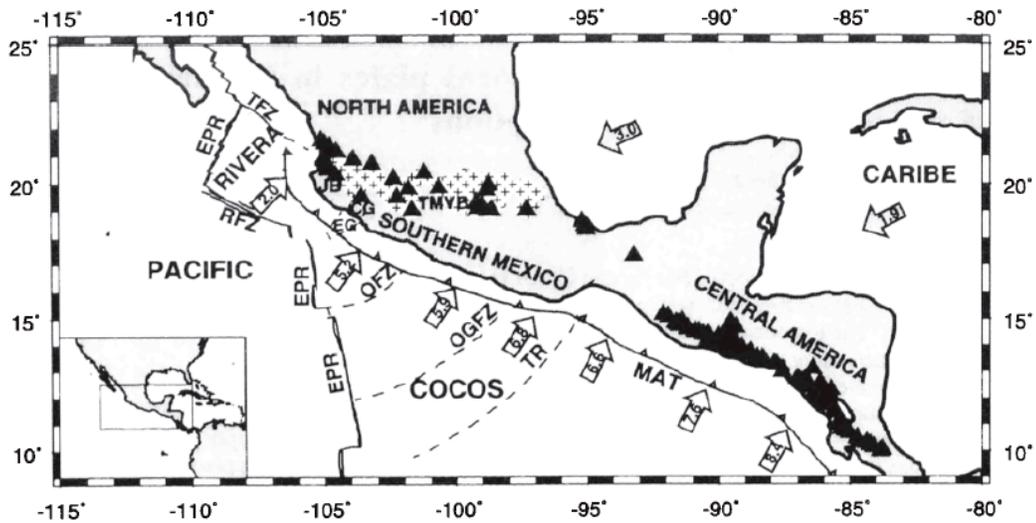


Figura 4.3 Configuración tectónica general de la ZMS. En la imagen se muestran las cinco placas involucradas: Pacífico, Rivera, Cocos, Norte América y Caribe. Las velocidades de convergencia relativas se muestran dentro de las flechas. Las abreviaciones son: EPR, Elevación del Pacífico este; TFZ, Zona de fractura Tamayo; RFZ, Zona de fractura Rivera; OFZ, Zona de fractura Orozco; OGFZ, Zona de fractura O’Gorman; TR, RIDGE Tehuantepec; MAT, Trinchera meso americana; JB, Bloque Jalisco; CG, Graben Colima; EG, Graben el gordo. Los triángulos indican volcanismo cuaternario y las cruces indican la Faja volcánica trans-mexicana. (Morán-Zenteno, D., et al. 1999)

4.2.1 Arreglo Tectónico

El arreglo tectónico de la ZMS, como se menciono anteriormente, involucra cuatro placas importantes en tamaño y una de ellas considerada microplaca. Las placas tectónicas que se encuentran en esta zona son la placa de Norte América, Pacifico, Cocos y Rivera, a continuación se hace una breve descripción de las placas que se encuentran subduciendo bajo las costas de México.

La placa de **Rivera** es una microplaca que se encuentra localizada en la costa oeste de México, limitada al norte por la península de Baja California, al este por el RISE del pacifico y al suroeste por la falla transforme de Rivera. En 1970 se hablo por primera vez de ella, Atwater sugirió su existencia y a partir de ese momento se comenzaron los estudios que demostraron que el comportamiento de lo que actualmente conocemos como la placa de Rivera era diferente al de las placas de Norte América y Cocos, por lo que se debía considerar como una placa aparte (Bandy y Yah, 1989; Eissler y McNally, 1984; DeMets and Stein, 1990), más recientemente se determino que la placa de Rivera se fragmentó a partir de la de Cocos hace aproximadamente 10Ma (Lonsdale, 1991; DeMets y Traylen, 1999). Las ubicaciones precisas que se han encontrado en la microplaca Rivera, es el punto de unión entre el RISE del Pacifico Este y la zona de fractura Rivera; que se encuentra a 165km de distancia al oeste de la trinchera Mesoamericana. No se han definido aún otros puntos confiables que sean limites de esta placa (Pardo y Suárez 1995).

Existen estudios que han tratado de encontrar una diferencia batimétrica para determinar el límite entre las placas de Rivera y Cocos, pero no se han encontrado evidencias contundentes para delinear los limites (Eissler y McNally, 1984; Mammnerickx, 1984; Bourgois y Michaud, 1991) de cualquier forma en otros estudios se menciona que el graben El Gordo puede ser parte de la frontera entre la placa de Cocos y de Rivera (Bandy, 1992).

La placa de Rivera a pesar del area relativamenta pequeña que abarca en comparación con las placas circundantes, genera una sismicidad proporcional a su tamaño, los sismos que se generan en el bloque Jalisco son de baja intensidad; pero se han documentado desde 1837 al menos seis sismos importantes con una escala mayor a 7° (Singh et al., 1985).

Las herramientas geofísicas apoyándose de los sismos, pueden determinar la geometría de las placas de subducción, en 1993 Pardo y Suárez determinaron que la placa de Rivera tiene un ángulo pronunciado de aproximadamente 50° a profundidades mayores de 40km.

La placa de **Cocos** limita al oeste con la placa del Pacifico, al norte con la placa de norte América, al este con la placa del Caribe y al sur con la placa Nazca. Debido a la longitud de esta placa y la extensión de la zona que abarca en la trinchera mexicana las velocidades de convergencia varían, aumentan de oeste a este en un intervalo de 4.8cm/año a 7.5 cm/año (DeMets, 1990). De esta misma manera, la edad de la placa de Cocos varia a lo largo de la trinchera Mesoamericana, asociado a las zonas de fracturas, las zonas de fracturas son el RIDGE de Tehuantepec que interseca la trinchera cerca de 95°W, este RIDGE es batimétricamente la línea característica más destacable en el flanco este del RISE del pacifico.

Actualmente es posible determinar la geometría de la ZMS por medio de la localización de los hipocentros de los sismos que son registrados permanentemente en México por estaciones y redes sísmicas, a diferencia de las paleogeometrías que solo pueden ser basadas en hechos geológicos (localización de arcos volcánicos y tipo de magmatismo) como se ha visto con anterioridad.

Pardo y Suarez en su estudio de 1995 utilizan dos tipos de datos para elaborar un diagrama de la geometría de las placas que se encuentran subduciendo, estos datos son:

- Hipocentros
- Registro de eventos a distancias telesísmicas

Utilizando estos datos y procesándolos para obtener localizaciones confiables de los focos de los sismos, Pardo y Suarez (1995) crearon una geometría para la ZMS, incluyendo la placa de Rivera y la placa de Cocos. Sus perfiles demuestran la gran variación geométrica que existe a lo largo de la trinchera y por lo mismo un arreglo térmico, de presiones y de facies que varía enormemente. En este estudio se crearon 12 perfiles cortando la ZS a lo largo desde las costas de Jalisco hasta Oaxaca (Fig. 4.4)

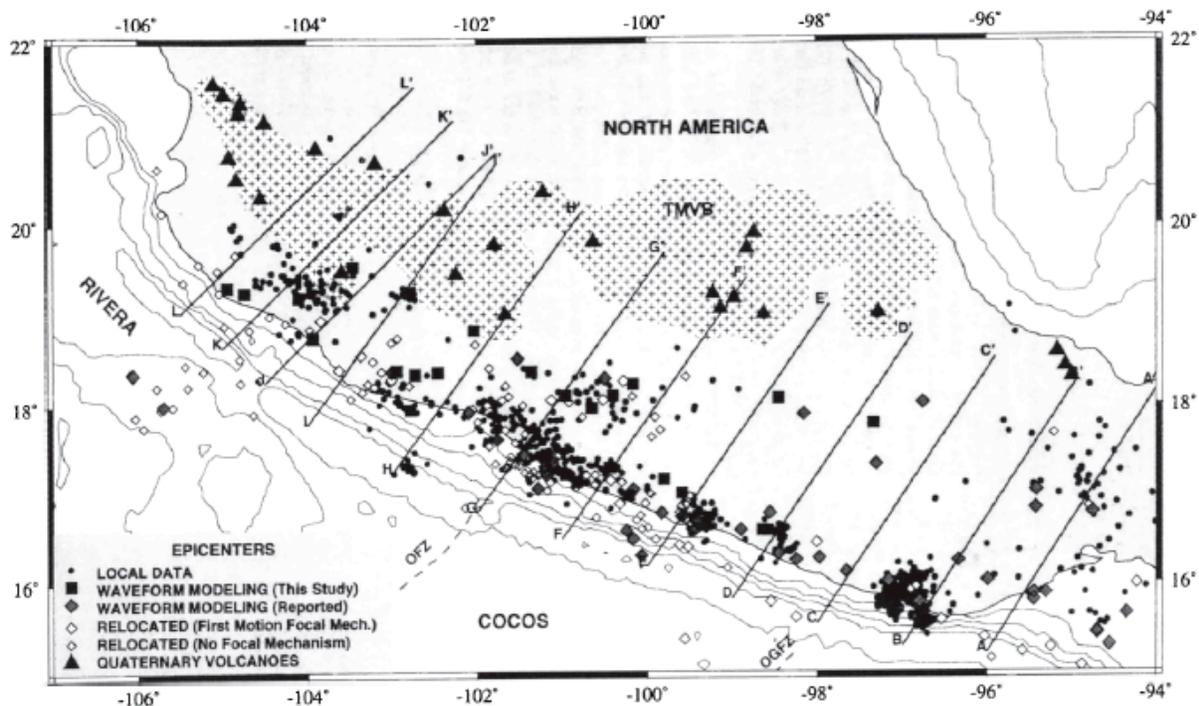


Figura 4.4 En esta figura se muestran los epicentros de los datos de terremotos usados para determinar la geometría de las placas de subducción. Los puntos indican microtemblores. Los cuadrados representan eventos relocalizados. Los diamantes grandes representan hipocentros relocalizados por el método de "Joint Hypocenter". Los diamantes pequeños representan epicentros donde su mecanismo focal fue determinado por ondas P. Diamantes blancos representan epicentros localizados sin mecanismo focal. Triángulos representan los volcanes del cuaternario (Pardo y Suárez 1995).

En la imagen anterior se muestra la alta sismicidad registrada en las zona de costa, atribuida al contacto intraplaca donde se encuentra la zona sismogénica. Al norte de esta zona se puede apreciar entre 96°W y 101°W una región donde hay de escasa a nula sismicidad, por último, se encuentra otra zona de sismicidad localizada antes de la FVTM y que concuerda aproximadamente con la SMS, los sismos aquí están concentrados entre 100°W y 102°W y a profundidades de 50km (Pardo y Suárez 1995) misma localización de los tremores no volcánicos en México. Posteriormente más al norte las bandas de sismicidad desaparecen.

Los ángulos en la ZS varían ampliamente. Empezando por el Istmo de Tehuantepec (AA') donde el ángulo de la CO en subducción es de aproximadamente 30°. Continuando en dirección al oeste, el ángulo decrece a 25°. En la parte central de México la geometría inicia con un ángulo de aproximadamente 20° y a una distancia de 125km (distancia inicial variable) de la trinchera se vuelve horizontal hasta los 260km, donde la placa vuelve a descender. Y por último, en la zona oeste el ángulo de subducción alcanza de nuevo los 30° y aumenta hasta llegar a los 50°. En las siguientes imágenes (Fig. 4.6) se muestran las secciones indicadas en la figura 4.4 utilizando las profundidades de la figura 4.5 donde se aprecian los cambios en la geometría de la subducción en México.

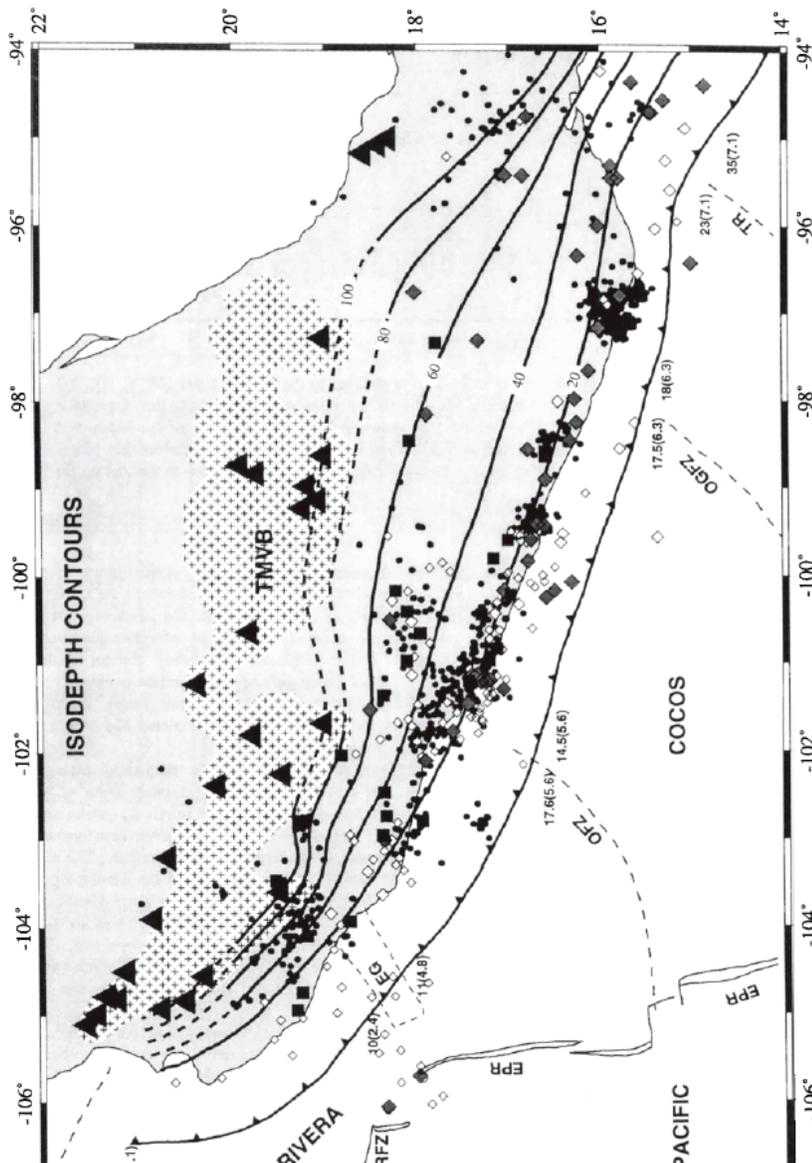
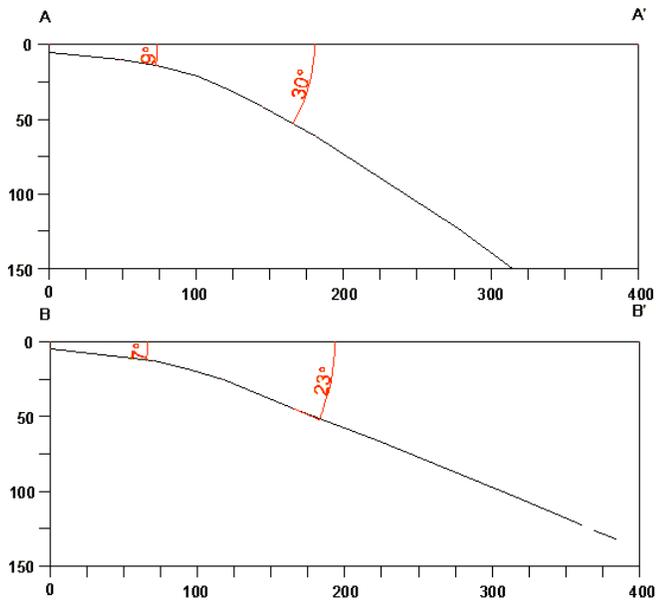
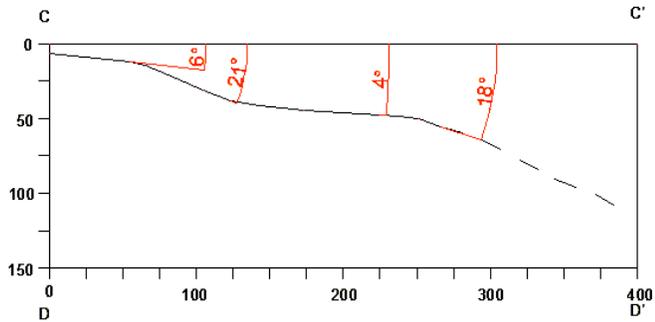


Figura 4.5 Isoprofundidades a lo largo de la ZMS (Pardo y Suárez 1995)

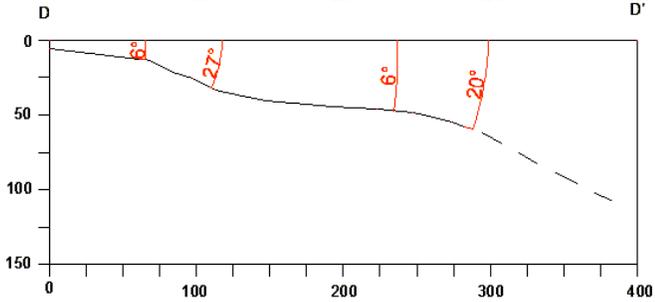


Istmo de Tehuantepec, donde la sismicidad define una zona de Wadati-Benioff con un ángulo que comienza en aproximadamente 9° hasta los 30°

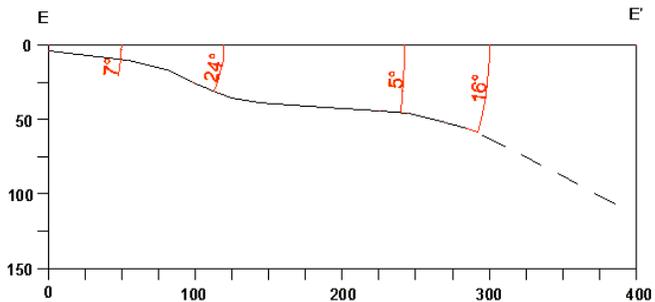
En los perfiles siguientes, que se dirigen hacia el oeste el ángulo comienza a descender a aproximadamente 23°



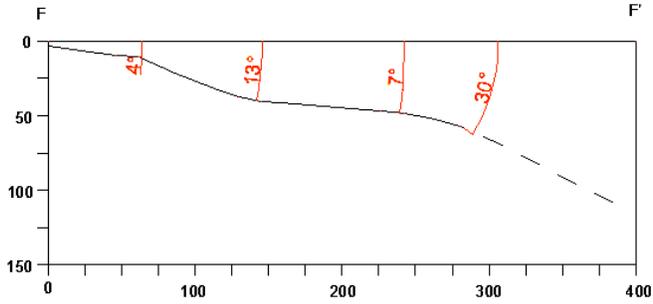
A partir del perfil C, perteneciente a la parte central de México, se observa una subducción casi horizontal, donde los ángulos van desde los 6° a los 18° en los extremos de la subducción



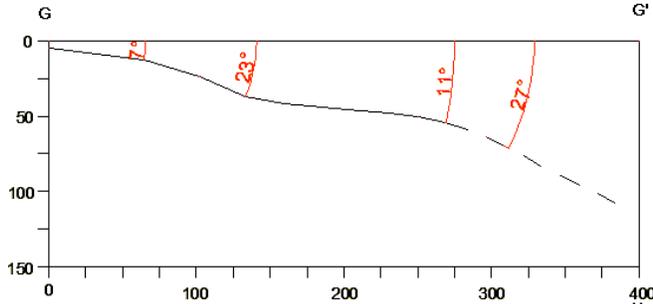
La ZS en la zona central, se divide en dos partes diferenciada por dos ángulos de relativamente mayor tamaño, el primero de 27° y el segundo de 20° separados por una zona de horizontalidad.



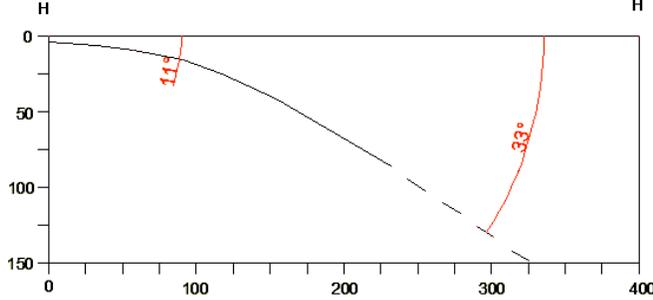
La zona central se encuentra entre Oaxaca y Guerrero, como se puede apreciar más hacia el oeste, la geometría de la ZS presenta variación en los ángulos pero su forma sigue siendo relativamente la misma



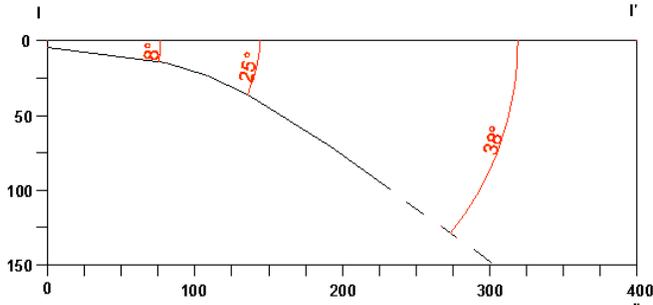
El perfil F, se encuentra en Guerrero y Michoacan. A partir de esta zona, la ZS comienza a aumentar su ángulo



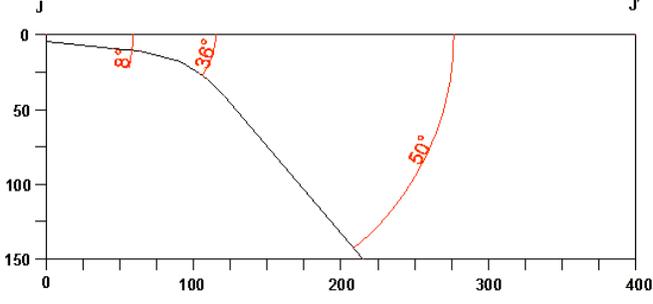
La subducción se mantiene en un ángulo de aumento.



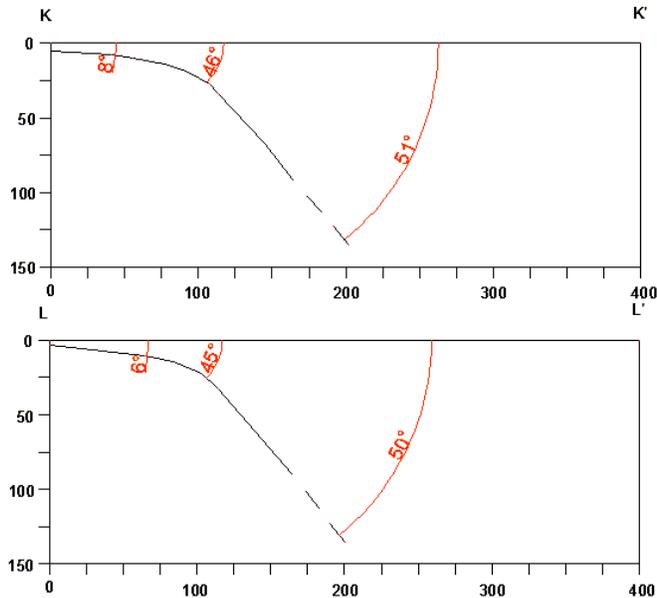
El aumento del ángulo en la ZS se hace mucho mayor debido a que comienza el cambio a la placa de Rivera



El ángulo de 38° comienza en la zona de Jalisco, donde se encuentra la placa de Rivera subduciendo. Las profundidades de los sismos en la placa de Rivera alcanzan los 130km



Los ángulos en la subducción de la placa Rivera llegan hasta los 50°



Angulos constantes de aproximadamente 50°

En el ultimo perfil mostrado, se conservan angulos de 50°

Figura 4.6 Secciones obtenidas a partir de las isoprofundidades (Fig 4.5, Pardo y Suarez 1995) y perfiles marcados en la figura 4.4

Se sabe que los siguientes factores tienen una estrecha relación con los fenómenos mecánicos que alteran las ZS, pero aún no se sabe con exactitud que manera influyen en los cambios geométricos, estos factores son:

- Tasa de convergencia
- Edad de la ZS
- El movimiento absoluto de la placa superior
- Subducción de zonas con variaciones batimétricas importantes, como los RIDGES, Y LOS MONTES SUBMARINOS

Uno de los únicos efectos considerados que puede aportar flotación a la placa oceánica ya subducida es la edad, debido a que la litosfera joven posee aparentemente mayor flotación.

Por lo tanto, de acuerdo con las relaciones antes mencionadas se puede suponer que la placa de Cocos posee un ángulo de subducción bajo debido a que es una placa joven, con una velocidad de convergencia moderada (Pardo y Suárez 1995). El adelgazamiento también es uno de los factores que da "flotación", pero en México no existe esta característica lo cual hace aún más complicado proponer un aseveración en cuanto a las causas de su geometría horizontal en la parte central.

No en todos los casos se puede hacer una relación directa entre la edad de la placa y su ángulo, debido a que la placa de Rivera es relativamente joven y el ángulo de subducción que presenta es grande, pero la diferencia entre esta placa y la de Cocos es la tasa de convergencia; donde la primera tiene una tasa de 2cm/año y la última de 6cm/año en promedio, este parámetro podría marcar la diferencia entre la geometría de ambas placas.

Para la zona de interés de este estudio, que corresponde a la ubicación de los temblores no volcánicos, se analizará una zona que corta desde Acapulco hasta Tempoal pasando por la

Ciudad de México (Fig. 4.7) y que determina la geometría más acertada para esta zona. La geometría fue estudiada por el proyecto MASE (Meso America Subduction Experiment) que es una red sísmica lineal que permite el estudio detallado de sismos.

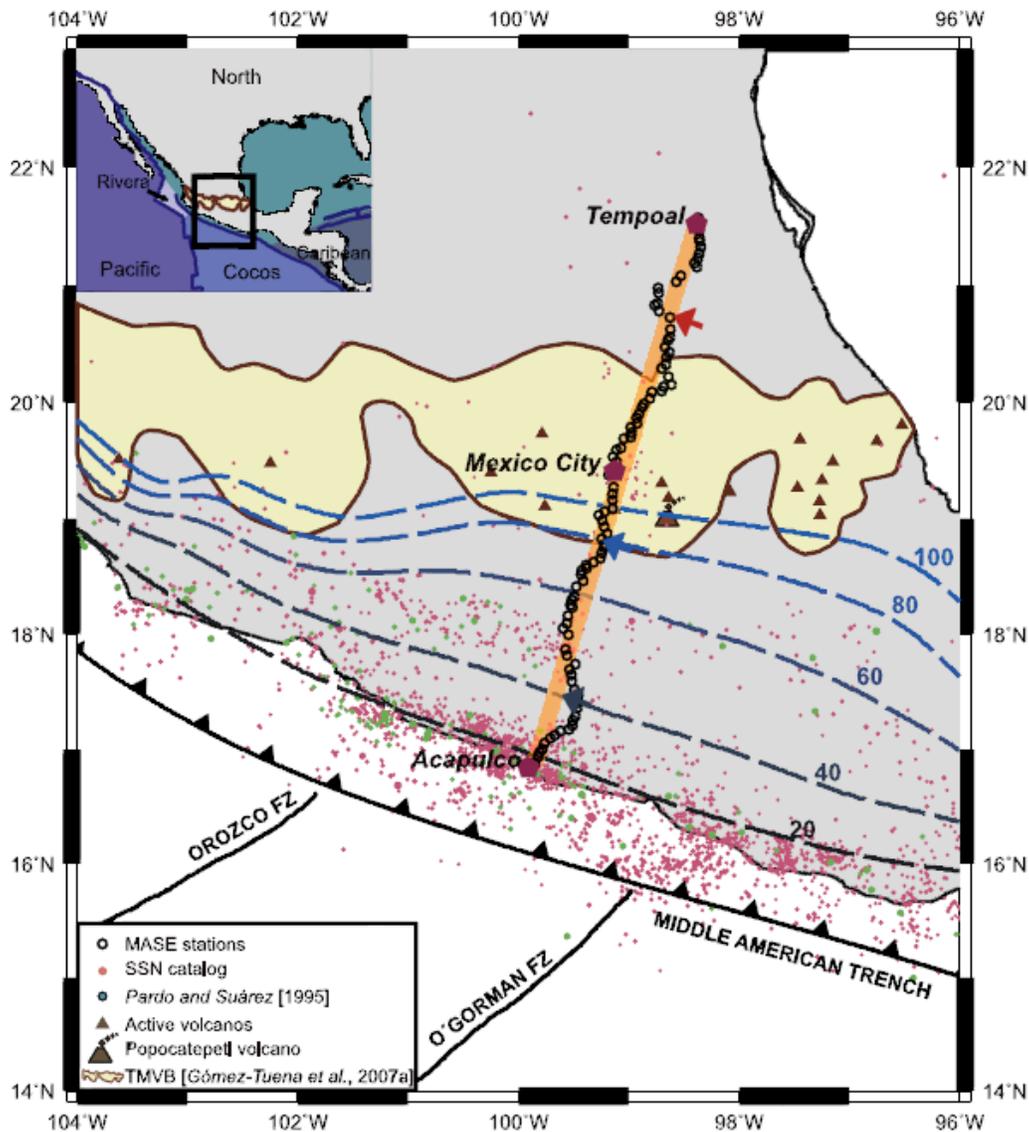


Figura 4.7 Arreglo sísmico del MASE (Pérez-Campos, X., et al, 2008).

La geometría de la ZS en el trayecto del MASE es horizontal y permanece así hasta una distancia de 250km con respecto a la trinchera, a continuación se desacopla de la CC por una zona de baja viscosidad y se hunde hasta una profundidad de 500km, las características principales de la subducción es la escasa existencia de manto litosférico y la inexistencia de la astenósfera debido a que no hay espacio para ella (Pérez-Campos, X., et al, 2008).

En los estudios de Pérez-Campos, X., et al. (2008) se analiza la geometría de la ZS por medio de ondas telesísmicas convertidas que son registradas por el MASE, por medio de las velocidades obtenidas se descubrió una capa que registra una baja velocidad entre la CCI y la COS que puede deberse a una alteración de la CO o a un remanente de la cuña del manto (Fig. 4.8) el grosor de esta capa anómala de baja velocidad es de 10±3km. También se

elaboraron imágenes topográficas de las desviaciones en la velocidad de la onda P obteniendo como resultado una imagen que demuestra que la placa, a partir de los 250km de distancia a la trinchera, cambia de ángulo (75°) y se introduce por el manto hasta profundidades de 500km, donde se trunca probablemente por la generación de un TEAR causado por su “flotación” negativa.

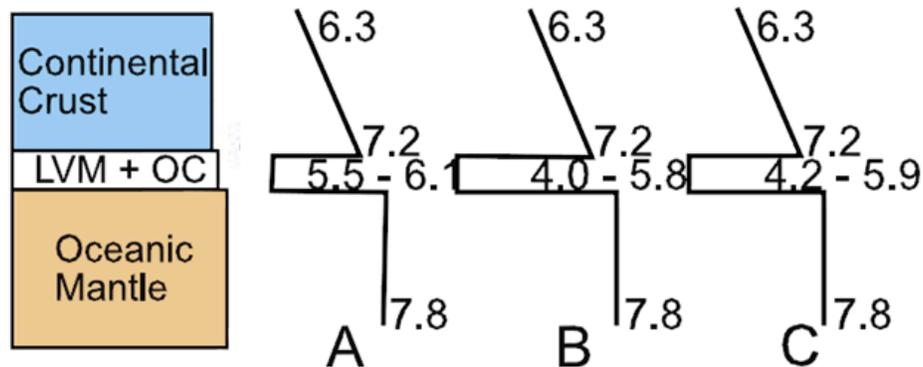


Figura 4.8 Perfil de velocidades compresionales, mostrando las velocidades en A (20km), B (60km) y C (100km) (Distancias a la estación de Acapulco). LVM (Manto de baja velocidad), OC (Corteza oceánica) (Pérez-Campos, X., et al, 2008).

El segmento horizontal de la CO muestra, por medio de observaciones de GPS (Franco et al., 2005), que no se encuentra fuertemente acoplado, de otra forma la sismicidad en esta zona sería mucho mayor y desataría terremotos grandes. Posiblemente el bajo acoplamiento se deba a las fases minerales que se crean en la zona provocando un “deslizamiento” más fácil, o a la existencia de una cuña del manto antigua que quedó atrapada durante el cambio de geometría así como también a cambios en la viscosidad. La imagen tomográfica de este trayecto entre Acapulco y Tempoal es el siguiente (Fig. 4.9).

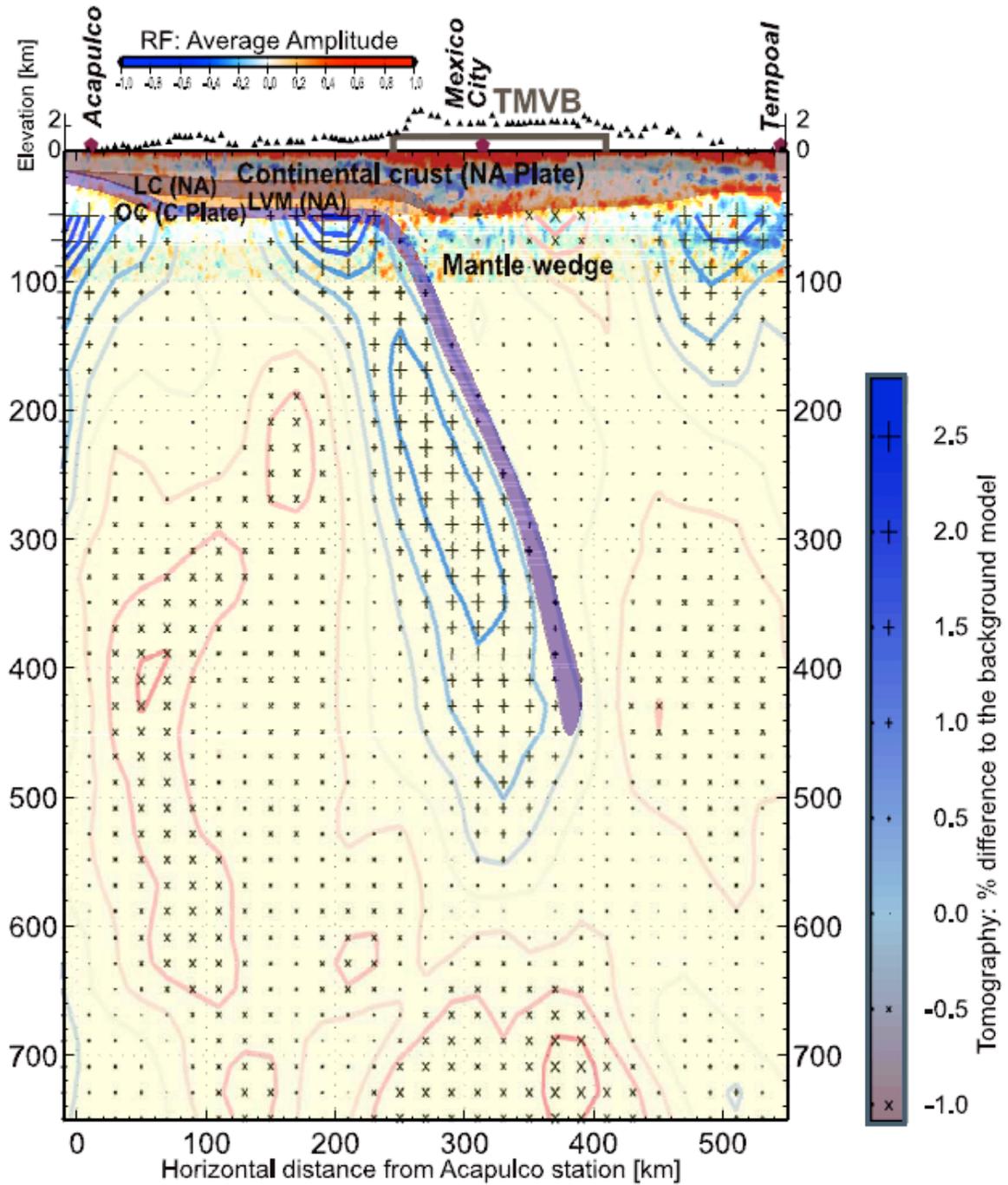


Figura 4.9 Modelo tomografico e imagen RF, mostrando la corteza adelgazada en su descenso. La zona que separa el Moho continental de la CO es aproximadamente 10km. NA = Norte América, C = Cocos, LC = Corteza inferior, LVM = Manto de baja velocidad, OC = Corteza oceánica (Pérez-Campos, X., et al, 2008).

5. MORB

5.1 Introducción

Entre 1950 y 1960 estudios batimétricos revelaron la existencia de un régimen extensional, actualmente llamado dorsales submarinas, que se extienden alrededor del planeta. Por medio del muestreo de esta zona se descubrió que estas dorsales están formadas de basalto joven conocido como MORB por sus siglas en inglés (mid-ocean ridge basalt) y representan a un régimen tectónico divergente.

El planeta tiene aproximadamente 65000km de dorsales oceánicas (longitud) (Fig. 5.1) con espesores de 5 a 7km, generalmente uniforme en los océanos del mundo. Utilizando los datos de espesor y longitud de las dorsales oceánicas, se puede tener un dato aproximado de la tasa de expansión: 1-10cm por año.

Para comparar la cantidad de material que se crea en las dorsales oceánicas, se presentan los siguientes ejemplos:

- Volcanismo en Hot spots ~ 1 a $2 \text{ km}^3/\text{año}$
- Volcanismo por subducción $\sim 2 \text{ km}^3/\text{año}$
- Volcanismo de dorsales oceánicas ~ 5 a $20 \text{ km}^3/\text{año}$

En conclusión, el volcanismo en las dorsales oceánicas es el más importante mecanismo de diferenciación en la tierra, por medio de este el manto peridotítico se convierte en CO.

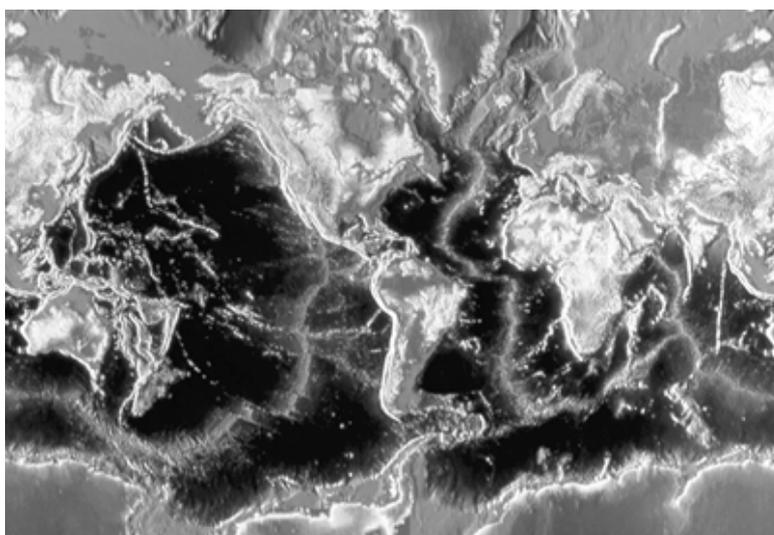


Figura 5.1 Distribución de las dorsales oceánicas en el mundo.

La idea básica en el muestreo de las dorsales oceánicas fue la sumersión de un contenedor que pudiera colectar parte del material generado y al mismo tiempo la utilización de una

cámara que proporcionara imágenes claras de las estructuras que ahí se desarrollan. (Fig. 5.2)

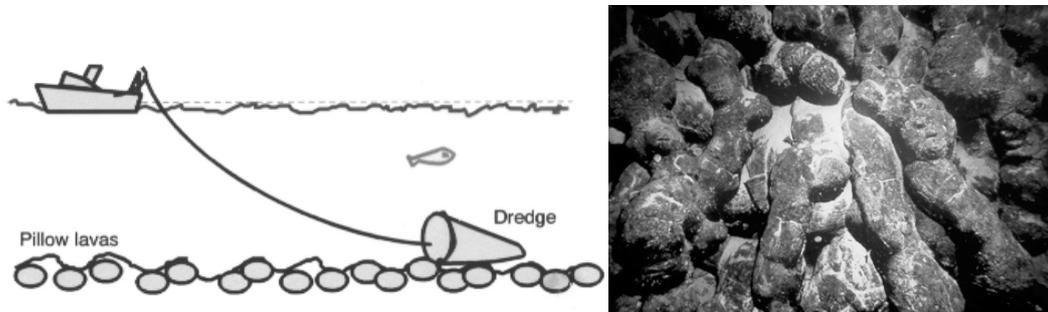


Figura 5.2 Grafica simple del muestreo de las dorsales oceánicas (derecha) e imagen de las lavas almohadilladas que ahí se generan (izquierda), Los estudios realizados en aguas profundas, fueron gracias al sumergible Alvin, con la iniciativa del Woods Hole Oceanographic Institute.

Datos geofísicos han demostrado que las velocidades de las ondas sísmicas que pasan a través de la CO varían con la profundidad, esta variación refleja diferentes densidades. Por medio de estos datos se creó un modelo llamado ofiolita que representa la litología de la CO. (Fig. 5.3)

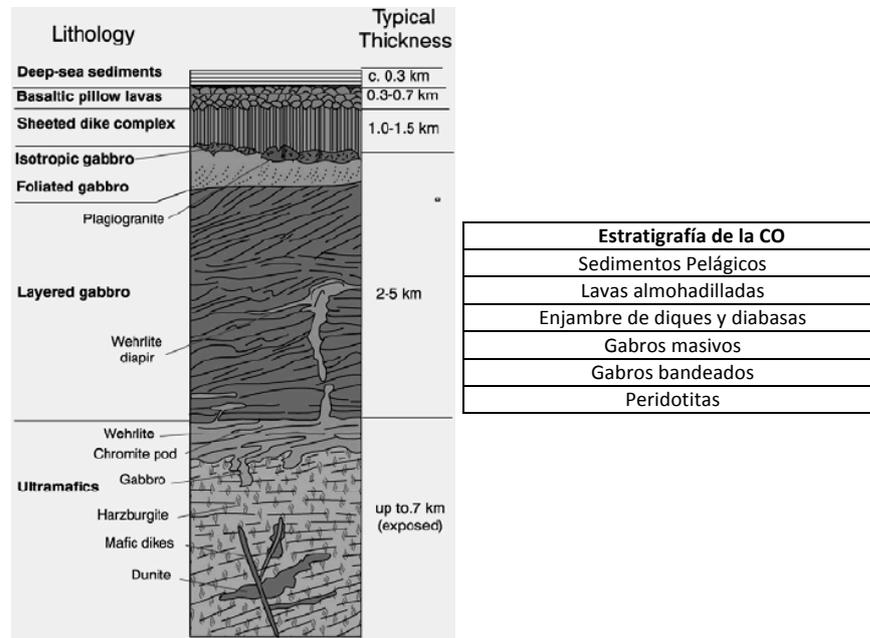


Figura 5.3 Estratigrafía de la CO y parte superior del manto (Típica secuencia ofiolítica) Boudier and Nicolas (1985)

Las ofiolitas (del griego Ophio que significa serpiente y lithos roca) representan un corte estratigráfico de la CO y parte del manto superior. Las primeras veces que se uso el termino ofiolita fue por Alexandre Brongniart (1770-1847, mineralogista francés) en sus estudios en

los Alpes, dichos estudios incluían solo rocas verdes como la serpentinita y la diabasa, pero no fue sino hasta los años 1950s y 1960s que se relacionó el descubrimiento de la variación de la velocidad de las ondas sísmicas en la CO con las litologías presentes en los Alpes.

Los basaltos son, volumétricamente hablando, el tipo de roca más estudiado, y a la fecha ha proporcionado información acerca de los procesos de la generación de fusión, transporte y cristalización que se crea en la CO.

La descompresión del manto que se origina por la fusión y la diferenciación del magma producen el MORB, este tipo de volcanismo genera 2/3 de la superficie terrestre y produce intercambios hidrotermales de calor y composición entre la CO y el manto. El MORB tiene una propiedad de gran utilidad ya que registra variaciones composicionales del manto superior con el cual está en contacto.

Las interacciones entre la acumulación de magma, diferenciación, pérdida de calor y erupción en función de espacio y tiempo son piezas clave para el entendimiento de la creación de la COS.

Dependiendo en los tamaños de las segmentaciones de las dorsales se puede generalizar la procedencia del magma. Por ejemplo para segmentaciones que van de 10 a 100km se sabe que reflejan una composición del manto, mientras que a escalas menores las diferenciaciones magmáticas representan la corteza y la parte más superior del manto, y aún a escalas más pequeñas de algunos km se presenta un magma que varía composicionalmente y se relaciona a volcánes superficiales.

5.2 Composición del MORB

Las variaciones sistemáticas del MORB en el sistema de dorsales oceánicas del mundo demuestran como la CO regula la composición de la lava que llega a la CC superior por medio de erupciones. Las particularidades químicas que existen en el MORB determinan las características de la estructura térmica de la corteza, las temperaturas de los magmas, el grado de diferenciación magmática y el grado de homogeneización del magma; y también ayudan a detectar cuerpos magmáticos profundos por medio de imágenes sísmicas y a mapear acertadamente las variaciones iniciales en las fusiones dentro de la dorsal oceánica, esto en función de la tasa de expansión y provisiones de magma.

Las variaciones globales en la química de las lavas en función de la ubicación geográfica, la tasa de expansión y la estructura de la corteza; determinan como se desarrolla el volcanismo en las dorsales oceánicas y como este está relacionado con la composición del manto. Es ampliamente aceptado que la composición del MORB refleja rastros de una diferenciación a bajas presiones (Grove et al., 1992) en líquidos máficos y derivados del manto (Elthon, 1979; Stolper, 1980).

En la siguiente tabla (Tab. 5.1) se muestra la composición del MORB no alterado y alterado incluyendo 8 óxidos mayores.

Composición MORB ¹	Inalterado ²	Alterado ³
SiO ₂	50.6	48.9
Al ₂ O ₃	15.7	16.6
TiO ₂	1.5	1.3
FeO	10.6	9.6
MgO	7.6	7.1
CaO	11.1	13.7
Na ₂ O	2.6	2.2
K ₂ O	0.2	0.6
TOTAL	99.9	100

Tabla 5.1 ¹Unidades en por ciento de peso, ² MORB anhidro y no alterado (Pearce, 1976; Wilson, 1989), ³ MORB alterado y anhidro (Staudigal et al., 1996), Las composiciones más altas están en rojo y las más bajas en verde. Tabla tomada de Hacker, B.R., et al., 2003

5.3 Construcción de un diagrama de fases para el MORB (basado en Hacker, B.R., et al., 2003)

Es importante la generación de un modelo que permita visualizar las etapas por las que a ciertas presiones y temperaturas la CO va cambiando de una fase metamórfica a otra. Gracias a este tipo de diagramas se puede realizar una evaluación de la petrología, el nivel de hidratación, la ubicación y distribución de fluidos, el incremento en la densidad de la placa oceánica y las variaciones de las velocidades sísmicas que resultan de los cambios térmicos y metamórficos.

Algunos datos importantes reflejan que la CCI se encuentra parcialmente hidratada (<1.3 wt % H₂O) y la parte superior del manto va de deshidratada a un 20% de serpentinización (~2.4 wt % H₂O). En cuanto a velocidades sísmicas, la eclogita anhidra no puede ser diferenciada de la harzburgita basándose únicamente en estudios de ondas sísmicas, pero gracias a la diferencia de densidades de aproximadamente 6% mayor en la eclogita, es posible diferenciarlas por medio de estudios gravimétricos (Hacker, B.R., et al., 2003). Es debido a este tipo de datos que es necesario incluir no solo un tipo de propiedades físicas en un estudio, sino que es importante tener más medios para poder diferenciar grupos y tipos de litologías.

En las ZS es importante conocer los modelos de fases correspondientes a la parte máfica (basalto/gabro) y ultramáfica (Iherzolita, harzburgita y serpentinita); que son los grupos de rocas más importantes en estas zonas de convergencia.

En este capítulo se tratará únicamente la parte correspondiente a la parte máfica de la ZS. En el estudio realizado por Hacker, et al. (2003) se trata cada campo de estabilidad con un mismo conjunto de minerales de composición y modo constante, como si fuera limitado por reacciones discontinuas.

Hacker reporta dos metodologías para construir un diagrama de fases para el MORB, y una tercera que es la que utiliza en su trabajo. La primera de estas metodologías consiste en el cálculo de la composición de BULK en términos de los elementos mayores y posteriormente el ensamble de las fases, esto basado en la minimización de energía libre de Gibbs, los contras que Hacker menciona son la poca confiabilidad en las propiedades termodinámicas de los minerales. La segunda metodología consiste en usar observaciones experimentales donde se miden las estabilidades de cada mineral, Hacker resalta que para este tipo de metodoliga existen puntos fuertes tales como la correcta determinación de variables como la presión, temperatura y composición BULK; pero la debilidad radica en que el uso de estos experimentos impide revertir reacciones a bajas temperaturas que generalmente son menores a 600°C y varios de estos experimentos han llevado condiciones que dan como resultado minerales metaestables. Las condiciones en las ZS implican grandes periodos de tiempo, donde las presiones y temperaturas logran crear minerales estables en una cierta localización (influida por determinadas presiones y temperaturas) es por eso que los estudios en laboratorio, difícilmente logran igualar estos periodos de tiempo.

Por último Hacker presenta la metodología utilizada para su artículo “Subduction factory, 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents” este consiste en involucrar datos obtenidos de la literatura como la composición BULK, modo de los minerales y la composición de los minerales. En sus estudios sólo se utilizaron rocas sin metasomatizar y rocas que tuvieran como máximo una diferencia del 10% del MORB anhidro (Tab. 5.7).

Se compilaron los datos necesarios para la tercera metodología y para cada fase listada en la tabla 5.6 se descompuso en unidades porcentuales de volumen cada mineral, para realizar esto se utilizaron reglas (Tab. 5.7) que aseguran que la composición BULK calculada a partir de los modos y composiciones de cada miembro mineral final esta aún dentro del 10% de diferencia del MORB anhidro. Los cálculos de contenido de H₂O para cada roca no fueron corregidos o limitados, sino que fueron determinados por los modos minerales. En el trabajo de Hacker, se calculó hasta la más pequeña fracción de hidratación en las rocas, misma que puede estar contendía en las micas.

	Basalto	Gabro	Z	PP	PA	GS	Ae	Ag	Aeg	A	G	Gg
Albita (hab)											21	
Albita (lab)	16	10	19	20	21	22	20	11	11	18		20
Anortita (an)	38	38						6		18	21	15
Almandino (alm)								11	7			5
Grosularia (grs)								8	3			13

Piropo (prp)								3	1				10
Diopsida(di)	28	26										5	5
Enstatita (en)		5										9	9
Ferrosilita (fs)		6										9	9
Jadeita (jd)													2
Hedenbergita (hed)	9	6										9	11
Clinocloro (clin)			18	16	11	11	2			4			
Daphnita (daph)			10	8	6	8	3			3			
Lawsonita (law)					4								
Glaucophano (gl)										7			
Ferroglaucophano (fgl)									17	6			
Tremolita (tr)					8	12	9	18	5	13	2		
Ferro-actinolita (fact)					14	5	16	5	3	25	7		
Tschermakita (ts)								15	14		12	9	
Pargasita (parg)								10			12	7	
Prehnita (pr)				14									
Pumpelita (pm)				13	18								
Cuarzo (qz)			8	13	5	5	2	2	5	1			
Coesita (coe)													
Zoisita (zo)									4				
Clinozoisita (czo)													
Epidota (ep)					8	32	18			20			
Muscovita (ms)			2	2	2	2	2			15			
Flogopita (phl)										2			
Forsterita (fo)	1	7											
Fayalita (fa)		2											
Calcite (cc)			12	5						4			
Laumontia (lm)			25										
Talco (ta)													
Esfena + Rutilo + Espinela			2	3	3	3	3	1	2				
Magnetita (mt)	8		4	6						2	1	1	1
	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

	Bl	Bjl	Bcjl	Sjlt	Be	Bje	Eza	Ea	Ez	Ela	E	Ec	Ed
Albita (hab)													
Albita (lab)	10				18								
Anortita (an)													
Almandino (alm)							17	17	18	8	18	18	19
Grosularia(grs)							7	15	8	7	13	13	14
Piropo (prp)							8	7	8	4	11	11	12
Diopsida(di)							11	15	20	7	24	24	21
Enstatita (en)									4				1

Ferrosilita (fs)				3			1		2		4	4	3
Jadeita (jd)		8	8	16		13	13	12	17	10	18	18	18
Hedenbergita (hed)				21			2	3	5	1	2	2	5
Clinocloro (clin)	4	5	5	5	8	8				3			
Daphnita (daph)	5	4	4	4	8	8				2			
Lawsonita (law)	27	28	28	28						14			
Glaucophano (gl)	7	11	11		4	4	1			5			
Ferroglaucophano (fgl)	9	6	6		4	4	5	10		8			
Tremolita (tr)	17	14	14		15	15	10	4		9			
Ferro-actinolita (fact)	13	17	17		5	5	1	2		10			
Tschermakita (ts)							3						
Pargasita (parg)								8		4			
Prehnita (pr)													
Pumpelita (pm)													
Cuarzo (qz)	3	2		2	5	10	7	3	6	3	6		
Coesita (coe)			2									6	3
Zoisita (zo)							10		8				
Clinozoisita (czo)					5	5							
Epidota (ep)					23	23							
Muscovita (ms)	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Flogopita (phl)													
Forsterita (fo)													
Fayalita (fa)													
Calcite (cc)													
Laumontia (lm)													
Talco (ta)				16									
Esfena + Rutilo + Espinela	3	3	3	3	3	3	2	2	2	3	2	2	2
Magnetita (mt)													
	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tabla 5.6 Unidades porcentuales de volumen. Abreviaciones: Basalto, Gabro, Zeolita, Prehnita-Pumpelita (PP), Prehnita-Actinolita (PA), Esquisto Verde (GS), Anfíbolita de epidota (Ae), Anfíbolita de granate (Ag), Anfíbolita de epidota y granate (Aeg), Anfíbolita (A), Granulita (G), Granulita de granate (Gg), Esquisto azul de lawsonita (Bl), Esquisto azul de jadeita-lawsonita (Bjl), Esquisto azul de coesita, jadeita y lawsonita (Bcjl), Esquisto de jadeita, lawsonita y talco (Bjlt), Esquisto azul de epidota (Be), Esquisto azul de jadeita y epidota (Bje), Eclogita de zoisita y anfíbolita (Eza), Eclogita de anfíbole (Ea), Eclogita de zoisita (Ez), Eclogita de lawsonita y anfíbole (Ela), Eclogita (E), Eclogita de coesita (Ec), Eclogita de diamante (Ed). (Hacker, B.R., et al., 2003).

Roca/Mineral	Composición
Esquisto verde y facies relacionadas	Na contenido en albita; K contenido en moscovita; Ti contenido en esfena; epidota se asume que posee $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al) = 0.33$; los modos de los minerales restantes están ajustados para la composición BULK del MORB preservando los ratios Fe/Mg
Anfíbolita, granulita y facies relacionadas	Na contenido en albita+pargasita; K y Ti contenidos en hornblenda; asumiendo 1 vol% magnetita; asumiendo plagioclasa An_{50} ; epidota se asume que posee $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al) = 0.33$; los modos de los minerales restantes están ajustados para la composición BULK del MORB preservando los ratios Fe/Mg
Facies de Granate-anfíbolita	Na en albita+ferroglaucófano; K en hornblenda; Ti en rutilo; asumiendo plagioclasa An_{35} , los modos de los minerales restantes están ajustados para la composición BULK del MORB preservando los ratios Fe/Mg
Varias facies de Esquisto azul	Na en albita+glaucófano+ferroglaucófano; K en moscovita; Ti en esfena; los modos de los minerales restantes están ajustados para la composición BULK del MORB preservando los ratios Fe/Mg

Varias facies de Eclogita	Na en jadeíta; K en moscovita; Ti en esfena, zoisita se asume que posee $Fe^{3+}=0$; los modos de los minerales restantes están ajustados para la composición BULK del MORB preservando los radios Fe/Mg
---------------------------	---

Tabla 5.7 Reglas para la descomposición roca/mineral en sus fases minerales finales para asegurar que la composición BULK calculada de los modos y composiciones de las fases minerales finales estén dentro de un 10% del MORB. (Hacker, B.R., et al., 2003).

Para el cálculo de presiones y temperaturas Hacker, et al. (2003) utilizó un paquete de software llamado Thermocalc, por medio de este programa se estableció el sistema K-Na-Ca-Mg-Fe²⁺-Fe³⁺-Al-Si-O-H dando como resultado los campos de estabilidad térmica y de presiones.

El modelo obtenido presenta varias observaciones importantes, que son las siguientes:

1. Nunca se han recuperado rocas metamórficas de temperaturas extremadamente bajas (“Forbidden zone” mostrado en la **figura 5.5**, Liou et al. 2000), es por eso que las fases que en esta zona se determinan, son solo hipotéticas.
2. El diagrama de fases es consistente con las mineralogías de altas y ultra altas presiones, por ejemplo, las eclogitas de cuarzo contienen zoisita y anfíboles, las eclogitas de coesita contienen poco anfíbol, y las eclogitas de diamante no contienen ni zoisita ni anfíboles.
3. No existe campo de estabilidad para el cloritoride en la **figura 5.5**, lo cual es consistente con su ausencia en rocas del MORB naturalmente metamorfoseadas.
4. La zona restringida para el campo de Eclogita de lawsonita es consistente con la rareza de dichas rocas. Específicamente las eclogitas de lawsonita han sido reportadas en la composición **BULK** de rocas máficas en tres localidades. En la primera, la lawsonita no puede ser una fase de eclogita (Helmstaedt and Schulze, 1988). En la segunda localidad la lawsonita se presenta en eclogitas inusuales con Fe + alto-Mn (Corsica) (Caron and Pequignot, 1986). La última localidad es un canto rodado (Ghent et al., 1993).

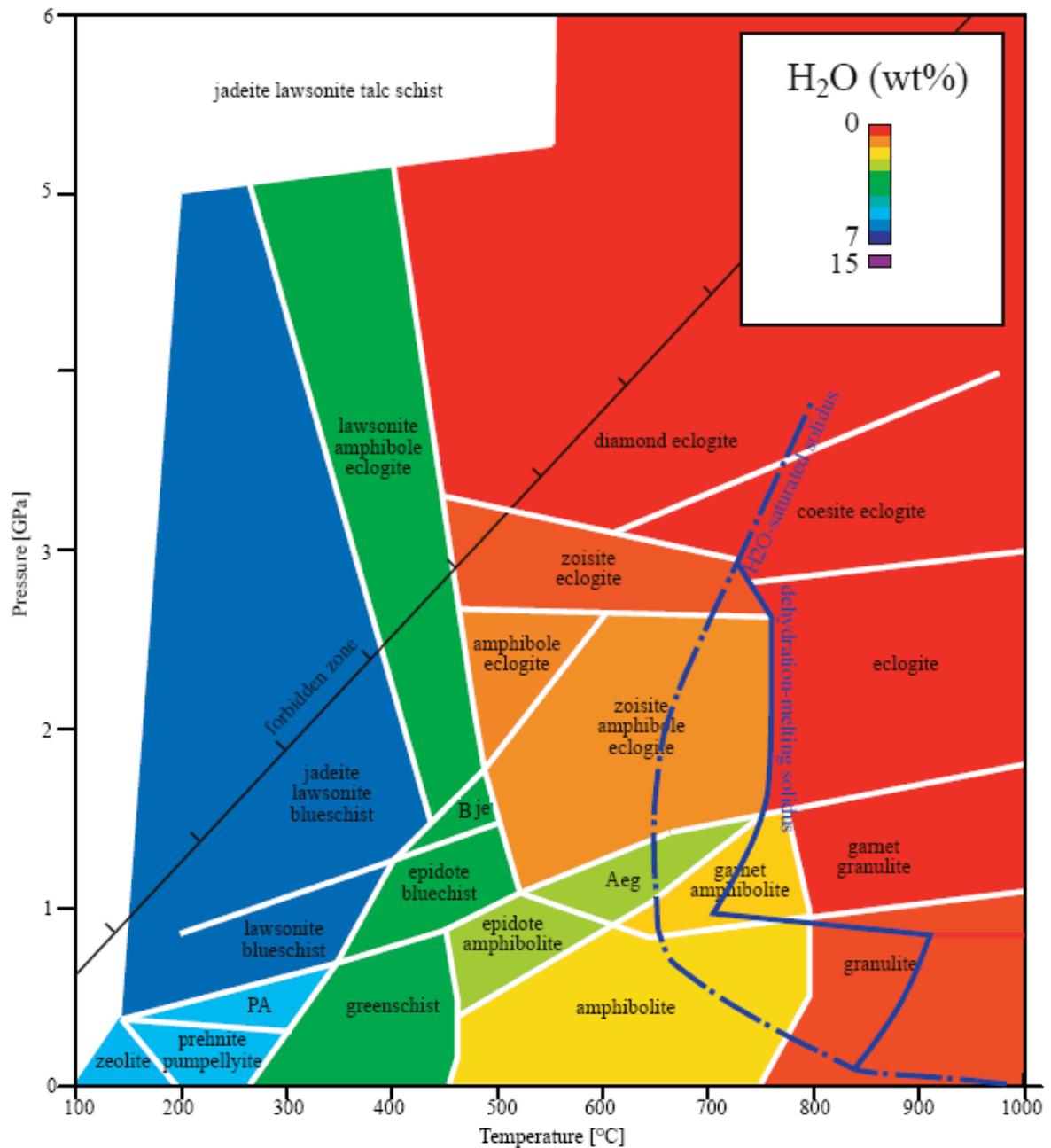


Figura 5.5 Diagrama de fases del MORB, Prehnita-Actinolita (PA), Anfibolita de epidota y granate (Aeg), Esquisto azul de jadeíta y epidota (Bje). (Hacker, B.R., et al., 2003).

Teniendo un diagrama de fases perteneciente al MORB se puede hacer una estimación de las facies metamórficas que se desarrollan en la superficie de la Placa de Cocos a lo largo de su trayecto en la subducción, para esto es también necesario contar con un diagrama térmico y un diagrama de presiones dentro del sistema, esto para poder localizar adecuadamente las facies metamórficas para un intervalo de presiones y temperaturas determinado.

El diagrama térmico utilizado para este caso es el de Manea, V.C., et al. (2005) que se ha incluido en el capítulo anterior. Las presiones se obtienen utilizando una simple ecuación. Teniendo estos datos es muy útil generar un gráfico con la profundidad, presión, distancia a la trinchera y temperaturas; y con este poder localizar las facies metamórficas que se desarrollan en la superficie de la CO. Es importante resaltar que las facies del MORB tiene un espesor máximo de 7km comenzando en la COS.

La fórmula utilizada para determinar presiones es la siguiente:

$$P = \rho \cdot g \cdot Pr$$

Formula. P (presión), ρ (densidad), Pr (profundidad), g (aceleración de la gravedad)

Con esta fórmula se obtendrán valores en un intervalo de 0 a 150km de profundidad (Tab. 5.6). En los primeros 50km se encuentran las facies metamórficas más hidratadas (3.1-5.4 wt% H₂O) pertenecientes al MORB; a partir de 40 a 80km aproximadamente, se encuentran facies con una hidratación menor (0.7 wt% H₂O), en esta misma zona se encuentran las serpentinitas pertenecientes a la cuña del manto y no al MORB, poseen una hidratación de más del doble si se comparan con las rocas máficas más hidratadas, esto debido a la fusión parcial que se genera en esta zona, estas rocas son las serpentinitas (6.2-14.6 wt% H₂O); y a profundidades mucho mayores, están las facies de alta presión y temperatura del MORB que lógicamente tienen hidratación baja (0.3-0.1 H₂O) (Hacker, et al., 2003).

La CO posee densidades que varían aproximadamente desde 2700kg/m³ a los 3300 kg/m³ estas densidades varían debido al cambio de litología en la secuencia ofiolítica (Fig. 5.3). Las densidades menores (~2700-2800 kg/m³) representan la parte más porosa y saturada de fluido (corteza superior) que corresponde a los sedimentos pelágicos y lavas almohadilladas; un aumento en la densidad (~2800-3000 kg/m³) representa las diabasas y gabros donde la porosidad disminuye notablemente; por último se encuentra la parte más densa que corresponde al manto superior (~3000-3300 kg/m³) formado por peridotitas. Para determinar las presiones en esta zona, se ocupará una densidad de 2800 kg/m³ que en promedio representa al MORB y parte de la corteza oceánica intermedia.

Profundidad (km)	Presión (GPa)	Profundidad (km)	Presión (GPa)
5	0.1386	80	2.2176
10	0.2772	85	2.3562
15	0.4158	90	2.4948
20	0.5544	95	2.6334
25	0.693	100	2.772
30	0.8316	105	2.9106
35	0.9702	110	3.0492
40	1.1088	115	3.1878
45	1.2474	120	3.3264
50	1.386	125	3.465

55	1.5246	130	3.6036
60	1.6632	135	3.7422
65	1.8018	140	3.8808
70	1.9404	145	4.0194
75	2.079	150	4.158

Tabla 5.6 Presiones en función de la profundidad, utilizando un promedio de densidades de la CO para aproximar el promedio entre la parte superior e intermedia (2800 kg/m^3)

El diagrama térmico incluyendo las presiones del área de estudio se muestra en la figura siguiente (Fig. 5.6), las presiones están acotadas a los límites de interés que corresponde a las interfaz entre la CC y la CO.

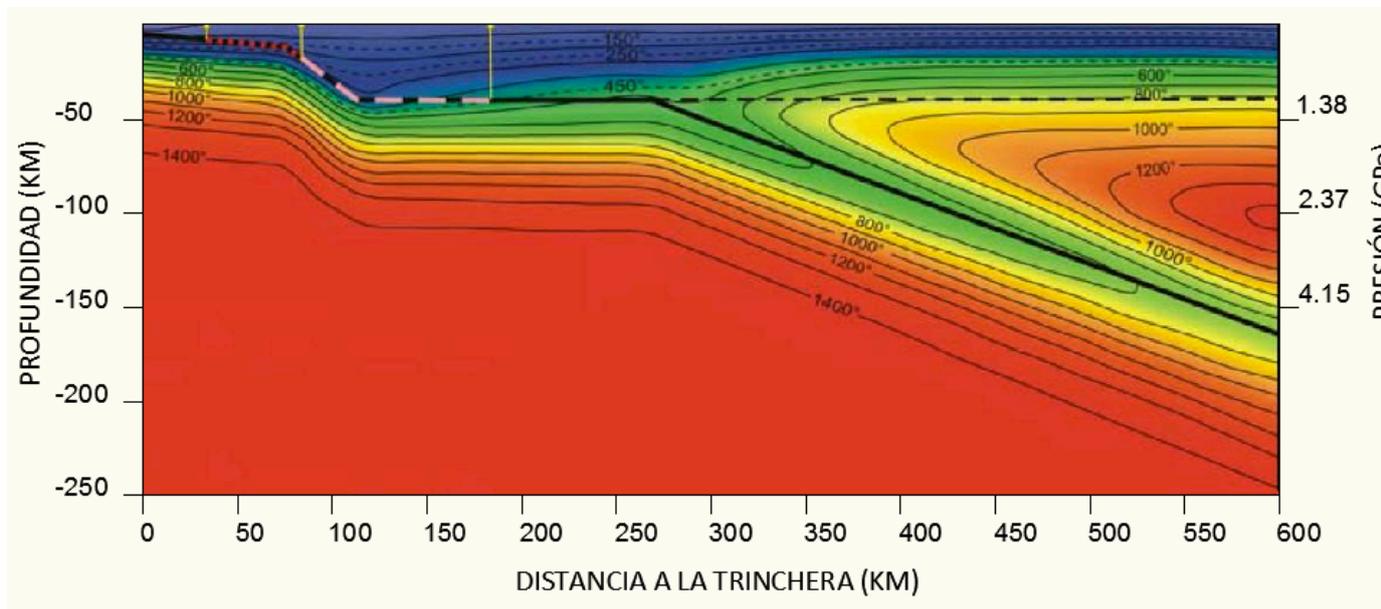


Figura 5.6 Modelo térmico desarrollado por Manea, et al. (2004), incluyendo las presiones calculadas para la COS y parte de la intermedia en función de la profundidad.

Utilizando los recursos anteriores se puede generar un modelo que corresponda a la parte superior de la CO, en esta zona las temperaturas varían desde los 150°C hasta más de 1400°C dependiendo del nivel del manto donde la CO se encuentre; las presiones varían desde 0.2772GPa a 4.158GPa considerando que estas presiones son aproximadas y se constriñen a la COS e intermedia.

Las facies que se van desarrollando en la ZS comienzan en Zeolita y Prehnita-Pumpelita-Actinolita en temperaturas menores a los 250°C ; con el incremento de temperatura las facies presentes son Lawsonita-Esquisto azul-Jadeita y Esquisto azul de epidota, este cambio se da entre los 250°C y 450°C ; y por último a temperaturas superiores a los 450°C se empiezan a desarrollar las facies de eclogita. Estas facies metamórficas y su distribución a lo largo de la subducción están ilustradas en la figura 5.7, también se encierran en azul las zonas donde se localizan los episodios de TNV.

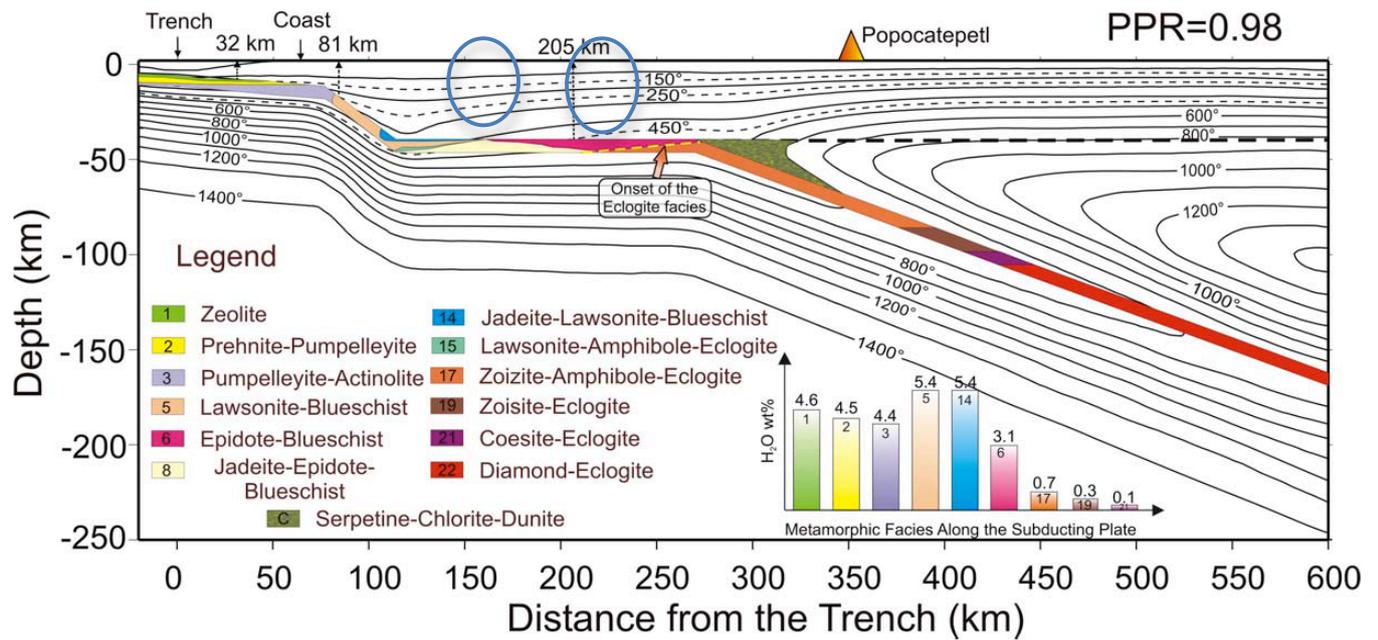


Figura 5.7 Facies metamórficas en la superficie de la CO a lo largo de su trayecto en la ZS con las facies metamórficas prehnita-pumpelita-actinolita ($T \leq 250^\circ\text{C}$), lawsonita-esquistos azul-jadeita y esquistos azul de epidota ($250^\circ\text{C} \leq T < 450^\circ\text{C}$), facies de eclogita ($T \geq 450^\circ\text{C}$). En azul se ubican las zonas de Tremores no Volcánicos (Manea, et al., 2005)

6. FASES MINERALES HIDRATADAS

6.1 Introducción

En las zonas de subducción del mundo se ha encontrado que la CO más profunda está parcialmente hidratada (1.3% H₂O) y que el manto más superior va de totalmente deshidratado a un 20% de serpentinización (~2.4% H₂O). Velocidades sísmicas y radios VP/VS indican que las cuñas del manto alcanzan una hidratación de 60-80%. (Hacker, et al. 2003).

Las principales fases minerales en cuanto a abundancia en una ZS son el basalto/gabro, Iherzolite, depleted Iherzolite, harzburgita y serpentinita. La serpentinita es una de las fases minerales que destaca por su alto contenido de H₂O.

La ZMS en cuando a su arreglo térmico, relativamente, es una de las más frías del mundo, como se ha visto con anterioridad, el arreglo termogeométrico de la CO presenta las siguientes facies.

Secuencia Metamórfica	Temperatura (°C)	Presión (GPa)	Hidratación (H ₂ O wt %)
Zeolita	100-200	0-0.4	4.6
Prehenita-Pumpelita	150-300	0-0.4	4.5
Pumpelita-Actinolita	150-340	0-0.6	4.4
Lawsonita-Esquisto Azul	200-380	0.4-1.3	5.4
Jadeita-Lawsonita-Esquisto Azul	200-420	0.8-5	5.4
Esquisto Verde	270-450	0-0.7	3
Epidota-Esquisto Azul	320-510	0.4-1.4	3.1
Jadeita- Epidota-Esquisto Azul	360-500	1.2-1.6	3.1
Lawsonita-Anfibola-Eclogita	290-490	1.4-5	3.1
Epidota-Anfibolita	440-610	0.5-0.9	3
Epidota-Granate-Anfibollita	500-730	0.8-1.4	3
Anfibolita	450-800	0-0.9	1.5
Granate-Anfibolita	600-800	0.7-1.3	1.5
Zoisita-Anfibole-Eclogita	500-780	0.9-2.8	0.7
Anfibole-Eclogita	480-610	1.6-2.6	0.7
Zoisita-Eclogita	470-790	2.5-3.4	0.3
Granulita	750-+1000	0-1	0.2
Granate-Granulita	740-+1000	0.9-1.5	0.2

Eclogita	750-+1000	1.4-3	0.1
Coesito-Eclogita	600-+1000	2.9-4.1	0.1
Eclogita-Diamante	450-+1000	3.3-+6	0

Tabla 6.1 Rangos presión-temperatura e hidratación para las facies metamórficas del MORB, los colores muestran los niveles de hidratación de cada facies.

6.2 Estudios magnetotélúricos para la descripción de fluidos en las Zonas de Subducción

Los estudios magnetotélúricos son la mejor opción para hacer un estudio profundo de la resistividad en las ZS, es sabido que no sólo los fluidos generan anomalías en las resistividades, por ejemplo, las provincias ricas en cobre del mundo están relacionadas con zonas de subducción del Terciario y Cretácico ricas en elementos tales como el Fe, Cu y Zn formados por precipitación hidrotermal asociada a batolitos granodioríticos que generan anomalías grandes en los perfiles magnetotélúricos (Russel, 1992); otro ejemplo es la CO, donde se generan sulfuros metálicos como lentes masivos de pirita que se depositan en las dorsales oceánicas y pueden ser arrastrados y transportados hasta grandes profundidades. Es por eso que los valores resistivos pueden ser asociados a fluidos, metales o litologías.

En México se ha concluido (Jödicke et al., 2006) que las anomalías resistivas presentes en la ZS son causadas por fluidos y se ha determinado que es improbable que sean originadas por grandes cuerpos altamente conductivos (ej. Cuerpos metálicos) y es por esa razón que se han restringido los estudios al entendimiento de la liberación de fluidos de la placa oceánica

Los perfiles magnetotélúricos realizados por Jödicke et al. (2006) fueron hechos a lo largo de dos trayectos que se muestran en la **figura 6.1**, el perfil B-B' corta la zona de estudio de los TNV.

Los estudios magnetotélúricos en las zonas de subducción requieren de una correlación directa con elementos importantes como son la estructura geométrica de las placas, la estructura térmica y la geología. En los estudios de Jödicke et al. (2006) se utilizaron datos actualmente obsoletos, como la geometría de Pardo y Suarez (1995), generando cambios en los arreglos térmicos y barométricos. Actualmente se tiene una geometría confiable obtenida a través de MASE donde además se encontró una zona entre la placa CC y CO de baja velocidad la cual se atribuye a una capa altamente porosa, de alta presión y almacenadora de fluidos.

En el capítulo anterior se mostró un análisis de la posible geología existente en la capa superior de la CO, en este capítulo se relaciona la geometría actual y la geología con los estudios magnetotélúricos de Jödicke et al., 2006.

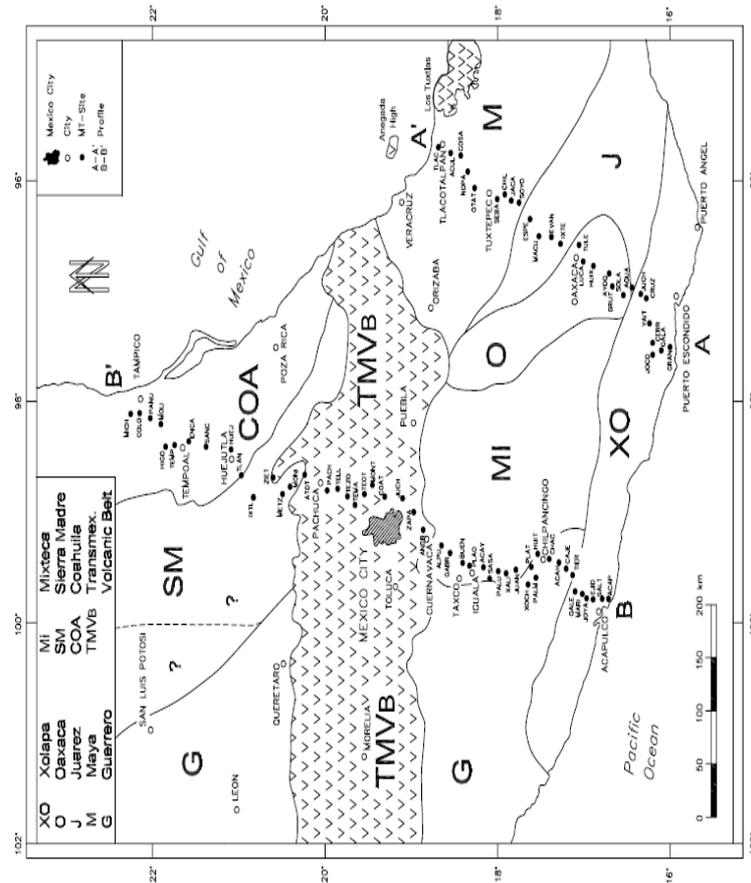


Figura 6.1 Perfiles magnetotelúricos estudiados por Jödicke et al., 2006

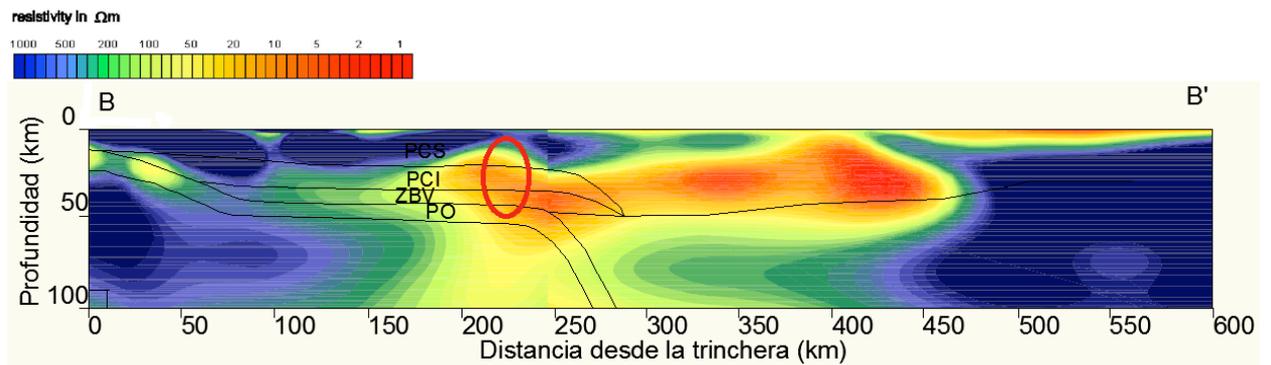


Figura 6.2 Integración de la geometría de la ZS más actual (Pérez-Campos, et al., 2008) en un perfil magnetotelúrico (Jödicke et al., 2006). En rojo se encierra la zona de más concentración de episodios de temores no volcánicos. PCS (Placa continental superior), PCI (Placa continental inferior), ZBV (Zona de baja velocidad), PO (Placa oceánica).

En la figura 6.2 se muestra una de las dos zonas donde se ubican los temores no volcánicos, esta concuerda a su vez con una zona de alta conductividad, quedando así, directamente relacionada con fluidos ocasionados por deshidratación de facies metamórficas. En el capítulo anterior se ubicaron las facies metamórficas a lo largo de la superficie de la CO. En

la **figura 6.2**, acotado por el círculo azul derecho, se encuentran las facies de Epidota-Esquisto Azul que cambian a facies de Zoisita-Anfibolita-Eclogita, transformación de facies donde hay un porcentaje considerable de liberación de fluidos.

Las zonas restantes de alta conductividad en 330-375km y 400-450km (distancia desde la trinchera) están relacionados con la generación de fusión parcial y fluidos ascendentes del arco volcánico, y las zonas conductivas cercanas a la trinchera están relacionadas con la deshidratación de facies del MORB comenzando desde Zeolita.

La geometría de la ZMS es uno de los factores principales para generar deshidratación de facies metamórficas tan lejos de la trinchera. En otras zonas de subducción en el mundo la deshidratación se da en zonas relativamente cercanas a la interfaz entre la placa oceánica y continental.

6.3 Estudios petrológicos de facies metamórficas en zonas de subducción exhumadas relacionadas a los tremores no volcánicos

Como se mencionó en el capítulo anterior, las facies metamórficas en estudio son las desarrolladas en la corteza oceánica de una zona de subducción exhumada (Complejo Acatlán). Aquí se describen rocas que pertenecen a las facies que se encuentran encerradas en el círculo de la **figura 6.2** y que corresponden a las rocas con una mayor deshidratación y en consecuencia mayor aporte de fluidos.

Los estudios consistieron en análisis petrográficos con microscopio petrográfico y posteriormente difracción de rayos X de siete muestras recolectadas en la localidad de Las Minas-Mimilulco a 20km al este de Izúcar de Matamoros, Puebla.

Esta localidad presenta escasos estudios, y sólo el más reciente incluye la existencia y análisis de esquistos azules. El descubrimiento de esta localidad fue realizado por Elías-Herrera, et al. (2006) e incluye estudios estructurales y petrográficos más detallados que los presentados en este trabajo.

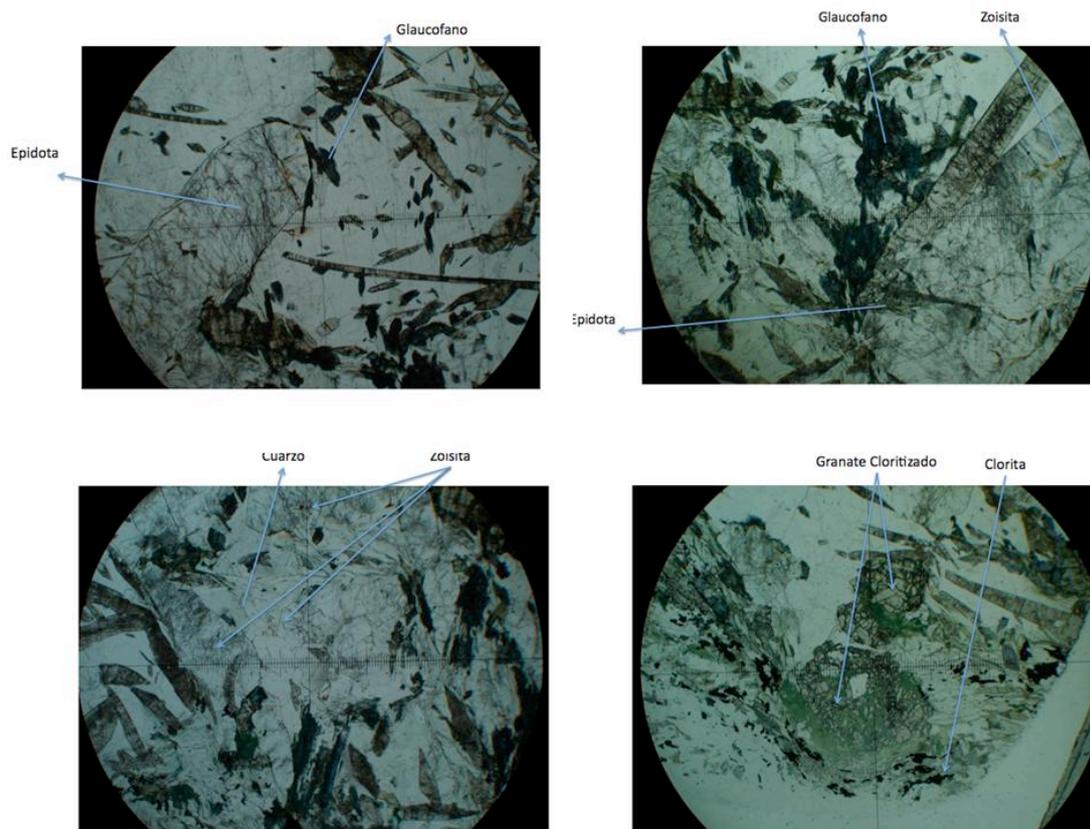
Algunos rasgos estructurales importantes determinados por Elías-Herrera, et al. (2006) son los límites de la unidad, ubicado entre dos fallas mayores: Tehuitzingo en la base y Ahuatlán en la parte superior. Esta unidad sobreyace al litodema Cosoltepec (Devoniano-Misisípico medio) y subyace al litodema El Rodeo (pre-Devoniano).

A continuación se muestran fotografías de los estudios petrográficos realizados con los tipos de minerales principales de la roca (Tab 6.2) claramente identificados y posteriormente se presentan los resultados de los análisis de rayos x.

Muestra	Gl	Ep	Chl	Zo	Qz	Feld	Mus	Cc	Grt	Mag
B1	X	X	X	X	X	X				
B2	X	X	X						X	
B3					X	X	X	X		
B4			X		X		X			
B5			X		X		X			X
B6			X		X			X		
B7			X		X			X		

Tabla 6.2 Minerales presentes en cada lámina delgada de la muestra B1 a B7. Gl (glaucófano), Ep (Epidota), Chl (Clorita), Feld (Feldspatos), Mus (Muscovita), Cc (Calcita), Grt (Granate), Mag (Magnetita).

Fotografías de las láminas B1 a B7:



Lamina B1

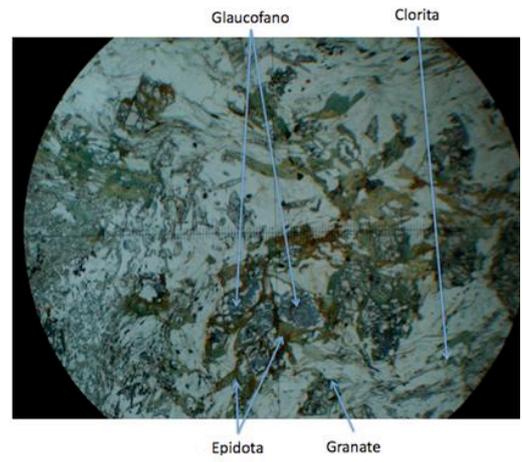
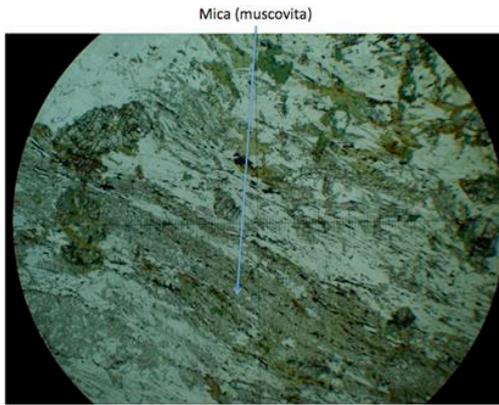


Lámina B2

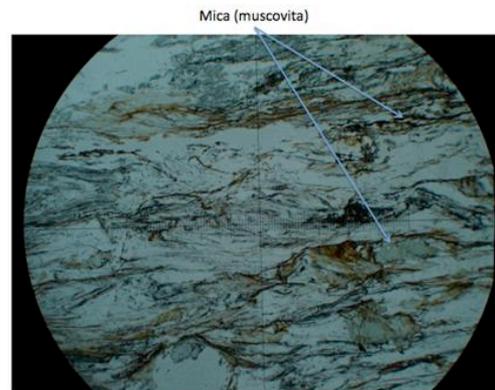
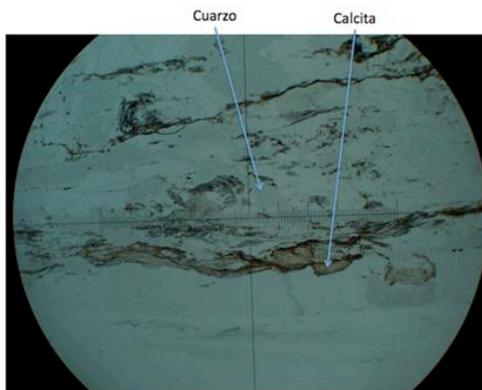


Lámina B3

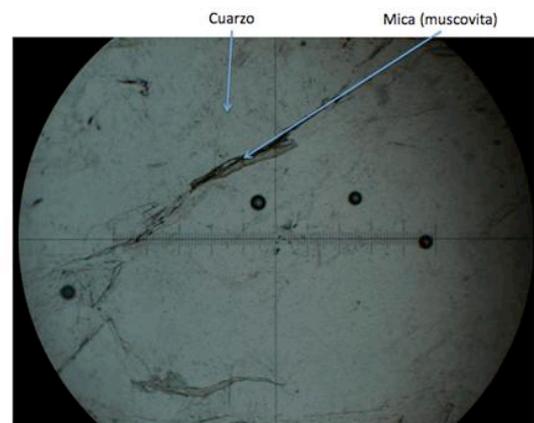


Lámina B4

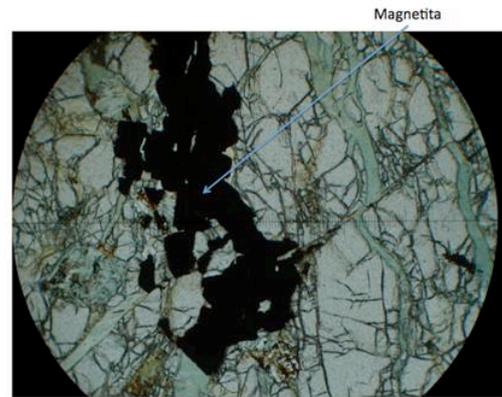
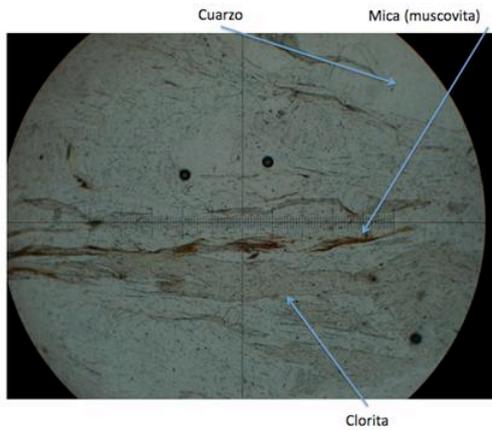


Lámina B5

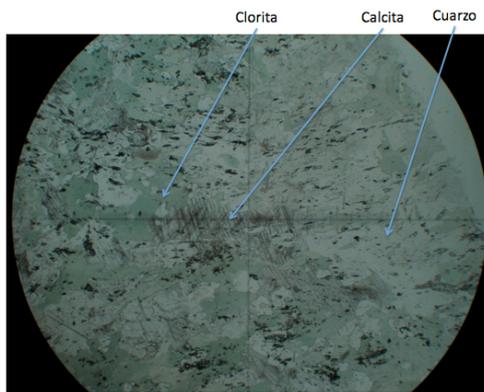


Lámina B6



Lámina B7

Las siete muestras fueron sometidas a estudios de difracción de rayos X en el Instituto de Geología de la UNAM utilizando un Difractómetro Shimadzu XRD-6000 equipado con filtro de Ni, tubo de cobre y monocromador.

Las muestras se molturaron y homogenizaron mediante un mortero de ágata y se tamizaron con una malla de 75micras, se analizaron utilizando un portamuestras de aluminio (fracciones no orientadas) y con las siguientes condiciones instrumentales:

Tubo de Rayos X	Catodo de Cu y foco fino
	40Kv
	30mA
Ventanas o slits	"Divergency Slit" 1°
	"Scatter Slit" 1°
	"Receiving Slit" 0.3 mm
Medición	Rango de medición 4- 70°
	Modo de escaneo: por pasos o "step scan"
	"Preset time": 2s
	Rotación: 30rpm

A continuación se muestra en una tabla el análisis de las siete muestras incluyendo las fases minerales ordenadas por abundancia, con fórmulas químicas y observaciones.

MUESTRA	FASES IDENTIFICADAS1	OBSERVACIONES
B1	<p>Mica de tipo muscovita $KNa(Al,FeMg)_2Si_3.1AlO_9O_{10}(OH)_2$ [7-42] o similar</p> <p>Glaucófano $Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)$ [20-616]</p> <p>Clinocloro $(MgAl)_6(SiAl)_4O_{18}(OH)_8$ [12-242]</p> <p>Epidota $Ca_2(AlFe)_3Si_3O_{12}(OH)$ [20-616] y /o</p> <p>Zoisita $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$ [13-562]</p> <p>Cuarzo SiO_2 [46-1045]</p> <p>Feldespato de tipo Albita $NaAlSi_3O_8$ [19-1184]</p> <p>Rutilo TiO_2 [21-1276]</p>	Alta cristalinidad de los minerales observados.

<p>B2</p>	<p>Mica de tipo muscovita $KNa(Al,FeMg)_2Si_3.1AlO_9O_{10}(OH)_2$ [7-42] o similar</p> <p>Glaucófano $Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)$ [20-616]</p> <p>Clinocloro $(MgFe)_6(SiAl)_4O_{18}(OH)_8$ [29-0701]</p> <p>Epidota $Ca_2(AlFe)_3Si_3O_{12}(OH)$ [20-616]</p> <p>Feldespato de tipo albita $NaAlSi_3O_8$ [19-1184]</p> <p>Anfíbol de la serie sódica (riebeckita, glaucófano con hierro....)</p> <p>Trazas de granates (no se puede determinar de que serie).</p> <p>Cristobalita $SiO_2 \cdot H_2O$ [39-1425]</p>	<p>Similar a la muestra B1.</p> <p>Se observan dos minerales del grupo de los anfíboles claramente diferenciados.</p> <p>Trazas de un filosilicato a 12Å que podría corresponder a sepiolita o estilpnomelana.</p> <p>Es necesario hacer fracciones orientadas de esta muestra si queremos su identificación por DRX.</p>
<p>B3</p>	<p>Mica de tipo muscovita $KNa(Al,FeMg)_2Si_3.1AlO_9O_{10}(OH)_2$ [7-42] o similar</p> <p>Cuarzo SiO_2 [46-1045]</p> <p>Clinocloro $(MgFe)_6(SiAl)_4O_{18}(OH)_8$ [12-242]</p> <p>Feldespato de tipo Albita $NaAlSi_3O_8$ [19-1184]</p> <p>Calcita $CaCO_3$ [47-1743]</p> <p>Mica tipo margarita $Ca,Al_2(Si_2Al)_2(OH)_{10}$ [18-276] o similar</p>	<p>Se identifican dos tipos de mica. Se sugiere hacer una fracción orientada de esta muestra para mejorar la identificación de los filosilicatos.</p>
<p>B4</p>	<p>Cuarzo SiO_2 [46-1045]</p> <p>Mica de tipo muscovita $KNa(Al,FeMg)_2Si_3.1AlO_9O_{10}(OH)_2$ [7-42] o similar</p> <p>Clinocloro $(Mg,Fe)_6(SiAl)_4O_{18}(OH)_8$ [12-242]</p>	<p>No se detecta la presencia de hematites.</p>

B5	<p>Cuarzo SiO₂ [46-1045]</p> <p>Mica de tipo muscovita $KNa(Al,FeMg)_2Si_3.1Al_{0.9}O_{10}(OH)_2$ [7-42] o similar</p> <p>Clinocloro $(Mg,Fe)_6(SiAl)_4O_{18}(OH)_8$ [12-242]</p> <p>Feldespato de tipo albita NaAlSi₃O₈ [19-1184]</p> <p>Zoisita $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$[13-562]</p> <p>Magnetita</p> <p>Cristobalita SiO₂ H₂O [39-1425]</p>	No se pudo detectar la presencia de hematites ni pirita.
B6	<p>Clinocloro $(Mg,Fe)_6(SiAl)_4O_{18}(OH)_8$ [12-242]</p> <p>Cuarzo SiO₂ [46-1045]</p> <p>Feldespato de tipo Albita NaAlSi₃O₈ [19-1184]</p> <p>Calcita CaCO₃ [47-1743]</p>	
B7	<p>Clinocloro $(MgFe)_6(SiAl)_4O_{18}(OH)_8$ [12-242]</p> <p>Cuarzo SiO₂ [46-1045]</p> <p>Feldespato de tipo Albita NaAlSi₃O₈ [19-1184]</p> <p>Calcita CaCO₃ [47-1743]</p> <p>Zoisita $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$[13-562]</p> <p>Trazas de Anfíbol</p> <p>Mica de tipo muscovita $KNa(Al,FeMg)_2Si_3.1Al_{0.9}O_{10}(OH)_2$ [7-42] o similar</p>	

Los estudios petrográficos anteriores son importantes para relacionar una ZS exhumada como la de la localidad Las Minas del Complejo Acatlán con los estudios teóricos y determinar así el tipo de material existente en una ZS actual. Es importante mencionar también que en el estudio realizado por Elías-Herrera, et al. (2006) se obtuvieron datos termobarométricos resultando para las facies de esquistos azules de epidota una $T= 495^{\circ}\text{C}$ y $P= 1.15\text{GPa}$ y para las facies en transición de esquistos azules de epidota a facies de eclogita de $T= 540-560^{\circ}\text{C}$ y $P= 1.3-1.35\text{GPa}$.

Los estudios petrográficos anteriores y de más detalle elaborados por Elías-Herrera, et al. (2006) presentan la descripción de los esquistos azules, que esencialmente consisten en ferroglaucófano+granate+epidota+fengita+albita+titanita/rutilo+ilmenita y bandas formadas únicamente por ferroglaucófano+epidota o solo ferroglaucófano. El glaucófano, granate y rutilo se encuentran siendo parcialmente reemplazados y bordeados por barrosita o katoforita, clorita y titanita respectivamente. Por medio de microestructuras y relaciones texturales se sabe que el metamorfismo es prógrado y de baja hasta alta temperatura.

De las muestras analizadas en este capítulo, las más significativas son la B1 y B2 que incluyen glaucófano y epidota. Las muestras B3 a B7 son muestras que se encuentran muy alteradas; en estas muestras se buscaba encontrar granate para localizar las facies de eclogita; pero este mineral fue completamente reemplazado por clinocloro; en las muestras de mano y láminas delgadas aún permanecen las estructuras que evidencian la anterior facies de la roca.

Actualmente existen algunos laboratorios capaces de realizar estudios de altas presiones y temperaturas logrando simular zonas de subducción, comenzando desde presiones y temperaturas relativamente moderadas hasta llegar a simular regiones profundas del manto con presiones que rebasan los 30GPa. Uno de estos laboratorios es el Bayerisches Geoinstitut en la Universidad de Bayreuth en Alemania, este laboratorio particularmente ha albergado estudios internacionales de altas presiones y temperaturas para simular zonas de subducción. Uno de estos estudios, intentó relacionar la deshidratación de la serpentinita con sismos profundos (Dobson, et al., 2002), lo cual fue logrado sometiendo muestras de serpentinita a presiones y temperaturas que igualaban a la zona suroeste de subducción de Japón. Los resultados fueron positivos y en los experimentos de laboratorio los parámetros P/T fueron aumentados gradualmente localizándose las presiones y temperaturas a las cuales la roca generó ondas sísmicas debidas a la expulsión de fluidos.

En México, la ZS es completamente diferente a la estudiada en Japón, por lo que la ubicación de los tremores no volcánicos no se encuentra en una zona serpentinizada a menos que exista un remanente de cuña del manto antigua que con las condiciones P/T existentes se conservaría estable. La [figura 5.7](#) muestra la ubicación de los tremores no volcánicos en azul; en esta figura se puede observar las facies metamórficas en las que los tremores no volcánicos se desarrollan: La zona con más abundancia de episodios (derecha) se encuentra en un cambio de facies entre epidota-esquistos azules a zoisita-anfibolita-eclogita; la segunda con número de episodios (izquierda) se encuentra en las facies de jadeita-lawsonita-esquistos azules a lawsonita-esquistos azules para posteriormente pasar a lawsonita-

anfibolita-eclogita luego a jadeita-epidota-esquistos azul y finalmente a epidota-esquistos azul.

7. Tremores No Volcánicos

7.1 Introducción

La actividad de los tremores no volcánicos (TNV) ha sido descubierta en forma de episodios de amplitud espectral alta de 1 a 8Hz, obtenidos a partir de espectrogramas de los registros continuos que se generan en Guerrero, México. Los datos que se tienen analizados cubren un periodo entre el 2001 y el 2007 (Payero, et al. 2008).

En el mundo, los TNV han sido observados en varias zonas de subducción, entre ellas: Japón (Obara, 2002; Katsumata y Kamaya, 2003), Cascadia (Rogers y Dragert, 2003), Alaska/Aleutianas (Peterson et al., 2007) y Costa Rica (Brown et al., 2005).

Uno de los retos para localizar los TNV y saber el origen de los mismos es el estudio y detección de sismos de baja y muy baja frecuencia que ocurren en la interfaz de las placas, así como su relación con modelos geológicos. Este tipo de sismicidad fue analizado con precisión en la ZS de Nakai, donde se determinó que los episodios estudiados coincidían con los episodios de tremores profundos de frecuencia baja (TNV) y sismos lentos; posteriormente Shelly et al. (2007) sugieren que los TNV podrían ser únicamente un efecto de eventos pequeños ocasionados por sismos lentos en la interfaz de la placa.

Los tremores no volcánicos, están directamente relacionados con un tipo de sismicidad llamado “sismos lentos” que a grandes rasgos son sismos continuos detectados por medio de estaciones GPS. La detección de estos sismos se obtiene a partir del análisis del movimiento de cada estación. Los sismos lentos son continuos y siguen un patrón muy particular; están relacionados con los TNV de alguna forma, pero hasta el momento no se ha determinado cual exactamente, aunque pero los patrones graficos presentan similitudes que indican la existencia de una relación entre ellos (Fig. 7.1).

Los epicentros de los TNV en México se localizan en Guerrero y dentro de la ZS se encuentran ubicados en el segmento horizontal de la CO, por lo que el desarrollo de estos tremores representa un gran interés por sus características únicas.

Los estudios de los TNV en México están sujetos los datos del MASE debido a que otras redes que también estudian esta área apenas proveen datos confiables. Las primeras evidencias de los TNV fueron obtenidas en 2001 por medio de estas redes de baja resolución que pertenecen al Servicio Sismológico Nacional. Actualmente, las estaciones que mejor resolución y que mejor detectan los episodios se encuentran a lo largo del trayecto MASE y son la estación PLIG y CAIG (Fig. 7.2), éstas muestran un intervalo de amplitudes espectrales altas en un rango de 1-8Hz que duran desde

varios minutos hasta varias horas. Los episodios de tremores no volcánicos en México son muy similares a los presentes en la ZS de Cascadia (Rogers y Dragert, 2003).

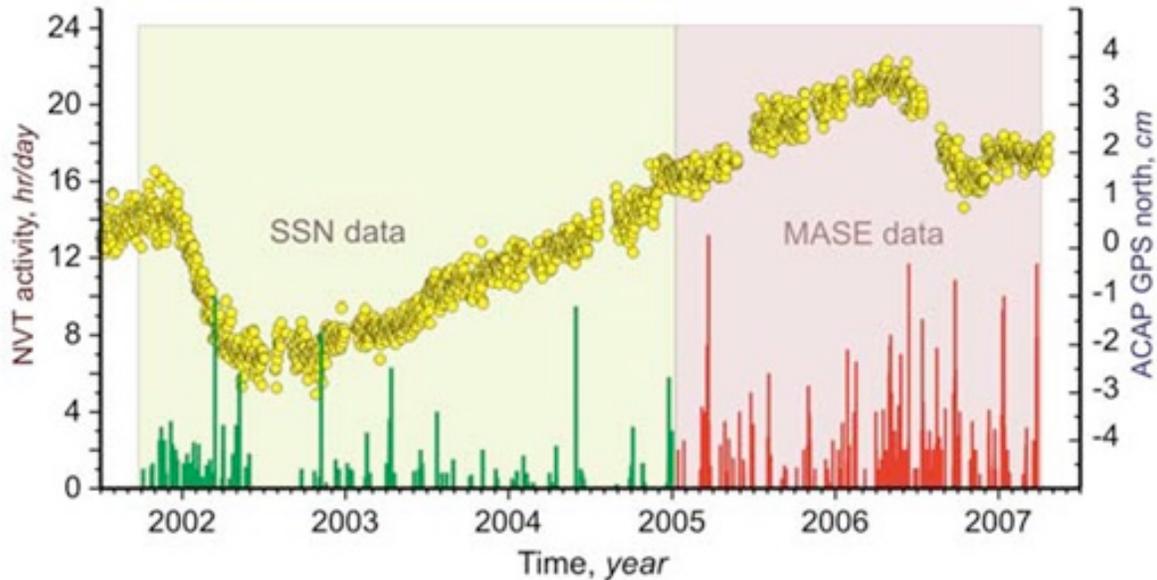


Figura 7.1 Actividad de los tremores no volcánicos representados por las barras verdes y rojas (horas de emisiones por día) en Guerrero de las estaciones PLIG y CAIG SSN del 2001 al 2005 y estaciones MASE del 2005 al 2007. Los círculos amarillos representan la variación diaria en latitud de la posición de GPS, detectando dos eventos de sismos lentos e un periodo del 2001 al 2002 y en el 2006 con la estación ACAP. En la imagen se aprecia que los tremores no volcánicos son más grandes en los periodos de de sismos lentos. (Payero, S., et al., 2007)

Gracias a las estaciones sísmicas colocadas cada 5km en la red del MASE se logró el registro continuo de la actividad sísmica que se genera en la zona a partir del año 2005; en años anteriores no era posible obtener un registro continuo a través del Servicio Sismológico Nacional por lo que entre los años 2001 y 2005 no se pudieron localizar TNV. Las estaciones PLIG y CAIG proporcionaron una base de datos para identificar los episodios de los tremores no volcánicos, esta base de datos incluía las horas totales de tremor por día en Guerrero (Payero, S., et al., 2007).

En la red sísmica, pocas son las estaciones con ausencia de ruido y se encuentran separadas por 30 o hasta 150km lo que genera datos que son poco confiables para la estimación de los periodos de los tremores; pero por medio de la utilización de filtros los tremores no volcánicos fueron más evidentes en varios sitios del MASE en sus tres componentes; a partir de la generación de este filtro se pudo determinar que los tremores registrados justo debajo de las estaciones son dominados por ondas S.

La distribución de los hipocentros de los TNV posee un error horizontal promedio de 12km y en la componente vertical de 21km; los epicentros se encuentran localizados en una área de 40x150km al sur de Iguala, Guerrero así como también al sur de esta misma zona, aproximadamente a

17.5°N, pero con una menor distribución. Se tienen sólo estas dos localizaciones debido a la ausencia de instrumentos sísmicos que puedan proveer una región más amplia.

Las profundidades de los tremores varían entre 5 y 50 km ubicándose en la CC y en la CO. La mayor parte de la distribución de los tremores se encuentra en la CCI, pero estos puntos son los que presentan el mayor error de aproximadamente 25km en promedio; en cambio los tremores localizados en la interfaz de la CC y oceánica y más aun en la COS, poseen un error menor de aproximadamente 8km en promedio.

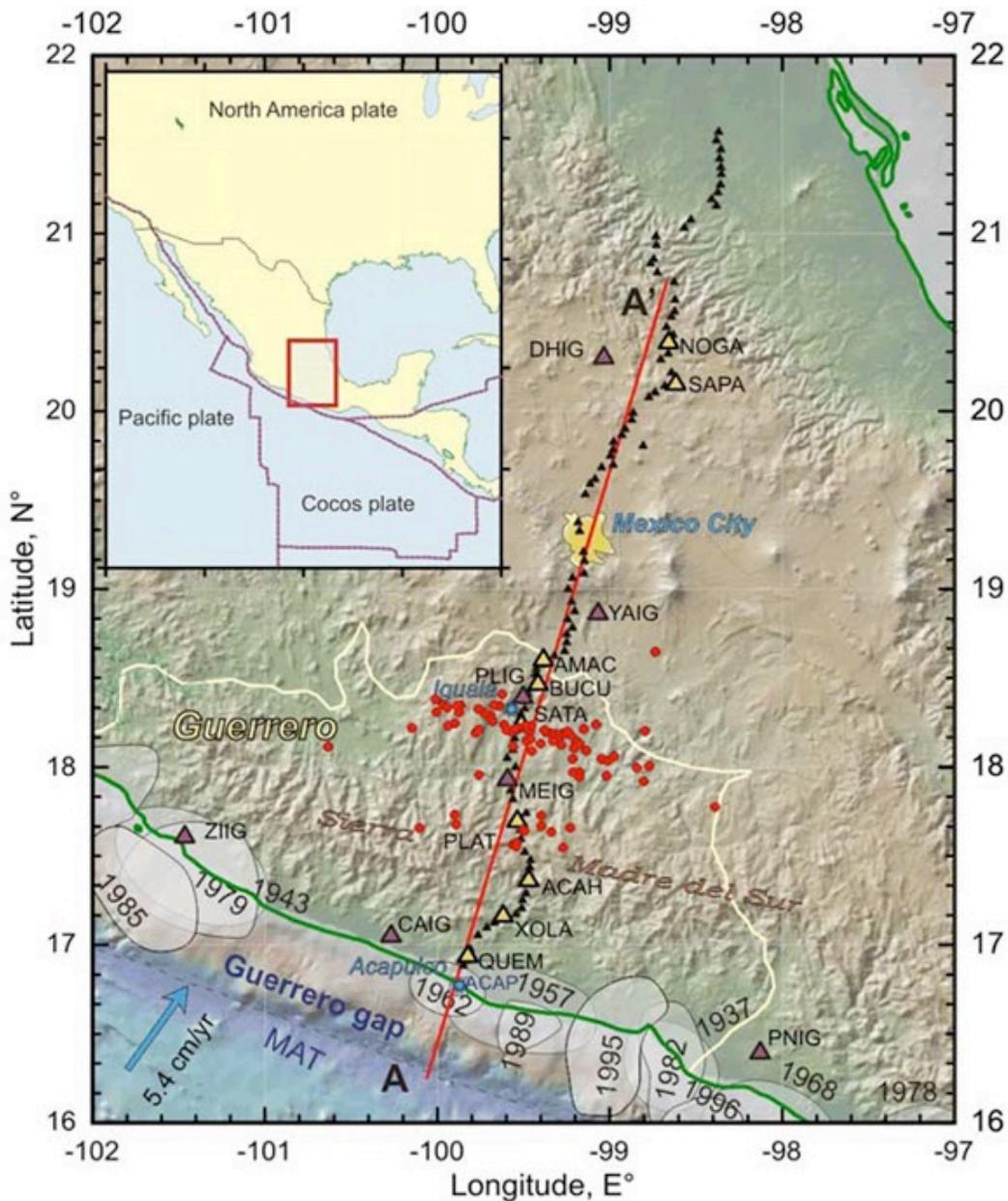


Figura 7.2 Área de cobertura del MASE (Triángulos amarillos) (Triángulos negros: estaciones de banda ancha) y del Servicio Sismológico Nacional (Triángulos Purpuras). Epicentros de los tremores no volcánicos (círculos rojos). El perfil AA' es utilizado para imágenes siguientes (Payero, S., et al., 2007).

En otras zonas de subducción como la de las Cascadias (Kao et al., 2006), los tremores no volcánicos no se encuentran nunca en las zonas donde se generan sismos intraplaca o en la zona sismogénica. Exactamente lo mismo sucede en México, los tremores no volcánicos se encuentran distribuidos en la región horizontal de la placa de Cocos, mientras que la zona sismogénica se encuentra en la primera caída de la placa oceánica (entre 0-120km de distancia a la trinchera).

El modelo de magnetotelúrico de la ZMS presentado por Jödicke et al. (2006) muestra que las resistividades en la zona sismogénica son altas (1000-100 Ω m) y se reducen en dirección de la cuña del manto (50-1 Ω m)(Fig. 7.3). La zonas donde se encuentran localizados los TNV son las mismas que las de las altas conductividades y por medio de estos estudios se puede saber que la existencia de fluidos, como se vio en el capítulo anterior, puede relacionarse con las facies metamórficas del MORB con mayor porcentaje de hidratación. Estos fluidos migran desde la COS hasta la CCI cruzando o siendo retenidos por la capa de baja velocidad mencionada por Pérez-Campos et al. (2008).

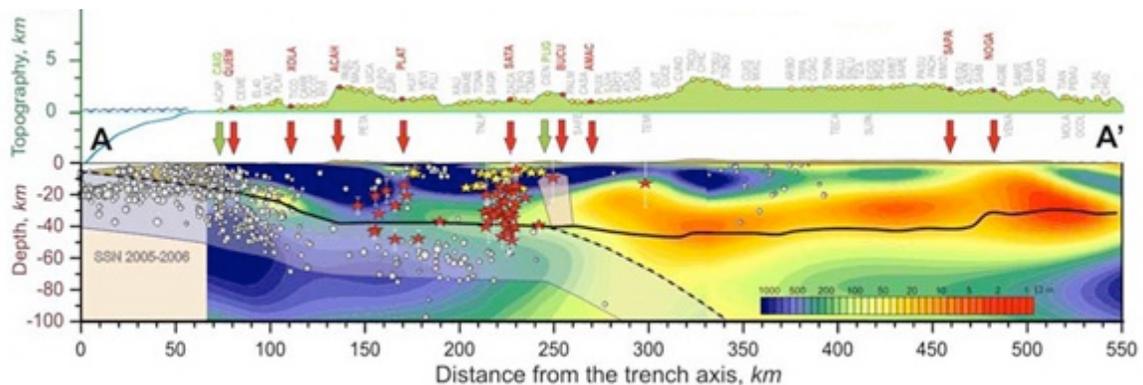


Figura 7.3 Perfil AA' de resistividades y localización de los Tremores no volcánicos (estrellas rojas), zona sismogénica (círculos blancos) y ubicación de las estaciones sísmicas en un perfil topográfico (Payero, S., et al., 2007).

7.2 Hipótesis

En México son pocos los estudios que se han realizado para comprender las causas de los TNV, las dos primeras hipótesis pertenecen a estudios previos y la tercera es la propuesta en este trabajo:

- Payero, et al. (2007) proponen que debido a que la localización de los tremores no volcánicos está dentro de un área con anomalías magnéticas fuertes y anomalías gravimétricas bajas que se extienden por aproximadamente 50km de norte a sur, es necesario modelar un cuerpo en forma de polígono con alta susceptibilidad magnética y baja densidad. La hipótesis propone que este cuerpo representa una mega intrusión ígnea proveniente de la cuña del manto y sufre alteraciones metamórficas de baja temperatura que lo serpentinizan parcialmente; de esta manera se ajusta a la hipótesis de que los tremores no volcánicos son causados por la deshidratación de serpentinita (McCausland et al., 2005).

En su artículo el cuerpo en forma de polígono está localizado a más de 250km de la trinchera, zona donde no se generan tremores no volcánicos y menciona que aun no es posible explicar por qué los tremores se encuentran alejados aproximadamente 20km del cuerpo serpentinizado y por qué sólo se registran tremores de un lado del cuerpo.

- La existencia de una capa de 3 a 10km de espesor con bajas velocidades sísmicas en la zona de interfaz entre la placa continental de Norte América y la placa oceánica de Cocos ha sido objeto de dos hipótesis:

Para Pérez-Campos, X., et al. (2008) esta capa tiene aproximadamente 10+/-3km de espesor y propone que es el resultado de la cuña del manto antiguo que quedó atrapada durante el cambio de geometría en la ZS, y que es en esta zona donde se generan los TNV.

Song et al. (2009) no descartan la hipótesis anterior, pero proponen otra donde plantean que la capa de ultra baja velocidad (CUBV) (espesor 3 a 5km) (velocidad onda S de ~2.0 to 2.7 km/s) es una parte de la CO muy alterada (gran porosidad, alta presión de poro y saturación de fluidos) y que actúa como almacenadora de los fluidos liberados por la deshidratación de facies metamórficas. Propone que en esta capa es donde se producen los TNV y sismos lentos. Explica que la deshidratación de facies metamórficas puede generar los tremores, pero no explica como los TNV localizados en la CUBV pueden ser generados cuando ya se ha liberado el fluido de las rocas. Explica que la CUBV, suponiendo que pertenece a una capa de alta presión, alta porosidad y saturada de fluido; proporciona una explicación para el origen de los sismos lentos debido a que por medio de esta capa se reducirá la resistencia al esfuerzo en la interfaz de las placas provocando episódicamente este tipo de sismicidad.

- La última hipótesis que es la propuesta en este trabajo toma algunos aspectos de las mencionadas en los dos puntos anteriores. Como se ha fundamentado en capítulos pasados, la COS posee una litología bien determinada que pertenece al MORB. La hidratación de esta zona llega hasta 5.4 H₂O wt % y el arreglo P/T aproximado de la región horizontal de la ZMSn es de 0.70GPa a 1.47GPa y 244°C a 500°C. Sabiendo lo anterior es posible formular una hipótesis en la que se proponga que la CO pasa por varias zonas de inestabilidad generando transformaciones de facies y liberación de fluidos; así como

también la disminución de volumen de grandes cuerpos de roca provocando un tipo de implosión responsable de la activación de episodios de TNV.

Como se mencionó anteriormente, la CUBV posee velocidades de la onda S de entre 2.0 y 2.7km/s; estas velocidades son relacionables con la existencia de una paleocuña del manto atrapada en la interfaz de la CCI y la COS (Pérez-Campos, et al. 2008). En esta tesis se propone que la paleocuña del manto se encuentra parcialmente serpentizada debido a que las velocidades de la onda S en el mineral serpentina son de 2.33km/s (Christensen, 1966) y en estudios más recientes se ha abordado el comportamiento de la antigorita en función de la anisotropía de la roca, obteniendo resultados para la onda S de 5.1km/s y 2.5kms⁻¹ (con 66% de anisotropía) y 4.7km/s y 2.9km/s (50%) (Bezacier, et al. 2010) También se muestran en la **figura 7.4** las velocidades de peridotitas en función de su grado de serpentización. Con la información anterior, no es posible atribuir la generación de TNV a la deshidratación de serpentinita debido a que las temperaturas y presiones antes mencionadas en la region horizontal de la ZMS (0.70GPa a 1.47GPa y 244°C a 500°C) son insuficientes para provocar la desestabilización de esta roca. Pero si se consideran los estudios de Rubinstein, et al. (2008) donde atribuyen el desencadenamiento de TNV y sismos lentos a mareas lunares y lunisolares debido a que la columna de agua creciente actua en periodos de 12.4, 24 y 25 horas y aumenta las presiones litostáticas en las ZS hasta 10⁵ veces más que las mareas normales (la presión de la columna de agua en Cascadia en mareas lunares y lunisolares es de 15KPa) es posible proponer a la deshidratación de serpentinita como generadora de TNV. Si se considera el efecto de estas presiones este seria casi nulo debido a que son demasiado pequeñas, por lo que Rubinstein propone que las presiones aumentan hasta provocar inestabilidad en zonas débiles de falla. Estos estudios son muy recientes y no se han desarrollado a detalle, pero esta misma relación de fenómenos ya ha sido también encontrada en Japón. Entonces, si se considera lo antes mencionado cabe la posibilidad de que cambios rápidos en el arreglo P/T de la ZMS provoquen la inestabilidad de la zona parcialmente serpentizada de la paleocuña del manto generando los TNV provenientes de otro tipo de litología aparte del MORB.

De las hipótesis anteriores es importante profundizar en las propiedades de la CUBV que ha sido encontrada recientemente en México Song et al. (2009) describen que posee espesores de entre 3 y 5km, velocidades de onda S de 2.0 a 2.7km/s y está saturada de fluido debido a su alta porosidad ($\phi \sim 2-3.5\%$ concordante con $\rho = 200 \Omega m$). Las velocidades típicas de la CO en subducción a profundidades de entre 25 y 50km son de 3.8 a 4.4km/s; por lo tanto las diferencias entre estas dos capas oscilan entre 1 y 2km/s.

La CUBV se encuentra distribuida en una zona que corresponde a los sismos lentos (mayor existencia de la CUBV) cerca de las costas de Guerrero, así como también en donde se desarrollan los TNV (existencia moderada a nula de la CUBV) (**Fig. 7.5**). La abundancia de la CUBV respecto al fenómeno que se desarrolla (TNV o sismos lentos) puede ser explicada con base en la hidratación

de las facies metamórficas, es decir, donde se desarrollan los sismos lentos las facies en deshidratación son esquisto azul de lawsonita y esquisto azul de Jadeita-Lawsonita con 5.4 H₂O wt %; y para los TNV las facies son esquisto azul de epidota y eclogita de zoisita-amfibolita con 3.1 y 0.7 H₂O wt % respectivamente. El desarrollo de los sismos lentos requiere una mayor hidratación debido a que son los fluidos los que actúan como lubricante y permiten la generación de un movimiento continuo, en cambio los TNV son eventos aislados que se ligan únicamente al cambio de volumen al momento en que la roca libera fluidos.

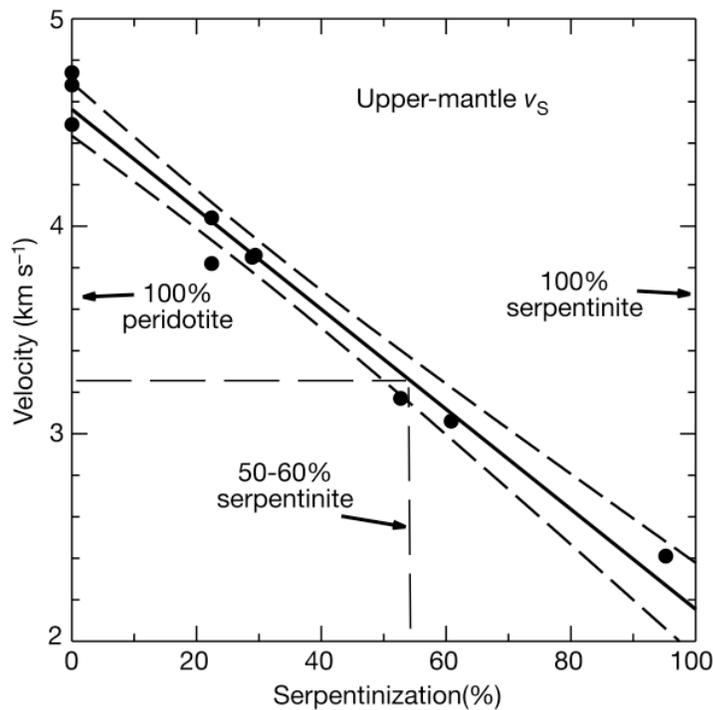


Figura 7.4 Ubicación de la zona sismogénica, zona de sismos lentos y zona de tremores no volcánicos junto con las “parches”

7.3 Localización y error de localización de los tremores no volcánicos.

En este apartado del capítulo se presentan datos de localización de TNV obtenidos por el MASE (no se presentan datos del Servicio Sismológico Nacional), cada dato con su error de localización horizontal y vertical. Los datos que se analizarán adelante se encuentran ubicados en la COS, CCI y la CUBV, pero es importante mencionar que los alcances de este estudio no explican los TNV que se han encontrado en la CCS, por lo que se emplean estrictamente propiedades de la CO.

Los datos de localización abarcan un periodo del 8 de agosto del 2005 al 19 de marzo del 2007, años durante los que se implementó la obtención de datos por medio del MASE distribuido desde Acapulco, Guerrero hasta Tempoal, Tamaulipas.

Los datos localizados en superficie (Fig. 7.6) tienen un error promedio de 12km en las coordenadas horizontales (distancia a la trinchera) y de 22km en las coordenadas verticales (profundidad); en la tabla siguiente (Tab. 7.1) se muestran las localizaciones de los TNV, ubicando la distancia a la trinchera y la profundidad. Para cada localización corresponde un error que se interpolará en la obtención de presiones y temperaturas.

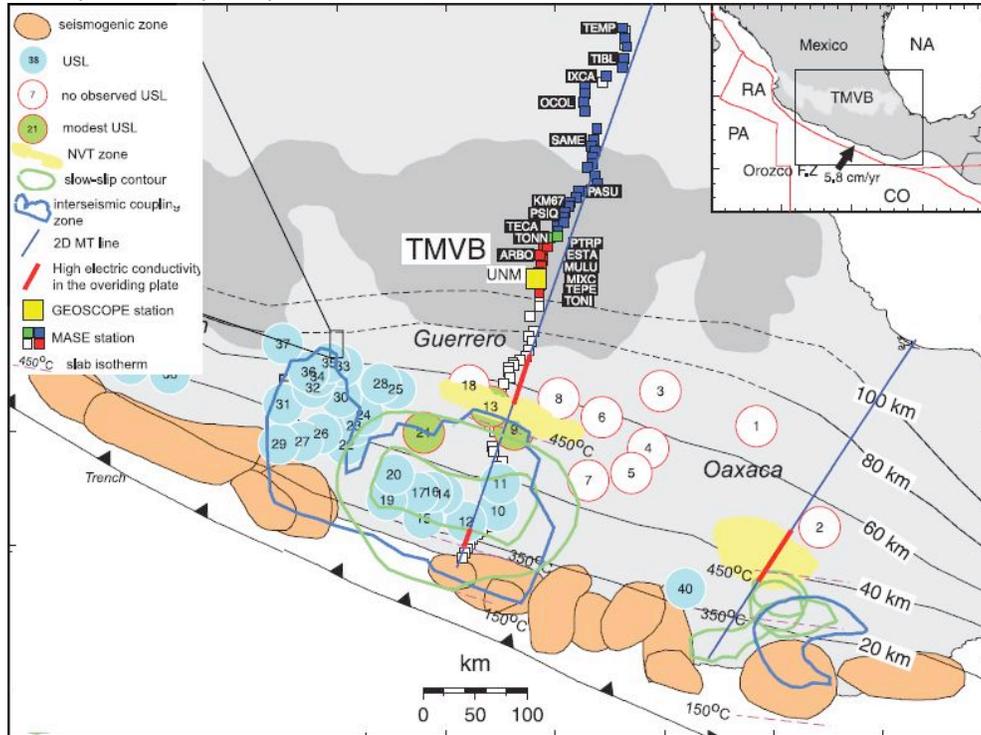


Figura 7.5 Ubicación de la zona sismogénica, zona de sismos lentos y zona de tremores no volcánicos junto con las “parches” registrados de la capa de ultra baja velocidad. En la imagen superior derecha, se muestran los límites de las placas involucradas por medio de líneas rojas. Línea entre Acapulco y Temporal representan el MASE (Song, T., et al., 2009).

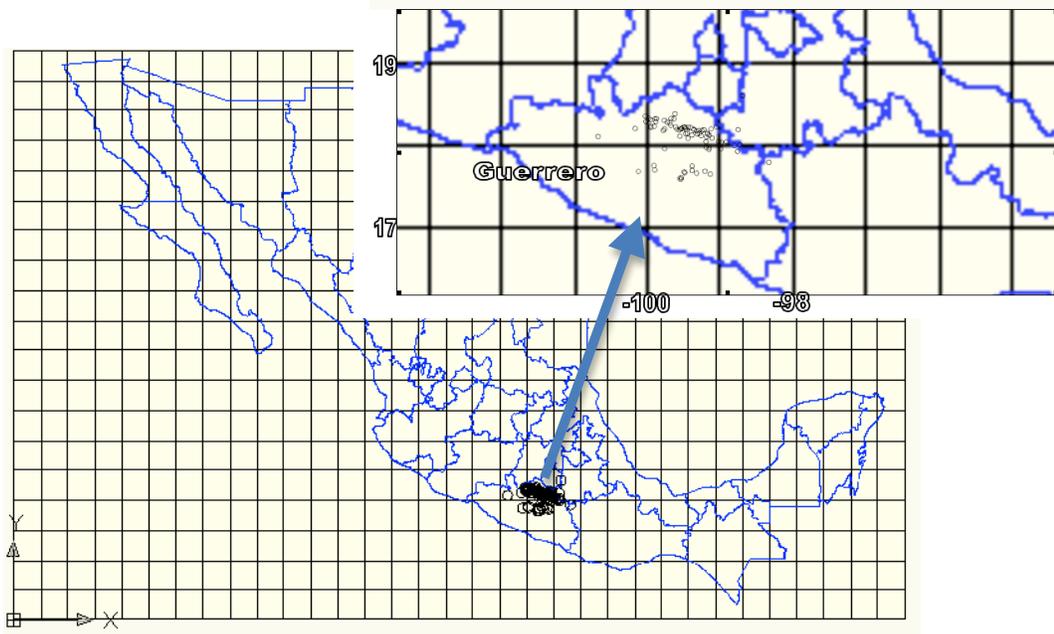


Figura 7.6 Distribución de los tremores no volcánicos en el estado de Guerrero, con eventos aislados fuera del estado.

Profundidad (Km)	Distancia Trinchera (Km)	Error x (Km)	Error z (Km)									
				-6.9	218.3	4.02	43.28		-7.47	227.1	4.57	25.54
				-20.66	218.8	25.65	99		-44.11	227.3	27.87	5.32
-27.44	146.3	13	5.13	-10.72	219.5	16	44.71		-33.47	227.4	11.06	2.04
-43.9	155.1	8.68	4.37	-20.38	219.8	15.19	11.24		-15.26	227.7	4.89	22.36
-42.45	155.6	4.1	1.95	-31.1	220.9	8	7.14		-49.48	228	13.41	6.53
-21.19	155.8	13.51	8.49	-33.78	220.9	42.94	26.7		-35.32	228.5	35.44	8.36
-32.75	157.5	3.96	1.58	-27.64	221.3	11.42	7.78		-36.75	228.5	16.15	5.95
-18.17	161.3	3.54	7.08	-33.94	221.9	9.51	2.47		-19.21	228.8	15.4	18.07
-27.94	165.9	5.74	2.87	-15.91	221.9	14.48	5.77		-20.42	228.8	15.23	39.53
-27.01	166.6	5.43	2.55	-47.06	222.7	20.74	6.65		-29.6	229	14.67	15.1
-14.59	170.7	3.99	6.78	-25.67	223.2	14	12.29		-41.05	229.6	13.14	9.76
-21.21	172.3	6.16	2.61	-23.69	223.9	18.52	4		-14.96	229.7	3.65	23.41
-32.81	175.7	20.41	10.34	-25.27	223.9	22.11	22.71		-7.01	229.7	3.89	45.6
-6.95	175.7	8.99	38.32	-7.08	224.2	6.13	62.33		-25.76	229.8	9.33	5.02
-7.39	177.1	3.91	32.13	-7.53	224.3	3.83	26.29		-4.93	230	1.63	21.24
-48.16	178.4	9.34	5.11	-15.1	224.3	8.04	56.39		-33.07	230.8	13.18	6.66
-37.4	189.8	4.92	2.16	-35.08	224.5	9.34	2.52		-15.54	231	6.12	18.69
-16.2	203.8	25.51	66.07	-39.16	224.5	14.76	3.13		-6.95	231.3	8.54	67.49
-15.28	208.9	14.43	54.13	-17.23	224.9	6.82	2.18		-16.81	233.6	16.19	38.68
-15.09	210.6	8.17	27.67	-10.59	224.9	10.11	33.95		-4.59	234.2	3.89	29.37
-7.32	211.8	4.65	56.78	-7	225.1	4.32	54.03		-22.55	234.9	11.26	2.98
-15.02	212.5	26.13	45.76	-40.43	225.5	10.47	2.89		-41.45	236.3	24.73	5.95
-31.4	213.7	17.59	5.64	-45.19	225.6	26.49	13.35		-64.67	236.6	24.28	11.28
-41.05	214	5.34	2.37	-7.32	226	3.39	45.25		-6.82	238.3	3.95	57.34
-20.96	214.4	17.92	22.26	-14.86	226	10.8	83.4		-39.57	242.2	14.55	5.29
-31.64	214.6	13.06	5.5	-18.97	226.1	10.35	6.9		-6.59	243.4	5.41	61.99
-8.3	215.3	4.91	75.08	-32.86	226.3	16.65	5.6		-10.22	249.5	6.72	14.91
-37.03	215.4	29.2	13.73	-32.46	226.3	25.64	15.12		-13.47	298.6	10.89	15.06
-30.05	216.5	25.13	6.27	-17.79	226.7	5.68	10.37					
-33.44	218.3	25.12	13.63									

Tabla 7.1 Ubicaciones de los tremores no volcánicos, ubicando distancia a la trinchera (x) y profundidad (y) y mostrando el error para x y para y. La tabla muestra en escala de colores el menor error (azul) y el mayor error (rojo).

Con el empleo de un modelo térmico se localizaron los datos mostrados en la tabla anterior (Tab. 7.1), se graficaron elipses sobre el modelo y se localizaron los intervalos de temperatura correspondiente para cada ubicación; en gran parte de los casos, los errores que presenta la ubicación de los TNV son tan grandes que salen de la imagen (Fig. 7.7). Es por eso que posteriormente se seleccionaran únicamente datos que sean confiables.

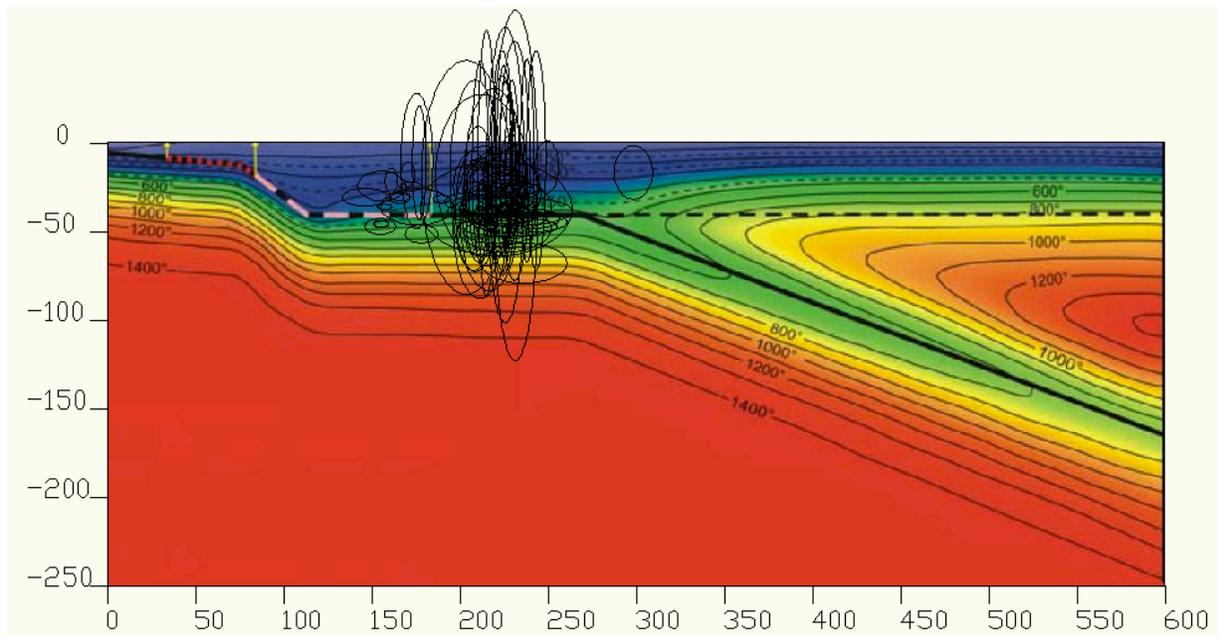


Figura 7.7 Modelo térmico mostrando la ubicación de los tremores no volcánicos, con su localización en forma de elipse, ubicando los errores horizontal y vertical para cada uno. Distancias en km, la coordenada horizontal es la distancia a la trinchera (0) y la coordenada vertical es la profundidad. Modelo térmico modificado de Manea, et al. (2006)

En el modelo térmico se han acotado temperaturas máximas y mínimas para cada episodio de TNV. El error proveniente de la localización provoca que las temperaturas estén oscilando hasta en +/-650°C, pero también es posible encontrar datos confiables con un error de +/- 15°C (Tab. 7.2).

Profundidad (Km)	Distancia Trinchera (Km)	Temp. Baja (°C)	Temp. Alta (°C)	Pto Temp. (°C)	Error Temp. +/- (°C)						
						-42.45	155.6	400	450	425	25
						-21.19	155.8	150	300	225	75
						-32.75	157.5	320	360	340	20
-27.44	146.3	240	340	290	50	-18.17	161.3	140	260	200	60
-43.9	155.1	400	500	450	50	-27.94	165.9	270	350	310	40

-27.01	166.6	270	330	300	30	-17.23	224.9	220	260	240	20
-14.59	170.7	100	250	175	75	-10.59	224.9	100	500	300	200
-21.21	172.3	220	270	245	25	-7	225.1	100	710	405	305
-32.81	175.7	250	450	350	100	-40.43	225.5	450	500	475	25
-6.95	175.7	100	480	290	190	-45.19	225.6	420	700	560	140
-7.39	177.1	100	440	270	170	-7.32	226	100	600	350	250
-48.16	178.4	450	600	525	75	-14.86	226	100	1300	700	600
-37.4	189.8	310	380	345	35	-18.97	226.1	170	280	225	55
-16.2	203.8	100	1100	600	500	-32.86	226.3	390	480	435	45
-15.28	208.9	100	900	500	400	-32.46	226.3	250	550	400	150
-15.09	210.6	100	500	300	200	-17.79	226.7	110	380	245	135
-7.32	211.8	100	800	450	350	-7.47	227.1	100	430	265	165
-15.02	212.5	100	720	410	310	-44.11	227.3	460	560	510	50
-31.4	213.7	350	450	400	50	-33.47	227.4	410	440	425	15
-41.05	214	450	510	480	30	-15.26	227.7	100	460	280	180
-20.96	214.4	100	500	300	200	-49.48	228	500	640	570	70
-31.64	214.6	350	450	400	50	-35.32	228.5	380	500	440	60
-8.3	215.3	100	1100	600	500	-36.75	228.5	310	500	405	95
-37.03	215.4	220	800	510	290	-19.21	228.8	100	460	280	180
-30.05	216.5	300	450	375	75	-20.42	228.8	100	700	400	300
-33.44	218.3	270	530	400	130	-29.6	229	200	510	355	155
-6.9	218.3	100	160	130	30	-41.05	229.6	410	580	495	85
-20.66	218.8	100	1400	750	650	-14.96	229.7	100	460	280	180
-10.72	219.5	100	610	355	255	-7.01	229.7	100	590	345	245
-20.38	219.8	150	420	285	135	-25.76	229.8	270	310	290	20
-31.1	220.9	310	460	385	75	-4.93	230	100	350	225	125
-33.78	220.9	100	720	410	310	-33.07	230.8	380	470	425	45
-27.64	221.3	260	450	355	95	-15.54	231	100	440	270	170
-33.94	221.9	320	450	385	65	-6.95	231.3	100	1000	550	450
-15.91	221.9	150	300	225	75	-16.81	233.6	100	640	370	270
-47.06	222.7	480	600	540	60	-4.59	234.2	100	440	270	170
-25.67	223.2	200	460	330	130	-22.55	234.9	270	380	325	55
-23.69	223.9	280	380	330	50	-41.45	236.3	470	540	505	35
-25.27	223.9	100	540	320	220	-64.67	236.6	600	1020	810	210
-7.08	224.2	100	900	500	400	-6.82	238.3	100	700	400	300
-7.53	224.3	100	430	265	165	-39.57	242.2	450	520	485	35
-15.1	224.3	100	950	525	425	-6.59	243.4	100	900	500	400
-35.08	224.5	430	460	445	15	-10.22	249.5	100	350	225	125
-39.16	224.5	450	500	475	25	-13.47	298.6	100	400	250	150

Tabla 7.2 Ubicación de los tremores no volcánicos relacionados con su temperatura máxima, mínima y promedio, y el intervalo de error para cada uno. La escala de colores roja muestra los niveles de temperatura, más claro=menor temperatura; más intenso=mayor temperatura. Y la escala de colores que va de azul a rojo muestra el nivel de error, azul=menor error; rojo=mayor error.

Las presiones fueron determinadas utilizando el modelo mencionado en el capítulo 5. Para cada TNV y su intervalo de error correspondiente se obtuvo su presión y el error que este conlleva. La densidad utilizada fue adecuada entre la COS y la CO intermedia $\rho=2800\text{kg/m}^3$. El error máximo es de 1.37GPa y el mínimo de 0.021GPa (Tab. 7.3).

Prof. (Km)	Dist. Trinch. (Km)	Presión Baja MORB (GPa)	Presión Alta MORB (GPa)	Pto Presión MORB (GPa)	Error Presión MORB +/- (GPa)						
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
33.44	218.3	0.738045	1.1158686	0.9269568	0.1889118	-	-	-	-	-	
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
-6.9	218.3	0.4085928	0.7911288	0.191268	0.5998608	-	-	-	-	-	
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
27.44	146.3	0.689535	0.8317386	0.7606368	0.0711018	20.66	218.8	0.7994448	1.9448352	0.5726952	1.37214
-43.9	155.1	1.1563398	1.2774762	1.216908	0.0605682	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
42.45	155.6	1.149687	1.203741	1.176714	0.027027	10.72	219.5	0.3225222	0.916839	0.2971584	0.6196806
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
21.19	155.8	0.4697154	0.7050582	0.5873868	0.1176714	20.38	219.8	0.4091472	0.72072	0.5649336	0.1557864
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
32.75	157.5	0.8859312	0.9297288	0.90783	0.0218988	-31.1	220.9	0.7631316	0.9610524	0.862092	0.0989604
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
18.17	161.3	0.4055436	0.6018012	0.5036724	0.0981288	33.78	220.9	0.5663196	1.3064436	0.9363816	0.370062
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
27.94	165.9	0.7347186	0.814275	0.7744968	0.0397782	27.64	221.3	0.65835	0.8740116	0.7661808	0.1078308
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
27.01	166.6	0.7133742	0.7840602	0.7487172	0.035343	33.94	221.9	0.9065826	0.975051	0.9408168	0.0342342
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14.59	170.7	0.310464	0.4984056	0.4044348	0.0939708	15.91	221.9	0.361053	0.5209974	0.4410252	0.0799722
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
21.21	172.3	0.5517666	0.6241158	0.5879412	0.0361746	47.06	222.7	1.2123342	1.3966722	1.3045032	0.092169
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
32.81	175.7	0.7661808	1.0528056	0.9094932	0.1433124	25.67	223.2	0.541233	0.8819118	0.7115724	0.1703394
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-6.95	175.7	0.3384612	0.7237692	0.192654	0.5311152	23.69	223.9	0.6012468	0.7121268	0.6566868	0.05544
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-7.39	177.1	-0.240471	0.6501726	0.2048508	0.4453218	25.27	223.9	0.3857238	1.015245	0.7004844	0.3147606
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
48.16	178.4	1.2641706	1.4058198	1.3349952	0.0708246	-7.08	224.2	0.6676362	1.0601514	0.1962576	0.8638938
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-37.4	189.8	1.0067904	1.0666656	1.036728	0.0299376	-7.53	224.3	0.1556478	0.573111	0.2087316	0.3643794
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-16.2	203.8	0.4666662	1.3647942	0.449064	0.9157302	-15.1	224.3	0.3629934	1.2001374	0.418572	0.7815654
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
15.28	208.9	0.3266802	1.1738034	0.4235616	0.7502418	35.08	224.5	0.9374904	1.0073448	0.9724176	0.0349272
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
15.09	210.6	0.0347886	0.801801	0.4182948	0.3835062	39.16	224.5	1.0421334	1.128897	1.0855152	0.0433818
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-7.32	211.8	0.5840604	0.9898812	0.2029104	0.7869708	17.23	224.9	0.4474008	0.5078304	0.4776156	0.0302148
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
15.02	212.5	0.2178792	1.050588	0.4163544	0.6342336	10.59	224.9	0.1769922	0.7641018	0.2935548	0.470547
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-31.4	213.7	0.7922376	0.9485784	0.870408	0.0781704	-7	225.1	0.5548158	0.9428958	0.19404	0.7488558
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
41.05	214	1.1050578	1.1707542	1.137906	0.0328482	40.43	225.5	1.0806642	1.160775	1.1207196	0.0400554
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20.96	214.4	0.2724876	0.8895348	0.5810112	0.3085236	45.19	225.6	1.0676358	1.4376978	1.2526668	0.185031
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
31.64	214.6	0.8008308	0.9532908	0.8770608	0.07623	-7.32	226	0.4242546	0.8300754	0.2029104	0.627165
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-8.3	215.3	0.8105328	1.2706848	0.230076	1.0406088	14.86	226	0.7440048	1.5678432	0.4119192	1.155924
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
37.03	215.4	0.8361738	1.2167694	1.0264716	0.1902978	18.97	226.1	0.4302144	0.6214824	0.5258484	0.095634
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
30.05	216.5	0.7460838	0.9198882	0.832986	0.0869022	32.86	226.3	0.8332632	0.9884952	0.9108792	0.077616

-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
32.46	226.3	0.690228	1.1093544	0.8997912	0.2095632	-4.93	230	0.1577268	0.431046	0.1366596	0.2943864
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
17.79	226.7	0.3494106	0.636867	0.4931388	0.1437282	33.07	230.8	0.8243928	1.009008	0.9167004	0.0923076
-7.47	227.1	-0.146916	0.5610528	0.2070684	0.3539844	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	15.54	231	0.1717254	0.6898122	0.4307688	0.2590434
44.11	227.3	1.148994	1.2964644	1.2227292	0.0737352	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-6.95	231.3	0.7427574	1.1280654	0.192654	0.9354114
33.47	227.4	0.899514	0.9560628	0.9277884	0.0282744	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	16.81	233.6	0.0701316	1.002078	0.4659732	0.5361048
15.26	227.7	0.1130976	0.7329168	0.4230072	0.3099096	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-4.59	234.2	0.2798334	0.534303	0.1272348	0.4070682
49.48	228	1.2810798	1.4620914	1.3715856	0.0905058	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	22.55	234.9	0.5837832	0.6663888	0.625086	0.0413028
35.32	228.5	0.8632008	1.09494	0.9790704	0.1158696	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	41.45	236.3	1.066527	1.231461	1.148994	0.082467
36.75	228.5	0.936243	1.101177	1.01871	0.082467	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	64.67	236.6	1.6363116	1.9489932	1.7926524	0.1563408
19.21	228.8	0.282051	0.7829514	0.5325012	0.2504502	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-6.82	238.3	-0.605682	0.9837828	0.1890504	0.7947324
20.42	228.8	0.0181566	1.1139282	0.5660424	0.5478858	-	-	-	-	-	-
-29.6	229	0.611226	1.029798	0.820512	0.209286	39.57	242.2	1.023561	1.1701998	1.0968804	0.0733194
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
41.05	229.6	1.0026324	1.2731796	1.137906	0.1352736	-6.59	243.4	0.6765066	1.0418562	0.1826748	0.8591814
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14.96	229.7	0.0902286	0.7391538	0.4146912	0.3244626	10.22	249.5	0.0766458	0.489951	0.2832984	0.2066526
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-7.01	229.7	0.4376988	0.8263332	0.1943172	0.632016	13.47	298.6	0.1646568	0.58212	0.3733884	0.2087316
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
25.76	229.8	0.64449	0.7836444	0.7140672	0.0695772	-	-	-	-	-	-

Tabla 7.3 Ubicación de los tremores no volcánicos relacionados con su presión máxima, mínima y promedio, y el intervalo de error para cada uno. La escala de colores azul muestra los niveles de presión, más claro=menor presión; más intenso=mayor presión. Y la escala de colores que va de azul a rojo, muestra el nivel de error, azul=menor error; rojo=mayor error

Como se puede observar en los datos anteriores, los registros de ubicación de los tremores no volcánicos conllevan un error muy grande que abarca desde su localización hasta su presión y temperatura. Si se considera que los modelos térmicos de Manea, et al. (2004) poseen un error de casi 100°C y que las presiones han sido calculadas con una densidad promedio aún sabiendo que una ZS es sumamente heterogénea, al final se tiene un error mucho mayor al calculado. Por estas razones se han filtrado los datos hasta obtener los de menor error y de esta forma poder identificar las fases minerales que existen en las zonas donde se producen los TNV.

Los siguientes datos filtrados (**Tab. 7.5**) fueron acotados según las reglas mostradas en la **tabla 7.4** y de esta forma los errores se reducen significativamente comparándolos con el error máximo anterior de 650°C en la temperatura y 1.36GPa en la presión.

	Error máximo aceptado
Distancia a la trinchera	35.44 km
Profundidad	8.36 km
	Máximo error P/T resultante
Temperatura	60°C
Presión	0.1158696GPa

Tabla 7.4 Condiciones de errores maximos aceptados en la coordenada "x" (distancia a la trinchera) y "y" (profundidad), y los errores resultantes en presión v temperatura

Profundidad (Km)	Distancia Trinchera (Km)	Error x +/- (Km)	Error z +/- (Km)	Pto. Temperatura (°C)	Error Temperatura +/- (°C)	Pto. Presión MORB (GPa)	Error Presión MORB +/- (GPa)
-17.23	224.9	6.82	2.18	240	20	0.4776156	0.0302148
-21.21	172.3	6.16	2.61	245	25	0.5879412	0.0361746
-27.44	146.3	13	5.13	290	50	0.7606368	0.0711018
-25.76	229.8	9.33	5.02	290	20	0.7140672	0.0695772
-27.01	166.6	5.43	2.55	300	30	0.7487172	0.035343
-27.94	165.9	5.74	2.87	310	40	0.7744968	0.0397782
-22.55	234.9	11.26	2.98	325	55	0.625086	0.0413028
-37.4	189.8	4.92	2.16	345	35	1.036728	0.0299376
-31.4	213.7	17.59	5.64	400	50	0.870408	0.0781704
-42.45	155.6	4.1	1.95	425	25	1.176714	0.027027
-33.47	227.4	11.06	2.04	425	15	0.9277884	0.0282744
-33.07	230.8	13.18	6.66	425	45	0.9167004	0.0923076
-32.86	226.3	16.65	5.6	435	45	0.9108792	0.077616
-35.32	228.5	35.44	8.36	440	60	0.9790704	0.1158696
-35.08	224.5	9.34	2.52	445	15	0.9724176	0.0349272
-43.9	155.1	8.68	4.37	450	50	1.216908	0.0605682
-39.16	224.5	14.76	3.13	475	25	1.0855152	0.0433818
-40.43	225.5	10.47	2.89	475	25	1.1207196	0.0400554
-41.05	214	5.34	2.37	480	30	1.137906	0.0328482
-41.45	236.3	24.73	5.95	505	35	1.148994	0.082467
-44.11	227.3	27.87	5.32	510	50	1.2227292	0.0737352
-47.06	222.7	20.74	6.65	540	60	1.3045032	0.092169

Tabla 7.5 Datos finales con la menor cantidad de error. Estos datos serán utilizados para localizar las fases minerales relacionadas con la ubicación de los tremores no volcánicos.

Los datos de los TNV que se presentan en la tabla anterior se distribuyen desde la CCI hasta la COS; pasando por la CUBV. La ubicación de los tremores no volcánicos a estudiar, se muestran en el siguiente diagrama (Fig. 7.8); cabe destacar que en la figura, la CUBV representada por las letras LVM, tiene un ancho de aproximadamente 10km (Pérez-Campos, et al, 2008), pero en estudios posteriores más especializados se determinó que esta capa tiene un espesor de entre 3 y 5km (Song, et al., 2009), por lo que la CO abarca entre 7 y 5km más de lo que se muestra en la imagen.

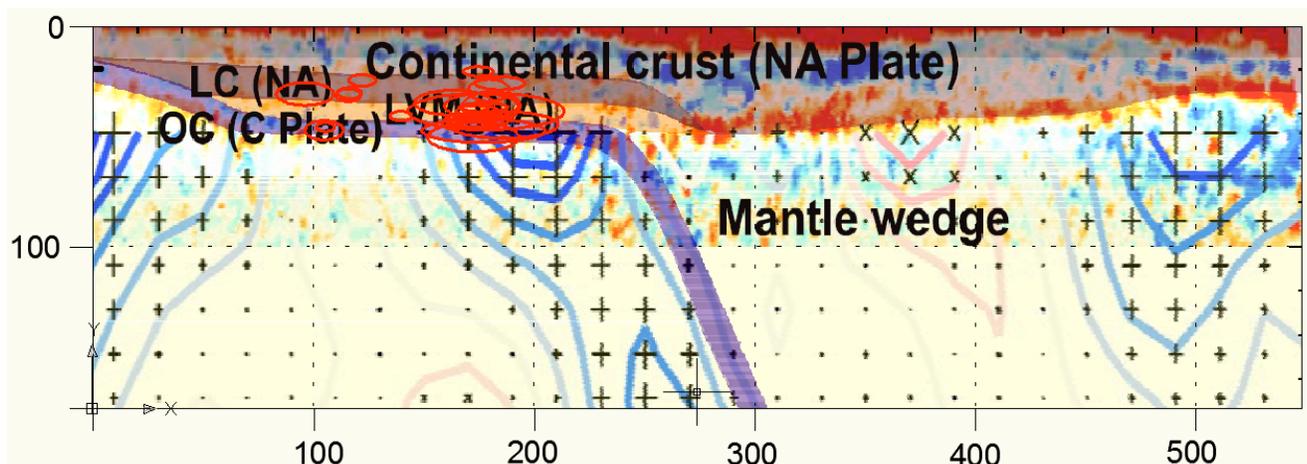


Figura 7.8 Modelo de la ubicación de las placas continental (NA Plate) (NA) y oceánica (C Plate) en la ZMS. Incluyendo la capa de ultra baja velocidad (LVM). Distancias en km, la coordenada x es la distancia a la estación sísmica de Acapulco y la coordenada vertical es la profundidad. El espesor de la capa de ultra baja velocidad ha sido determinado con mayor precisión (3.5km) (Song, T., et al., 2009) Y de esta forma la placa oceánica es más ancha de 10km. Imagen tomada de (Pérez-Campos, X., et al, 2008)

Se considera que el estudio del comportamiento de la CO es primordial debido a que en esta zona es donde se encuentra la mayor cantidad de fluidos y se piensa que éstos suben a través de la CUBV y de la CC. El desplazamiento de la CO en la ZS lleva consigo fases minerales estables a zonas de mayor temperatura y presión, perdiendo su estabilidad y cambiando a otras facies metamórficas; con liberación de fluidos y cambios de volumen en las rocas.

Las facies iniciales de la CO en la ZS están relacionadas con presiones y temperaturas relativamente bajas. En la CO se pueden identificar tres zonas (Fig. 7.8) importantes en el perfil obtenido por el MASE:

1. De 0 a 90km es subhorizontal (7º de inclinación)
2. De 90 a 125km el ángulo cambia a 25º internandose a profanidades de casi 50km

3. De 125 a 240km zona horizontal
4. De 240km en adelante, la CO desciende a través del manto

Sobrepasando los 240km se desarrolla la cuña del manto; en esta zona se generan las facies de más alta presión y temperatura, aquí el fluido en las facies del MORB es escasa en comparación con las zonas más lejanas. La cantidad de fluido restante es uno de los factores decisivos para generar la fusión parcial del manto y la hidratación de peridotitas para posteriormente formar serpentinas.

Las facies minerales que corresponden a cada una de las zonas antes mencionadas son dependientes de la presión y temperatura a lo largo de los trayectos. En las zonas horizontales el cambio de presión no es tan grande comparado con las zonas inclinadas, principalmente son las temperaturas las que generan los cambios de facies. La primera zona posee temperaturas de entre 150° y 300°C a profundidades de 5 y 10km donde se generan facies de zeolita, prehnita-pumpelita y pumpelita-actinolita. En la segunda zona las facies desarrolladas se generan en temperaturas de 300° y 400°C y profundidades de 10 a 45km, aquí se registran pumpelita-actinolita y jadeíta-lawsonita-esquistos azul. Por último la zona horizontal más amplia registra facies que van desde los 400° hasta los 600°C y profundidades de 45 y 48km aquí se desarrolla lawsonita-anfibolita-eclogita, jadeíta-epidota-esquistos azul, epidota-esquistos azul y zoisita-anfibolita-eclogita (Fig. 7.9).

Las facies minerales van cambiando su nivel de hidratación según avanzan a lo largo de la ZS, por eso la hidratación disminuye a la derecha de la trinchera. En la cuña del manto la hidratación se reduce hasta 0.1 H₂O wt %.

Los TNV están distribuidos en dos zonas de la región 3 (fig. 7.8), las facies en esta zona son lawsonita-anfibolita-eclogita, jadeíta-epidota-esquistos azul, epidota-esquistos azul y zoisita-anfibolita-eclogita, estas facies poseen un nivel de hidratación de entre el 2 y 4 H₂O wt %.

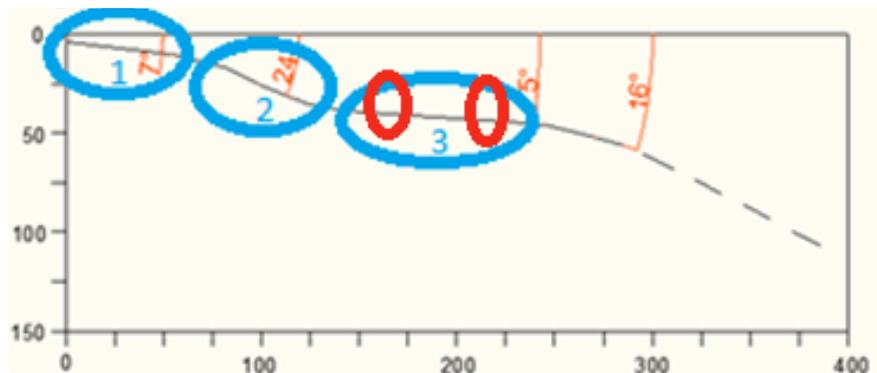


Figura 7.9 La figura muestra las tres regiones de la ZS donde se desarrollan las diferentes facies del MORB, en la primera zona se encuentra Zeolita, Prehnita-Pumpelita y Pumpelita-Actinolita, la segunda Pumpelita-Actinolita y Jadeíta-Lawsonita-Esquistos Azul y la tercera Lawsonita-Anfibolita-Eclogita, Jadeíta-Epidota-Esquistos Azul, Epidota-Esquistos Azul y Zoisita-Anfibolita-Eclogita. Los círculos rojos representan la ubicación de los terremotos no volcánicos localizados por el MASE.

La identificación de los TNV en el MORB utilizando los datos filtrados de presiones y temperaturas de la [tabla 7.5](#) y correspondientes solo a la CO, siguen la siguiente trayectoria en el cambio de facies: lawsonita-esquistó azul, epidota-esquistó azul, zoisita-anfibolita-eclogita. los errores de los datos abarcan las facies pumpelita-actinolita, esquistó verde, epidota-anfibolita, epidota-granate-anfibolita y jadeíta-epidota-esquistó azul ([Fig. 7.10](#)).

Con la localización de los TNV y la determinación de sus presiones y temperaturas, es posible localizar las facies en las que estos se desarrollan así como determinar la distribución cuantitativa. La facies que presenta una mayor cantidad de TNV es epidota-esquistó azul.

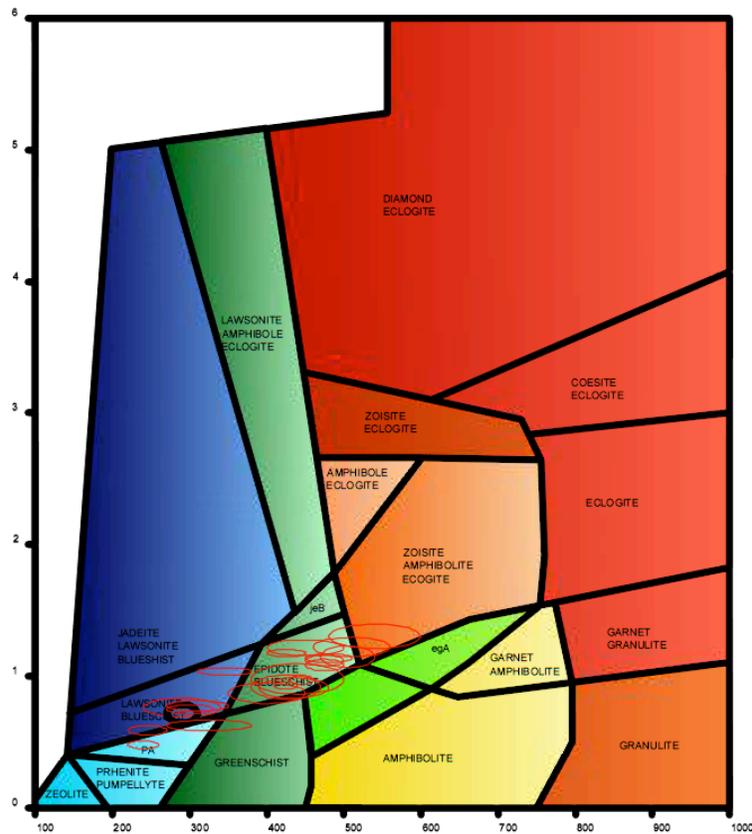


Figura 7.10 Ubicación de los tremores no volcánicos en el diagrama de presión-temperatura del MORB, cada ubicación está registrada en una elipse de error. Las facies minerales en las que se ubican los tremores no volcánicos son Lawsonita-Esquistó Azul, Epidota-Esquistó Azul, Zoisita-Anfibolita-Eclogita. Los errores de los datos, abarcan las facies Pumpelita-Actinolita, Esquistó verde, Epidota-Anfibolita, Epidota-Granate-Anfibolita y Jadeíta-Epidota-Esquistó Azul. (modificado de Hacker, B.R., et al., 2003).

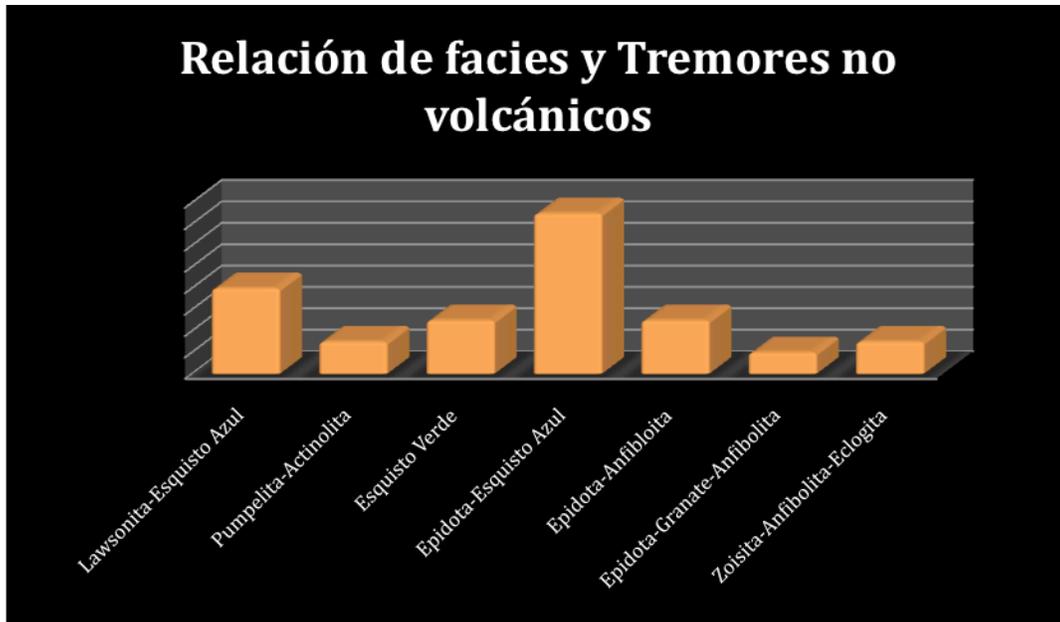


Figura 7.11 Distribución cualitativa de las facies minerales dentro de las cuales se desarrollan los tremores no volcánicos. La facies en la que se genera la mayor parte de tremores no volcánicos es Epidota-Esquisto Azul.

La disminución de volumen (6-7%) por deshidratación del MORB es la causa a la que se le atribuye la generación de TNV y en la ZMS las condiciones son apropiadas para generar estos fenómenos. Las causas por las que se desarrollan en la CCI son aun desconocidas.

La **figura 7.11** muestra la abundancia de TNV correspondiente a cada facies, la de mayor concentración es Epidota-Equisto Azul lo cual es lógico ya que esta facies es la intermedia en el recorrido de deshidratación y sus dos límites inestables están abarcados por los TNV.

7.4 Posible generación de TNV por deshidratación de serpentinita

Si se utilizan los datos de localización de los TNV para rocas ultramáficas se encontrará que los episodios están en una zona de estabilidad completa, a excepción de algunos que se encuentran tocando la zona inestable de la harzburgita. A continuación se muestra el diagrama (**Fig. 7.12**) de Hacker et al. (2003) para rocas ultramáficas (izquierda) y otro diagrama simplificado (derecha) donde se localizan los episodios de los TNV.

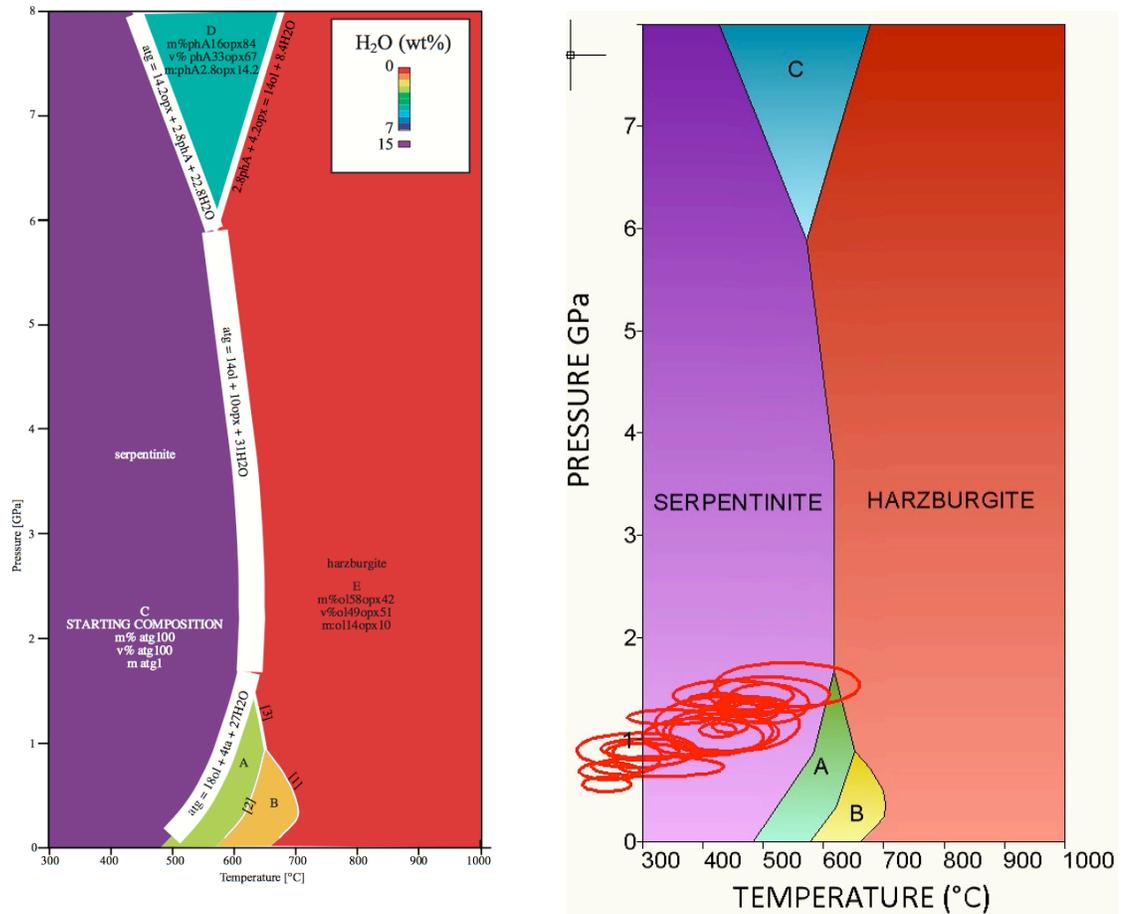


Figura 7.12 Diagrama de fases para rocas ultramáficas elaborado por Hacker, et al. (2003) (derecha) y diagrama modificado incluyendo las localizaciones de los TNV (izquierda)

Las zonas donde comienza la inestabilidad en los diagramas de Hacker, et al. (2003) están representadas por las bandas blancas en la figura 7.12 izquierda. Como se había mencionado en apartados anteriores, los errores en las temperaturas pueden llegar a ser hasta de 100°C más que lo incluido en las elipses, por lo que existen eventos aislados que sí podrían ser causados por la deshidratación de serpentinita. Los argumentos para avalar esta hipótesis son varios, pero hasta el momento no se han desarrollado estudios que aporten información determinantemente. Por ejemplo, estudios como los de presiones ocasionadas por mareas lunares y lunisulares nunca se han realizado en México así como tampoco la localización detallada de zonas de fracturas y fallas débiles.

8. Conclusiones y recomendaciones

Es primordial para el entendimiento de la información geofísica hacer una correlación consistente con los datos geológicos. A lo largo de esta tesis se han presentado los modelos sísmicos, térmicos, magnetotélúricos, petrológicos y geológicos que en su conjunto tienen un objetivo: aportar la información necesaria para localizar y explicar las posibles causas de los TNV.

Uno de los primeros métodos para conocer la geometría de las placas en subducción fue a través de la teoría de la tectónica de placas desarrollada firmemente en los años 60s y 70s. A partir de este momento y de la determinación de lo que es una ZS se realizaron estudios geológicos centrados en los arcos volcánicos. En México, como se vió en los primeros capítulos, existen actualmente dos arcos volcánicos creados por las ZS ubicadas en las costas del sur del país, estos arcos son: La SMS y la FVTM. La geometría de la paleocena de subducción del primero ha sido estudiada únicamente por métodos geológicos debido a que en la actualidad la zona se encuentra inactiva y no es posible hacer estudios geofísicos referidos a ella. El segundo arco volcánico, activo actualmente, ha sido estudiado por medio de métodos geológicos y métodos geofísicos lo cual aporta una cantidad importante de información para el entendimiento de los procesos que ahí se desarrollan.

Herramientas como la sísmica han revelado una geometría de alta precisión para un perfil que conecta a la Ciudad de México y Acapulco (Pérez-Campos, et al., 2008) este perfil es recurrente en los estudios de la ZMS debido a que la región se encuentra una de las más modernas redes geofísicas del país: el MASE. A partir de los estudios obtenidos por esta red, se puede conocer la geometría actual de la ZMS; la CUBV con espesores de entre los 3 y 10km, localizada entre la CC y la CO, ha sido atribuida a la existencia de una paleocuña del manto atrapada que posiblemente pueda estar serpentinizada o ser una alteración de la COS. Ambas hipótesis son factibles y las dos estructuras han sido relacionadas a los TNV pero sin presentar estudios a detalle de los factores causantes de los mismo.

Otros estudios como el de Payero, et al. (2008) no han propuesto soluciones coherentes al problema, debido a que en este artículo no se plantea siquiera la existencia de una paleocuña del manto atrapada, pero de cualquier manera, se atribuye como principal factor causante de los TNV a la deshidratación de serpentinita. De hecho se introduce un dique o polígono que se encuentra entre los 255 y 270km (Fig. 7.2) de distancia a la trinchera debido a que las anomalías en la resistividad que existen en esa zona son propensas para hacerlo. Este cuerpo se encuentra aproximadamente 15km alejado de la zona donde se ubican los tremores no volcánicos y no se explica claramente la relación entre este dique serpentinizado ni con los TNV ni con su presencia en esta zona.

En el presente estudio se relacionan las ubicaciones de los TNV localizados en México con la geometría actual, el arreglo térmico, un perfil de resistividades, el arreglo barométrico y finalmente

las facies metamórficas; siendo éste el único estudio hasta el momento relacionando todos estos parámetros para formular una hipótesis más sólida.

Uno de los estudios más importantes es el que revela las conductividades existentes en la ZS (Jödicke, et al., 2006), ya que evidencia una zona con gran cantidad de fluidos. Este es uno de los estudios geofísicos que al relacionarlo con los análisis previos de facies metamórficas en la superficie de la CO se encuentran las facies inestables que también se localizan en el diagrama P/T para el MORB. Estas facies se encuentran delimitadas en dos partes de la ZS, la primera es donde se registra la mayor cantidad de episodios de tremores no volcánicos, los cambios de facies en esta zona son epidota-esquistos azul a zoisita-anfibolita-eclogita y la segunda zona con menor cantidad de episodios de tremores no volcánicos se encuentra en las zonas de inestabilidad de jadeita-lawsonita-esquistos azul a lawsonita-esquistos azul para posteriormente pasar a lawsonita-anfibolita-eclogita a continuación jadeita-epidota-esquistos azul y finalmente epidota-esquistos azul.

También se propuso una hipótesis que relaciona la deshidratación de la serpentinita con la generación de TNV, pero faltan aún muchos estudios en México para hacer de ésta una hipótesis sólida.

En el capítulo 6 se incluyó un estudio petrográfico de una ZS exhumada en México; esta paleozona de subducción posee rocas del tipo N-MORB (composición más común del MORB) y ahí se encontraron las facies metamórficas que actualmente son inestables dentro de la zona de subducción. Este tipo de estudios son necesarios antes de seguir con el de los procesos experimentales que podrían demostrar de manera contundente la relación entre los TNV y la deshidratación de facies metamórficas correspondientes al MORB. Dichos experimentos son la medición de ondas acústicas durante el sometimiento de la muestra a presiones y temperaturas adecuadas para la ZMS. Una de las formas de realizar este estudio es a partir de una prensa "Piston-cylinder" donde se pueden someter muestras de hasta 200mm³ a temperaturas por arriba de los 2200°C y presiones de más de 4GPa; este aparato es el más conveniente debido a que se pueden estudiar muestras relativamente grandes y puede estar en uso por largos periodos de tiempo; además si se considera que en estudios recientes se ha atribuido el desencadenamiento de TNV a mareas lunares y lunisulares, los experimentos en un laboratorio serían altamente acertados debido a que los aumentos en las presiones litostáticas por efecto de mareas duran de 12 hasta 25 horas que son periodos sumamente cortos. Anteriormente uno de los principales problemas que planteaban este tipo de experimentos fue el tiempo tan grande que le toma a la CO transportar ciertas litologías hasta zonas de inestabilidad, siendo difícilmente comparable un experimento de aproximadamente 1 día de duración con un proceso que tarda hasta millones de años.

Resumiendo toda la información, se integraron datos geofísicos y geológicos para obtener una correlación entre los tremores no volcánicos y la deshidratación de facies metamórficas de la CO (MORB), se demostró que todos los elementos utilizados tienen una relación de transitividad es decir las temperaturas y presiones con las facies metamórficas, las ubicaciones de facies metamórficas inestables con la ubicación de zonas de fluidos, la ubicación de zonas de fluidos con la geometría de la ZS y la geometría de la ZS con las presiones y temperaturas. De este modo, todos los parámetros incluidos en esta tesis son relacionables el uno con el otro. Es por eso que el resultado obtenido está sustentado por más de un elemento. La deshidratación de facies metamórficas de la CO se encuentra muy posiblemente relacionada con los TNV y es posible dejar

abierta aún la posibilidad de que la inestabilidad de las serpentinitas causen los TNV, no sólo en la ZMS sino en regiones semejantes de otros arcos del mundo.

9. Referencias

Bailey, E., Holloway, J., Experimental determination of elastic properties of talc to 800°C, 0.5GPa; calculations of the effect on hydrated peridotite, and implications for cold subduction zones. (2000). *Earth and Planetary sciences letters* 183, 487-498

BandyW, .L.,a ndC . Y. Yan, Present-dRaiyv era-Paciafnicd R ivera- Cocorse lativpel atem otion(ash traEcot)s T ransA.G U7, 0,1 342, 1989.

BandyW, .L.,a ndC . Y. Yan, Present-dRaiyv era-Paciafnicd R ivera- Cocorse lativpel atem otion(ash traEcot)s T ransA.G U7, 0,1 342, 1989.

Blanpied, M.L., Lockner, D.A. and Byerlee, J.D., 1995. Frictional slip of granote at hydrothermal conditions. *Journal of Geophysical Research*, 100, 13,045-13,064.

Bostock, M.G., Hyndman, R.D., Rondenay, S., and Peacock, S.M. 2002. An inverted continental Moho and serpentinization of the forearc mantle. *Nature*, v. 417, p. 536-538.

Boudier and Nicolas (1985) the Samial Ophiolite in Oman, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 84-92.

BourgoisJ, ., and F. Michaud, Active fragmentatioonf the NorthAmericapnl atea t theM exicantr iple-junctiaorne ao ffm anzanillo, *Geo Mar. Lett.*, 11, 59-65, 1991.

C.R. Ranero, J. Phipps Morgan, K.D. McIntosh, C. Reichert, Bending, faulting, and mantle serpentinization at the Middle America trench, *Nature* 425 (2003) 367– 373.

Caron, J.-M., and G. Pequignot, The transition between blueschists and lawsonite-bearing eclogites based on observations from Corsican metabasalts, *Lithos*, 19, 205–218, 1986.

Cerca, M., Ferrari, L., Bonini, M., Corti, G., Manetti, P., 2004, The role of crustal heterogeneity in controlling vertical coupling Turing Laramide shortening and the development of the Caribbean – North American transform boundary in southern Mexico: insights from analogue models. *Geological Society, Special Publication*, 227, 117-140.

Cerca, M., Ferrari, L., Bonini, M., Corti, G., Manetti, P., 2004, The role of crustal heterogeneity in controlling vertical coupling Turing Laramide shortening and the development of the Caribbean – North American transform boundary in southern Mexico: insights from analogue models, en *Geological Society, Special Publication*, 227, 117-140.

Cerca-Martínez M., Ferrari L., López-Martínez M., Martiny B., Iriondo A., 2007. Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central SMS, southern Mexico: insights into the evolution of the Caribbean-North America plate interaction. *Tectonics*, vol. 26, No. 3, TC3007, 10.1029/2006TC00198

Cocker, J.D., Griffin, B.J. and Muehlenbachs, K., 1982. Oxygen and carbon isotope evidence for seawater-hydrothermal alteration of the Macquarie Island ophiolite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61:112-122.

Condie, K.C., 1997. Plate Tectonics and Crustal Evolution. Butterwoth-Heinemann, Oxford. 282 pp.

D.K., Sinton, J. (Eds.), Mantle flow and melt generation at midocean ridges. Geophys. Monograph, Amer. Geophys.U., vol. 71, pp. 281–310.

DeMets, C., and S. Stein, Present-day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics in southwestern Mexico, *J. Geophys. Res.*, 95, 21,931-21,948, 1990.

DeMets, C., and S. Traylen (2000), Motion of the Rivera Plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle, *Tectonophysics*, 318, 119– 159.

DeMets, C., Wilson, D. S., 1997, Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78 Ma: *Journal of Geophysical Research*, 102, 2789-2806. DeMets, C., Traylen, S., 2000, Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle: *Tectonophysics*, 318, 119-159.

DeMets, C., Wilson, D. S., 1997, Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78 Ma: *Journal of Geophysical Research*, 102, 2789-2806. DeMets, C., Traylen, S., 2000, Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle: *Tectonophysics*, 318, 119-159.

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 1-26.

Eissler, H., and K.C. McNally, Seismicity and tectonics of the Rivera plate and implications for the 1932 Jalisco, Mexico, earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 8, 4520-4530, 1984.

Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., 2000, Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 355-375.

Elthon, D., 1979. High magnesia liquids as the parental magma for ocean floor basalts. *Nature* 278, 514–518.

Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquarè, G., Tibaldi, A.,. Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to Present (1994). *Geofísica Internacional* 33, 91±105.

Ferrusquía-Villafranca, I., 1992, Contribución al conocimiento del Cenozoico en el sureste de México y de su relevancia en el entendimiento de la evolución regional, en III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Actas de las sesiones científicas: Salamanca, 4, 40-44.

Flower, M.J.F., 1980. Thermal and kinematic control on ocean ridge magma fractionation: contrasts between Atlantic and Pacific spreading axes. *J. Geol. Soc. (London)* 138, 695–712.

Franco, S. I., V. Kostoglodov, K. M. Larson, V. C. Manea, M. Manea, and J. A. Santiago (2005), Propagation of the 2001– 2002 silent earthquake and interplate coupling in the Oaxaca subduction zone, Mexico, *Earth Planets Space*, 57, 973– 985.

Frank, M., Kratzeisen, M., Negendank, J. F. W., Boehnel, H., 1992, Geología y tectónica en el terreno Guerrero (México-Sur), en III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Actas de las sesiones científicas: Salamanca, España,

García-Pérez, F., Urrutia-Fucugauchi, J. 1997 Crustal structure of the Arteaga Complex, Michoacán, southern Mexico, from gravity and magnetic Geofísica Internacional 36 (4), pp. 235-244

Gente, P., Pockalny, R.A., Durand, C., Deplus, C., Maia, M., Ceuleneer, G., Mével, C., (...), Laverne, C., 1995, Characteristics and evolution of the segmentation of the Mid-Atlantic Ridge between 20°N and 24°N during the last 10 million years. Earth and Planetary Science Letters 129 (1-4), pp. 55-71

Ghent, E. D., M. Z. Stout, and P. Erdmer, Pressure-temperature evolution of lawsonite-bearing eclogites, Pinchi Lake, British Columbia, J. Metamorph. Geol., 11, 279–290, 1993.

Grauby, O., Baronnet, A., and Devouard, B. (1998) Chrysotile-to-polygonal serpentines-to-lizardite reaction produced from a MgO-SiO₂-H₂O (MSH) gel: 17th General Meeting of the International Mineralogical Association, August 9– 14, Toronto, Canada, Abstracts and Programme, p. A81.

Gregory, R.T. and Taylor, H.P., 1981. An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samail Ophiolite, Oman: evidence for 61sO buffering of the oceans by deep (> 5 km) seawater-hydrothermal circulation and mid-ocean ridges. J. Geophys. Res., 86: 2737-2755.

Grove, T.L., Kinzler, R.J., Bryan, W.B., 1992. Fractionation of midocean ridge basalt (MORB).

Hacker, B.R., Abers, G.A., and Peacock, S.M., 2003. Subduction Factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents. Journal of Geophysical Research, v. 108, 10.1029/2001JB001127.

Helmstaedt, H. and D. J. Schulze, Eclogite-facies ultramafic xenoliths from Colorado Plateau diatreme breccias: Comparison with eclogites in crustal environments, evaluation of the subduction hypothesis, and implications for eclogite xenoliths from diamondiferous kimberlites, in Eclogites and Eclogite-Facies Rocks, edited by D. C. Smith, pp. 387– 450, Elsevier Sci., New York, 1988.

Hrsak, D., Sucik, G., Lazic, L., The thermophysical properties of serpentinite (2008), Metalurgija 47, 29-31

Hubert S., Plank, T., et al., Geochemical fluxes during seafloor alteration of the basaltic upper oceanic crust: DSCP sites 417 and 418. Geophysical Monograph 96

Hyndman, R.D. and Wang, K., 1993. Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure: The Cascadia subduction zone. Journal of Geophysical Research, 98, 2039-2060.

Langmuir, C.H., Klein, E.M., Plank, T., 1992. In: Phipps Morgan, J., Blackman, D.K., Sinton, J.M. (Eds.), Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges. AGU Geophys Monogr., vol. 71,

Liou, J. G., B. R. Hacker, and R. Y. Zhang, Ultrahigh-pressure (UHP) metamorphism in the forbidden zone, Science, 287, 1215– 1216, 2000.

Lonsdale, P. (1991), Structural pattern of the Pacific floor offshore peninsular California, in *The Gulf and the Peninsular Province of the Californias*, edited by J. P. Dauphin and B. R. T. Simoneit, AAPG Mem., 47, 87–125.

Mammerickx, J., The morphology of propagating ridges: New evidence, *J. Geophys. Res.*, 89, 1817–1828, 1984

Martiny, B., Martínez-Serrano, R., Morán-Zenteno, D. J., Macías-Romo, C., Ayuso, R., 2000, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks in western Oaxaca, southern Mexico: *Tectonophysics*, 318, 71–98.

Moore, D., Rymer, M., Talc-bearing serpentinite and the creeping section of the San Andreas fault (2007), *Nature* vol. 448/16

Moore, J.C., Watkins, J.S., Shipley, T.H., McMillen, K.J., Bachman, S.B., and Lundberg, N., 1982. Geology and tectonic evolution of a juvenile accretionary terrane along a truncated convergent margin: Synthesis of results from Leg 66 of the Deep Sea Drilling Project, southern México. *Geological Society American Bulletin*, 93, 847–861.

Morán Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., En A.F. Nieto-Samaniego and S.A. Alaniz-Álvarez (eds), *La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación* Temas Selectos de la Geología Mexicana, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen conmemorativo del primer Centenario, *Temas Selectos de la Geología Mexicana*, 57, 3, pp 227–285.

Morán-Zenteno, D., Tolson, G., Martínez-Serrano, R., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt (1999). *Journal of South American Earth Sciences* 12, 513–535

Morán-Zenteno, D., Tolson, G., Martínez-Serrano, R., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G. Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur (1999). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* v.LIII, (2000) 27–58

Morel, J.M., Hekinian, R., 1980. Compositional variations of volcanics along segments of recent spreading ridges. *Contrib. Mineral. Petrol.* 72, 425–436.

N. H. Sleep, A. Meibom, Th. Fridriksson, R. G. Coleman, and D. K. Bird (2004); H₂-rich fluids from serpentinitization: Geochemical and biotic implications. *PNAS* Vol.101, No.135 Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 60–61.

Natland, J.H., 1980. Effect of axial magma chambers on spreading centers on the composition of basaltic rocks. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 54, pp. 833–852.

Normand, C., Williams-Jones, A., Martin, R., and Vali, H., Hydrothermal alteration of olivine in a flow-through autoclave: Nucleation and growth of serpentine phases
O’Hanley, D.S. and Wicks, F.J. (1995) Conditions of formation of lizardite, chrysotile and antigorite, Cassiar, British Columbia. *Canadian Mineralogist*, 33, 753–773.

- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Dávalos-Elizondo, M.G. 2008 On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 25 (2), pp. 346-364
- Pantoja-Alor, J., 1970. Rocas sedimentarias paleozoicas de la region centro-septentrional de Oaxaca. In: Segura, L.R., Rodríguez Torres (Eds.), *Libro-Guía de la Excursión México-Oaxaca*. Sociedad Geológica Mexicana, pp. 67±84.
- Pantoja-Alor, J., 1986, Siete edades geocronométricas cenozoicas de la cuenca media del Río Balsas, en *Primer Simposio Geología Regional de México, Resúmenes: México, D.F., Universidad*
- Pardo, M., Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, 100(B7), 2357-12373
- Patiño Douce, A.E., Beard, J.S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology* 36, 707–738.
- Peacock, S.M., Wang, K., Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from Southwest and Northeast Japan. *SCIENCE VOL 286, 29/10/99*
- Pearson, D.G., 1999. The age of continental roots. *Lithos* 48, 171– 194.
- Pitcher, W. S., 1993, *The nature and origin of granite: London, Blackie Academic & Professional, 321 p.*
- Poli, S., Schmidt, M.W. 2002 Petrology of subducted slabs, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 30, pp. 207-235
pp. 183–280.
- Russell, M. J. (1992), Plate tectonics and hydrothermal ore deposits, in *Understanding the Earth. A New Synthesis*, edited by G. C. Brown, C. J. Hawkesworth, and R. C. L. Wilson, Cambridge Univ. Press, New York.
- S. K. SINGH, L. PONCE and S. P. NISHENKO, 1985, The great Jalisco, Mexico, earthquakes of 1932: Subduction of the Rivera plat. *Bulletin of the Seismological Society of America*; October 1985; v. 75; no. 5; p. 1301-1313
- Salinas-Prieto, J. C., Monod, O., Faure, M., 2000, Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero terrane (SW Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 389-402.
- Schlaepfer, C.J., 1970. Geología terciaria del área de Yanhuitlán- Nochixtlán, Oaxaca. In: Segura, L.R., Rodríguez-Torres, R. (Eds.), *Libro-Guía de la Excursión México-Oaxaca*. Sociedad Geológica Mexicana, pp. 85±96.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C. 1993 Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico serpentine phases* (2002), *American Mineralogist*, Volume 87, pages 1699–1709,

- Silva-Romo, G., 2008, Guayape-Papalutla fault system: A continuous Cretaceous structure from southern Mexico to the Chortís block? Tectonic implications: *Geology*, 36(1), 75-78, doi: 10.1130/G24032A.1.
- Sinton, J.M., Detrick, R.S., 1992. Mid-ocean ridge magma chambers. *J. Geophys. Res.* 97, 197–216.
- Sleep, N.H., Barth, G.A. 1997, The nature of oceanic lower crust and shallow mantle emplaced at low spreading rates, *Tectonophysics* 279 (1-4), pp. 181-191
- Snow, J.E., Dick, H.J.B., 1995, Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (20), pp. 4219-4235
- Staudigel, H., Plank, T., White, B., Ulrich, S. Geochemical fluxes during seafloor alteration of the basaltic upper oceanic crust: DSDP Sites 417 and 418. *Geophysical Monograph* 1996.
- Stolper, E., 1980. A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: preliminary results and implications for petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 74, 13–27.
- Tse, S.T. and Rice, J.R., 1986. Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *Journal of Geophysical Research*, 91, 9452-9472.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J.H. 1996 Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in Central Mexico *International Geology Review*38 (2), pp. 176-194
- Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J.H., Bandy, W.L., Mortera-Gutiérrez, C.A. 1999 Crustal structure of the Colima rift, western Mexico: Gravity models revisited *Geofísica Internacional*38 (4), pp. 205-216
- Wallace, P.J., Carmichael, I.S.E. 1999 Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: Implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135 (4), pp. 291-314
- Wang, C. Y., 1980. Sediment subduction and frictional sliding in a subduction zone. *Geology*, 8, 530– 533.
- Wang, K., and Davis, E.E., 1992. Thermal effect of marine sedimentation in hydrothermally active areas. *Geophysical Journal International*, 110, 70-78.

