



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA

**CARACTERIZACIÓN DE LA GEOMETRÍA DE LA ZONA
BENIOFF CON UNA RED DENSA DE BANDA ANCHA
EN EL ISTMO DE TEHUANTEPEC**

T E S I S

**PARA OBTENER EL GRADO DE:
INGENIERO GEOFÍSICO**

P R E S E N T A

OSCAR ALBERTO CASTRO ARTOLA

D I R E C T O R

DR. ARTURO IGLESIAS MENDOZA

Junio
de 2010

ÍNDICE.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN, 4

CAPÍTULO 2: ANTECEDENTES, 8

2.1. Istmo de Tehuantepec, 9

2.2. Experimento VEOX, 9

2.2. Marco tectónico, 10

2.3. Antecedentes matemáticos, 12

2.3.1. Problema inverso, 12

2.3.2. Dominio del tiempo y la frecuencia, 13

2.3.3. Filtros, 15

CAPÍTULO 3: ASPECTOS TEÓRICOS DE SISMOLOGÍA, 16

3.1. Localización de un sismo, 16

3.1.1. Usando una sola estación, 16

3.1.1.1. Limitaciones, 18

3.1.2. Método gráfico o de círculos, 18

3.1.2.1. Limitaciones, 19

3.1.3. Localización usando tiempos de arribo, 19

3.1.4. Localización usando *hypoDD*, 21

3.2. Sismotectónica, 24

3.2.1. Placas tectónicas, 24

3.2.2. Zonas de subducción, 26

3.2.2.1. Zona de Wadatti-Benioff, 28

3.3 Ondas de cuerpo, 30

3.3.1. Ecuación de onda, 30

3.3.2. Ondas P, 31

3.3.3. Ondas S, 32

3.4. Mecanismos focales, 33

CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA, 37

CAPÍTULO 5. RESULTADOS, 42

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES, 51

BIBLIOGRAFÍA, 52

ANEXOS, 54

Capítulo 1: Introducción.

El conocimiento de la geometría y el comportamiento dinámico de las zonas de subducción juega un gran papel no sólo en el desarrollo de las geociencias sino en el entendimiento de la evolución de nuestro planeta. Es importante entender que vivimos en un país cuya actividad sísmica no descansa y que existe el riesgo de que ocurran eventos de magnitud considerable provocando daños cuyas consecuencias pueden ser fatales. De igual forma, se deben tener en cuenta los riesgos sísmicos para la elaboración de proyectos a gran escala como puentes, presas, plantas de tratamiento, plantas eléctricas, transporte de fluidos, etc. Es por esto que se unifican esfuerzos para lograr determinar la geometría, el lugar exacto y el comportamiento dinámico de las placas que resultan involucradas en este fenómeno.

En México existen dos zonas de subducción que dan lugar a más del 70% de la actividad sísmica del país. Éstas se localizan en las costas del Pacífico, desde Nayarit hasta Tapachula, Chiapas; la primera zona está comprendida por la placa de Rivera, la cual subduce a la placa de Norteamérica hacia el Norte de Jalisco y Nayarit; y la segunda zona comprende desde el Sur de Jalisco hasta Centroamérica involucrando a la placa de Cocos que subduce a Norteamérica. El comportamiento de estos márgenes de convergencia es variable a lo largo de toda la Trincheras Mesoamericana (TMA), mostrando características poco comunes. En la parte norte del margen convergente, donde la placa de Rivera subduce a Norteamérica, el ángulo de inclinación de la placa a profundidades mayores a 40 km es de aproximadamente 50° (Pardo y Suárez, 1993). Continuando lateralmente sobre la TMA, la inclinación de la placa de Cocos se torna casi nula en la parte central y hasta la zona central de Oaxaca, donde empieza un cambio en la inclinación conforme se avanza lateralmente hacia el sureste, para volver a alcanzar una inclinación mayor.

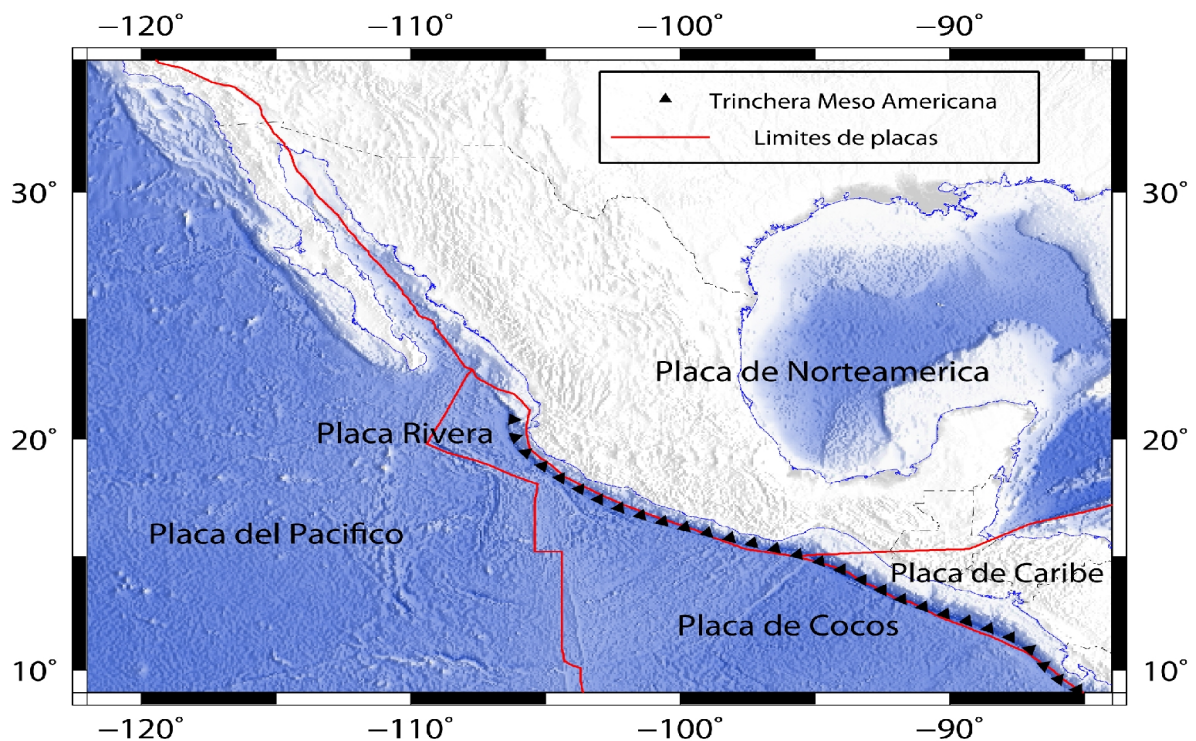


Fig. 1.1. Mapa de México donde se muestra la Trincheras Meso Americana (TMA) y los límites de las placas tectónicas de la región.

Asociados a estas zonas de subducción existen algunos fenómenos que son importantes conocer para entender el comportamiento general de estas zonas: 1) la actividad volcánica y 2) la actividad sísmica. Se tiene conocimiento de que en algunas zonas de subducción, existe una actividad volcánica importante que es paralela a la trinchera; ésta se debe al calor desprendido de la fricción entre las dos placas. Así mismo, las zonas de subducción tienen la mayor actividad en sismos de magnitud considerable ($M_w > 7$). Estas dos razones son de suma importancia para las actividades económica, social y política de cualquier localidad ya que un mayor conocimiento de estos dos fenómenos llevará a un mejor planteamiento de las zonas urbanas de ésta región, es por eso que su estudio y comprensión consiste una tarea primordial no solo para la comunidad científica sino también para las entidades gubernamentales encargadas de desarrollar planes y leyes que ayuden a un mejor desarrollo de la comunidad afectada por estas zonas.

Existen diversos factores que afectan el comportamiento dinámico de una zona de subducción, como son el factor de acoplamiento, es decir la cantidad de área sobre la cuál tienen contacto las dos placas en cuestión, un mayor acoplamiento se da cuando el área de contacto entre las dos es mayor; la zona de Benioff, que es la delegada de descargar la máxima energía sísmica; es decir, es en esta zona donde se produce la mayor cantidad de sismos de magnitud considerable. De igual forma, otro factor importante es la tasa de convergencia que existe entre las placas; es decir, el movimiento relativo que existe entre una placa y otra. Por último es también relevante la edad de la placa en el punto de subducción. Una placa de mayor edad tendrá mayor densidad, lo que desembocará en que sufra una mayor contorsión al entrar en contacto con la otra placa, así mismo, una mayor densidad da como resultado que la gravedad produzca un mayor efecto en esta placa logrando así que su profundidad de penetración sea mayor que en la de una placa de menor densidad, de igual manera provocará que el ángulo con respecto a la horizontal sea mayor.

La geometría de la zona de Benioff en México varía en inclinación y profundidad a lo largo de la TMA, de igual forma la dirección de movimiento relativo de las placas varía de dirección. Así mismo, el cinturón volcánico que atraviesa la República Mexicana desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México, se cree puede ser producto del choque entre la placa de Cocos y de la Norteamérica en la TMA. Esto es, que la zona de subducción puede ser la causante de este arco (FVTM, Faja Volcánica Trans Mexicana), sin embargo existe mucha polémica acerca del origen de este cinturón, por ejemplo no se comprende de manera contundente aún por qué este arco volcánico no es paralelo a la TMA como en la mayoría de las zonas de subducción en el mundo. En este proyecto de tesis no se discutirá a gran detalle la relación que tiene la zona de subducción con la FVTM, pero servirá como escalón para una mayor indagación en el tema.

Un arreglo lineal de estaciones sismológicas de banda ancha, como la línea VEOX (Veracruz-Oaxaca, Fig. 1.2), tiene la bondad de poder registrar con un ancho de banda lo suficientemente amplio como para lograr identificar sismos de magnitudes importantes ($M_w > 7$) a distancias lejanas e intermedias, así como sismos de magnitudes pequeñas a distancias cortas. La geometría diseñada para este experimento busca enfatizar los contrastes a lo largo de la línea. En este caso, la estructura a delimitar es la zona de Benioff de la placa de Cocos subducida debajo de la de Norteamérica, dando como resultado imágenes que muestran la dirección de máxima inclinación de la placa, dirección aproximada de movimiento relativo entre placas y una caracterización de la geometría de la misma.

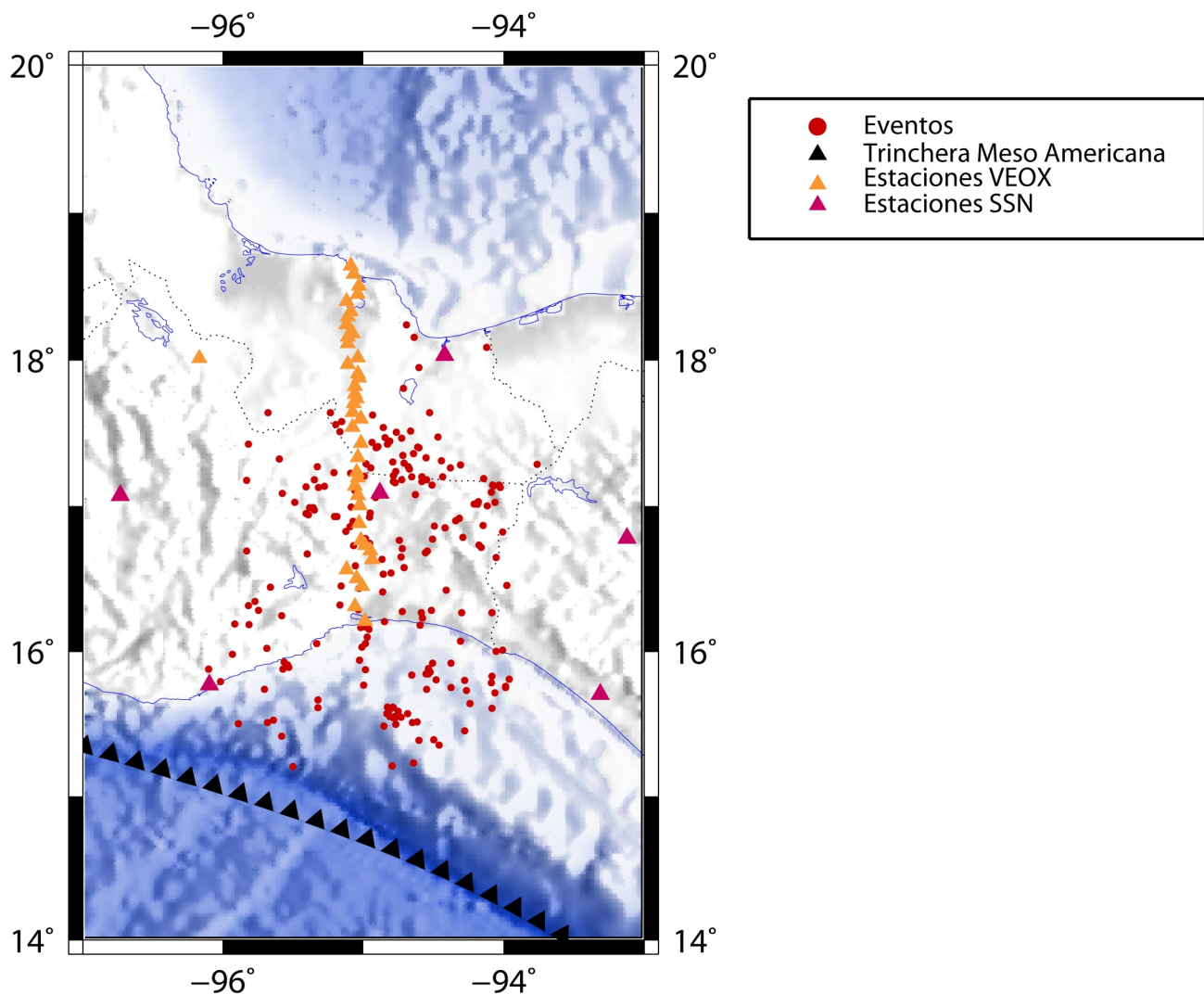


Fig. 1.2. Mapa de las estaciones del experimento VEOX, así como de algunas estaciones del SSN. Los círculos de color naranja representan los 213 eventos usados en este trabajo.

Una representación numérica del comportamiento de la fuente de un sismo es dada por los tensores de momentos sísmicos (TMS). Estas representaciones numéricas contienen información acerca de la magnitud y la dirección de los esfuerzos involucrados sobre un plano de falla. A través del tensor de momentos sísmicos es posible construir representaciones gráficas (mecanismos focales) que son muy útiles para comprender la distribución espacial del plano de falla, así como el movimiento relativo que causó determinado sismo. Si se tiene información de diferentes TMS de una región es posible discurrir la distribución de esfuerzos en una región determinada y con esto saber los posibles movimientos esperados para una zona.

Al conocerse los patrones generales de las zonas de subducción a lo largo y ancho del planeta, es posible hacer un análisis cuantitativo y más particular de una zona. De acuerdo a los atributos esperados y a los resultados obtenidos, se permite indagar en posibles teorías que dieron origen a esa zona, así como de diferentes escenarios que pudieran acaecer en esta región.

Es objetivo de esta tesis, esbozar una teoría que pueda desembrollar, en la medida de lo posible, algunas de las huellas principales de la zona de subducción de la placa de Cocos con Norteamérica en la zona del Istmo de Tehuantepec, cuyo marco tectónico se describe en el Capítulo 2. Con este objetivo

en mente, se analizaron 213 eventos sísmicos situados dentro de un perímetro acotado. Se localizaron y se relocalizaron empleando un programa que hace uso de las dobles diferencias en tiempo calculadas a partir de las características en la trayectoria de cada evento, como se describe en el Capítulo 3. Así mismo, se calcularon los tensores de momento sísmico para todo aquel evento de magnitud $M_{\text{coda}} > 4.5$ utilizando polaridades de los primeros arribos, también descrito en el Capítulo 3; así como un catálogo de funciones de Green previamente obtenido para realizar la inversión del TMS.

En los últimos tres capítulos se discuten y comparan los resultados obtenidos en este trabajo con los obtenidos en trabajos anteriores, y se hacen recomendaciones para futuros trabajos.

Capítulo 2. Antecedentes.

En este capítulo se introduce al lector algunos antecedentes necesarios para una mayor comprensión de esta tesis, de igual manera se plantea el experimento VEOX así como el marco tectónico regional, con los cuales se tendrá una mayor idea de la zona de estudio así como de algunos trabajos previos. Así mismo, se presentan algunos antecedentes matemáticos con el fin de familiarizar al lector con algunos terminos.

2.1. Istmo de Tehuantepec.

El Istmo de Tehuantepec se sitúa en el sureste mexicano y comprende parte de los estados de Veracruz, Oaxaca, Tabasco y Chiapas. Está limitado por los meridianos 96° a 94° oeste. Es la zona de la República Mexicana en que el golfo de México y el océano Pacífico están a menor distancia, que en su punto más cercano es de aproximadamente 200 km. En esta zona se encuentran varias localidades de importancia económica, política y social tanto para el país, como para sus respectivos estados: Coatzacoalcos, Minatitlán, Acayucan, Juchitán de Zaragoza, Matías Romero, Salina Cruz y Santo Domingo Tehuantepec, Oax., por mencionar los más importantes.

El Istmo de Tehuantepec se encuentra afectado por tres placas tectónicas (Cocos, Caribe y Norteamérica, Fig. 2.1) que dan origen a casi la totalidad de los sismos que tienen lugar en esta zona. Es debido al movimiento de estas placas que se pueden explicar muchas de las características geológicas de la región, aunque aún sigue existiendo polémica en la naturaleza de varias de ellas. Es misión de esta tesis contribuir a revelar características aproximadas de la zona de subducción del Istmo de Tehuantepec, más específicamente, la zona de Benioff.

Esta zona del país es de suma importancia debido a su geometría, ya que pertenece a la zona ístmica del centro del continente. El interés político, económico y social por esta parte del país se debe a que es por esta zona por la cual tienen que pasar todos los productos vía terrestre que vengan de Centroamérica hacia el norte, así mismo el control y una buena planeación en esta zona es de trascendencia vital. Por estas razones es importante tener el conocimiento lo más detallado posible acerca de todos los fenómenos que suceden en ella. Dentro de los fenómenos naturales que tienen lugar se encuentra el movimiento de subducción que la placa de Cocos tiene debajo de la placa de Norteamérica.

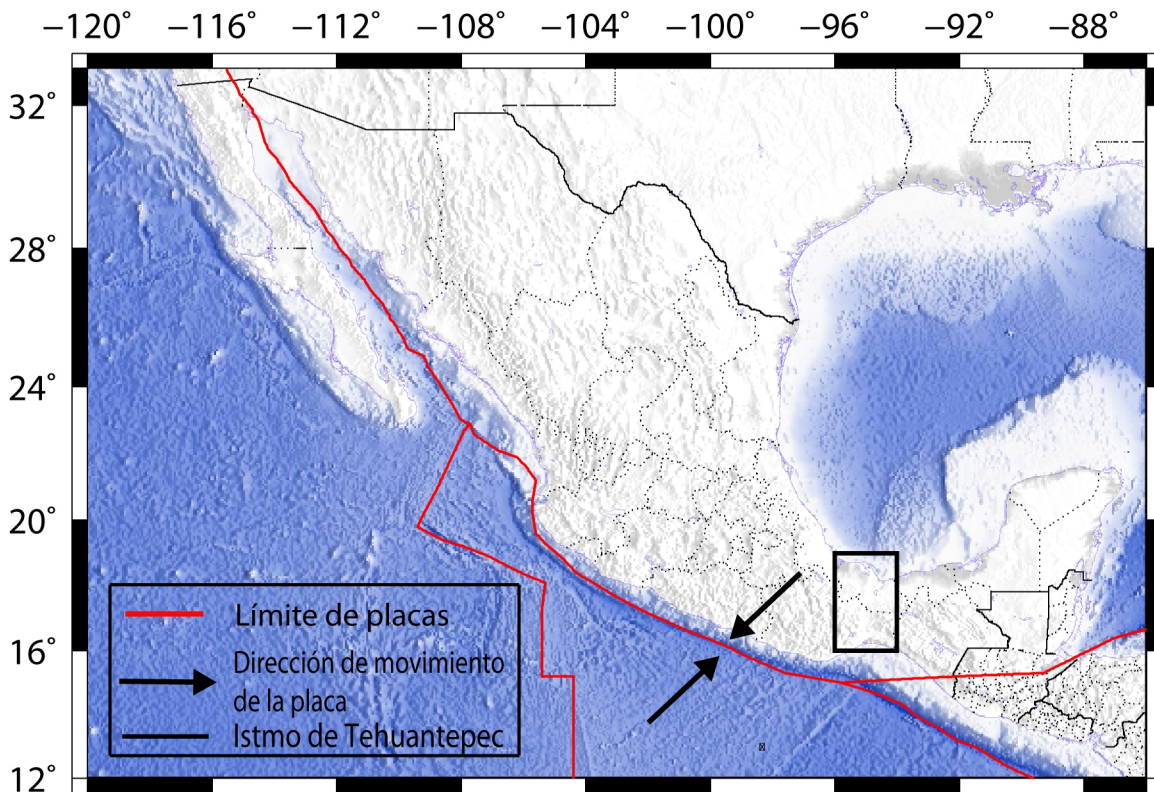


Fig. 2.1. Mapa de la zona de estudio, las flechas marcan la dirección aproximada de movimiento de las placas.

2.2. Experimento VEOX

El experimento VEOX (Veracruz-Oaxaca) continúa la línea de investigación que por su parte comenzó el experimento MASE (*Meso America Subduction Experiment*, por sus siglas en inglés). En el experimento VEOX se intenta dar luz a los procesos de subducción en la zona del Istmo de Tehuantepec mediante el uso de diversas técnicas como son las funciones receptor [Pérez-Campos (2009), Melgar (2009)]. Este experimento es un arreglo lineal de 47 estaciones sismológicas de banda ancha colocadas con una orientación preferencial N-S (Ver Fig. 2.2). El perfil atraviesa el Istmo de Tehuantepec en su parte más delgada, desde San Mateo del Mar, Oaxaca, hasta el estado vecino de Veracruz en la localidad de Monte Pío. El perfil está diseñado para delimitar la geometría de la zona de subducción de la parte sur de México, en donde la placa de Cocos subduce debajo de la de Norteamérica. Debido a la geometría de este arreglo (línea aproximadamente recta con rumbo N-S) la variación de la geometría de la placa subducida puede ser revelada con mayor precisión.

Con el fin de monitorear la actividad sísmica de una zona o región con precisión es necesario el uso de redes sismológicas locales o regionales. Esto se debe a que una mayor cantidad de observaciones hace que los resultados tengan una mayor solidez científica. Para el caso de la localización de un sismo, es muy aconsejable tener la mejor cobertura azimutal posible, es decir, intentar rodear al sismo con la mayor cantidad de estaciones, cubriendo, de preferencia, los cuatro cuadrantes que se forman, si el sismo es situado en el centro de una circunferencia y midiendo el azimut a partir del Norte.

Así mismo, para el cálculo de mecanismos focales usando polaridades de primeros arribos es importante tener una buena cobertura azimutal, ya que de ello depende la incertidumbre de la solución. Con efecto de tener más información de la sismicidad asociada a ciertas regiones de interés, se instalan

redes sismológicas. La geometría de estas redes o arreglos dependerá del objetivo a alcanzar.

Existen diferentes tipos de redes utilizadas en sismología, éstas pueden ser globales, por ejemplo para determinar la estructura de la Tierra o para la vigilancia de explosiones nucleares. De igual forma, existen redes cuya finalidad es caracterizar o vigilar la actividad sísmica de una región. Los arreglos son, por lo regular, locales y están enfocados a caracterizar áreas mucho más pequeñas. De igual forma, el tratamiento de sus datos se realiza de manera distinta, ya que en estos casos los datos son tratados como un sólo conjunto de acuerdo a su geometría y especificaciones. Para el caso de actividad sísmica originada por volcanes, se considera importante contar con una red de estaciones que rodee al volcán con el fin de monitorear el edificio volcánico completo.

La red que VEOX utiliza, es una red lineal, de sensores de banda ancha capaces de cubrir las frecuencias necesarias para esta tesis, las cuales varían entre 0.01 y 5 Hz, que fue pensada para mapear las características geométricas de la placa de Cocos subduciendo a Norteamérica, que a su vez está dando seguimiento al experimento MASE, cuya finalidad es la misma pero situada a lo largo de un perfil desde Acapulco, Guerrero hasta Tempoal, Veracruz.

En este proyecto de tesis, con el fin de obtener una mejor cobertura azimutal para la localización del catálogo de eventos, se utilizan 7 estaciones que forman parte de la Red de Banda Ancha del Servicio Sismológico Nacional (SSN). De igual forma, en el cálculo de los TMS se utilizan estaciones del SSN para poder contar con una mayor cobertura azimutal.

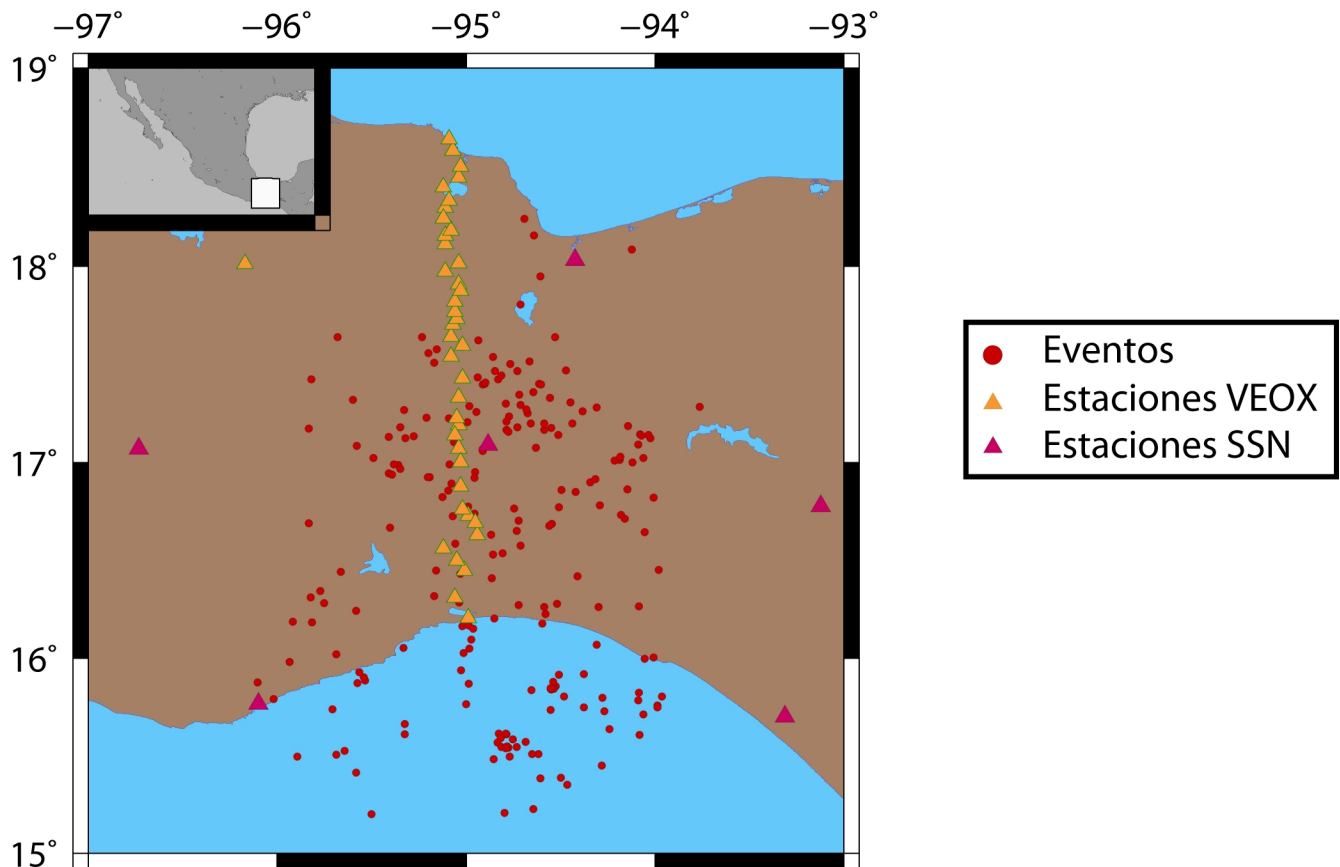


Fig. 2.2. Mapa de las estaciones sismológicas utilizadas y el catalogo de 213 eventos.

2.3 Marco Tectónico.

El Istmo de Tehuantepec es una región geográfica que forma parte de ocho provincias geológicas, en donde interactúan los límites de tres placas tectónicas. En la parte sureste se tiene el límite transformante entre las placas del Caribe y Norteamérica, las cuáles se caracterizan por tener sistemas de fallas laterales izquierdas con orientación preferencial NE-SW. A este límite se pueden asociar el sistema de fallas Motagua-Polochic, el cual es un sistema de dos fallas laterales asociadas al límite transformante de las placas Norteamérica y Caribe (Molnar y Sykes, 1969), el problema de estas es que no continúan hasta el contacto con la placa de Cocos, lo cual marcaría claramente el límite de las tres placas. Algunos autores sugieren que tal contacto existe y que estas fallas se extienden hasta la placa de Cocos (Machorro y Mickus, 1993), de igual forma, existen algunas características que indicarían que este posible punto triple no existe en esa zona y que más bien es un límite difuso y sin una localización claramente delineada (Guzmán-Speziale et al., 1989). Estos rasgos son asociados a una desviación del sistema de fallas Motagua-Polochic en el cual éstas tienen un salto de falla derecho. Cuando este tipo de saltos de falla es en sentido contrario al desplazamiento de la falla, éste genera un campo de esfuerzos compresivos, que dan explicación al sistema de fallas inversas y al sistema de fallas laterales (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000). Estos rasgos se muestran en la Fig. 2.2

Otro rasgo característico de la zona de estudio es la llamada Dorsal de Tehuantepec (DT), la cual es una zona de fracturas asociadas a la zona de fracturas de Clipperton (ZFC), tiene una longitud aproximada de 625 km. y un ángulo de aproximadamente 45° con la TMA. La dorsal de Tehuantepec es un rasgo muy importante de la placa de Cocos ya que en esta parte la dorsal divide a la placa de Cocos, esta división marca una diferencia importante en la edad de la placa de un lado a otro de la dorsal y en el

régimen tectónico (Klitgord & Mammerickx, 1982). Manea et al. (2005) encontraron una diferencia media de un lado a otro de la DT de ~ 7 Ma.

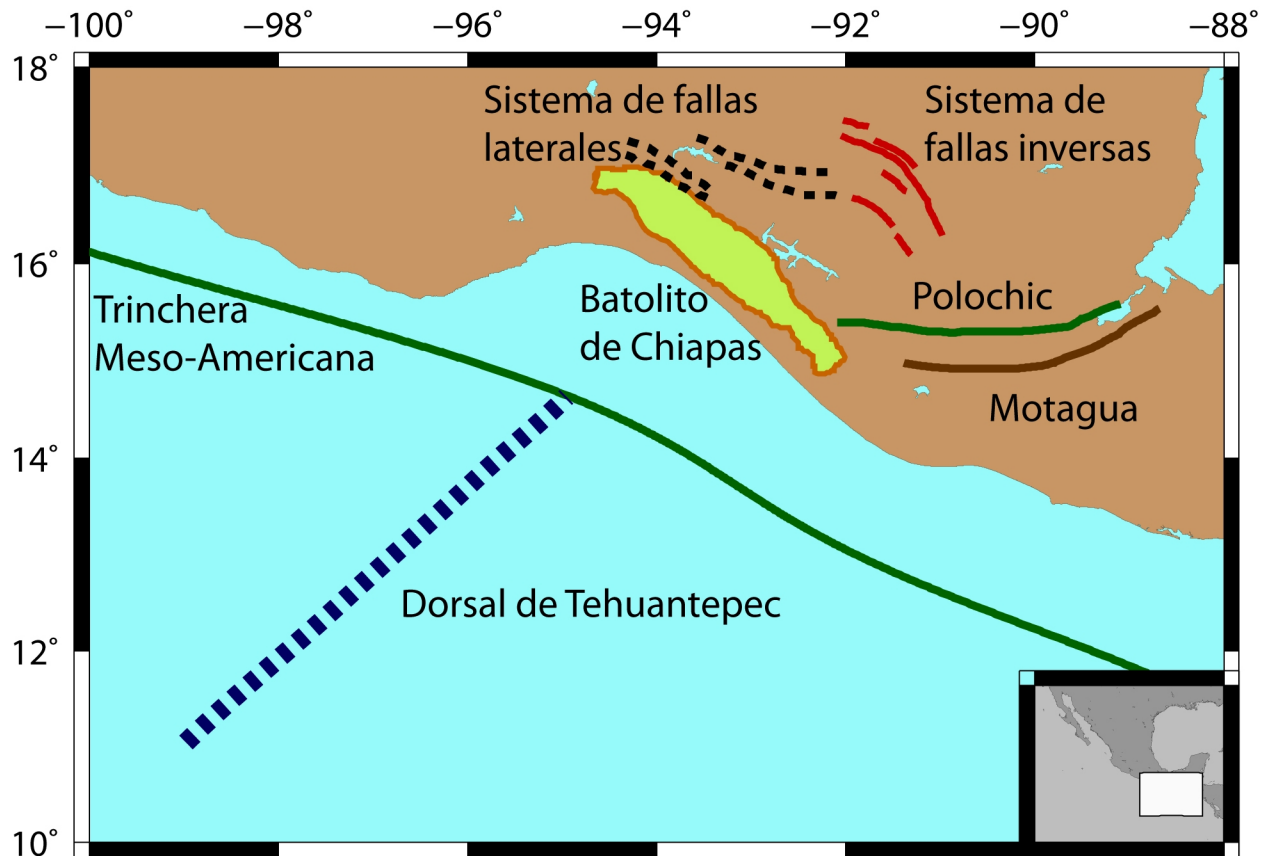


Fig. 2.3. Características estructurales y tectónicas de la zona de estudio.

Truchan et al. (1973) sugieren que la DT es la separación donde en la parte norte Cocos subduce debajo de Norteamérica y en la parte sur empieza la subducción de Cocos debajo de la placa del Caribe. Estas deducciones vienen a partir del estudio y relación de trabajos sísmicos en los que se ha mostrado que la inclinación de la zona de Benioff al Este de la DT aumenta hasta alrededor de 45° y la profundidad máxima de sismicidad es de 270 km., (Ponce et al., 1992 y Bravo et al., 2004). Uno de los parámetros fundamentales que afecta la dinámica de las zonas de subducción es la edad de la placa y su tasa de convergencia. Kanjorski et al. (2003) y Klitgord et al. (1982) encontraron que la edad de la placa de Cocos al sur de la DT es de alrededor de 16 Ma, mientras que un estudio de Manea et al. (2005) concluyó que la placa tiene una edad de 29 ± 4 Ma. Así mismo De Mets et al (1994) señalaron que la tasa de convergencia de la placa de Cocos con respecto de Norteamérica es de 7 cm/año.

Es por estas razones, que la Dorsal de Tehuantepec juega un papel muy importante en el comportamiento del movimiento de subducción en el Istmo de Tehuantepec. Pardo et al. (1995) mencionan que es a partir de este punto donde la DT hace contacto con la TMA; que el cambio en edades a lo largo de la DT desencadena un cambio en la inclinación de la placa de Cocos con respecto de Norteamérica.

2.4. Antecedentes matemáticos.

Para poder entender mejor un fenómeno físico es necesario idealizarlo matemáticamente utilizando

modelos matemáticos que lo representen de manera más simplificada y sencilla. Por esta razón se presentan algunos antecedentes matemáticos que sirven para entender el desarrollo a seguir en esta tesis.

2.4.1. Problema inverso.

La solución del problema inverso, es una herramienta muy utilizada en la geofísica. Gracias a soluciones numéricas que relacionan los parámetros del medio con las observaciones realizadas, es posible determinar algunas propiedades del medio que ayudarán a clasificarlo.

La solución del problema inverso es planteada como lo opuesto al problema directo, en el cuál se cuenta con los parámetros del modelo, se conoce a la variable independiente x y a partir de estos se pueden calcular los valores de la variable dependiente y . Por ejemplo:

$$y = ax + b \quad (2.4.1)$$

Esta ecuación representa una recta, dónde sus parámetros son a y b . Si se conocen los valores de a y b y se quiere saber el valor de y , lo único que hay que hacer es introducir valores en x para determinar y . Ahora, si se conocen los valores de x y y y se quieren conocer los parámetros a y b , es necesario ajustar una recta que sea lo más próxima a los valores de x y y con algún método de ajuste, supóngase que se utiliza el método de mínimos cuadrados, el cual busca el mínimo error entre las observaciones (x y y) y los valores teóricos calculados usando los valores de a y b . En esta recta de ajuste, para cada valor de x se obtendrá un valor teórico de y . Por lo tanto se podrá calcular el error entre los valores teóricos de y con los valores observados de y .

$$\varepsilon_i = y_i^{obs} - y_i^{teorica} = y_i^{obs} - (ax_i + b) \quad (2.4.2)$$

donde ε representa el error en la i -ésima observación. Si se suman el cuadrado de cada uno de los errores, se obtendrá la expresión siguiente:

$$e = \varepsilon_1^2 + \varepsilon_2^2 + \varepsilon_3^2 \dots + \varepsilon_n^2 = \sum_{i=1}^n \varepsilon_n^2 \quad (2.4.3)$$

Por ejemplo, si se cuenta con tres observaciones, entonces $n=3$, por lo que la ecuación (2.4.3) puede expresarse como sigue:

$$e = (y_1 - ax_1 - b)^2 + (y_2 - ax_2 - b)^2 + (y_3 - ax_3 - b)^2. \quad (2.4.4)$$

En la expresión anterior y_1, y_2, y_3, x_1, x_2 y x_3 son observaciones, por lo que las únicas variables no conocidas son a y b ; por lo tanto es necesario encontrar una expresión del mínimo error para encontrar los valores de los parámetros. Con este fin se calculan las derivadas parciales de e con respecto de los parámetros a y b y se igualan a cero, por lo que la expresión adquiere el siguiente carácter:

$$\begin{aligned} \frac{(\partial e)}{(\partial a)} &= -2x_1(y_1 - ax_1 - b) - 2x_2(y_2 - ax_2 - b) - 2x_3(y_3 - ax_3 - b) = 0 \\ \frac{(\partial e)}{(\partial b)} &= -2(y_1 - ax_1 - b) - 2(y_2 - ax_2 - b) - 2(y_3 - ax_3 - b) = 0 \end{aligned} \quad (2.4.5)$$

Si lo anterior se describe en forma matricial, :

$$\begin{bmatrix} x_1 & x_2 & x_3 \\ 1 & 1 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} y_1 - ax_1 - b \\ y_2 - ax_2 - b \\ y_3 - ax_3 - b \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \end{bmatrix}. \quad (2.4.6)$$

De esta forma se tiene una expresión que relaciona las observaciones con los parámetros a buscar. Si a la matriz con los valores de x le llamamos G , u a los valores de y y m a los parámetros, es posible reescribir la ecuación (2.4.6) de la siguiente manera:

$$G^T(u - Gm) = 0, \quad (2.4.7)$$

donde G^t es la matriz transpuesta de G . Para así poder manipular la ecuación (2.4.7) y obtener una nueva expresión de la siguiente forma:

$$m = (G^T G)^{-1} G^T u. \quad (2.4.8)$$

. De esta manera se pueden obtener los valores de los parámetros contenidos en el vector m .

Si bien las expresiones anteriores fueron obtenidas asumiendo 2 parámetros y 3 observaciones la notación matricial mostrada permite hacer una generalización para cualquier número de parámetros y de observaciones siempre y cuando exista “linealidad” entre los parámetros y los datos. El problema de inversión se complica cuando el problema a resolver no es lineal. Para mayor información acerca de los detalles del problema inverso puede consultarse Menke (1989) y Tarantola (1987).

2.4.2. Dominio del tiempo y la frecuencia.

En la ciencia como en otras disciplinas, es de gran utilidad medir algún fenómeno de interés a lo largo de un tiempo determinado. A estas mediciones que están en función del tiempo se les llama *series de tiempo* y se dice que se encuentra en el *dominio del tiempo*.

Por ejemplo, se puede medir a lo largo de un día las variaciones de temperatura y después hacer una gráfica donde aparezca la temperatura en función del tiempo. De igual forma, en sismología, se utilizan series de tiempo, en las cuales se tiene información acerca del movimiento de la tierra en un punto fijo a lo largo del tiempo.

Se ha demostrado que estas series de tiempo pueden ser representadas como una suma de funciones armónicas, es decir, la superposición de todas las funciones armónicas dará como resultado la serie de tiempo original, a esta serie de funciones armónicas se le llama *serie de Fourier* en honor al matemático francés Joseph Fourier quien las descubrió. Así, estas funciones quedan de la siguiente manera:

$$f(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos\left(\frac{2nt\pi}{T}\right) + \sum_{n=1}^{\infty} b_n \text{sen}\left(\frac{2nt\pi}{T}\right) \quad (2.4.2.1)$$

De esta expresión se puede observar que las funciones seno y coseno son funciones periódicas con

periodo T/n . Si ahora tomamos a ω como la frecuencia angular, con lo que $\omega_n = 2n\pi/T$, y queremos expresar a la serie de tiempo como una suma de sus armónicos, es necesario utilizar la transformada de Fourier (TF), la cual queda:

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega. \quad (2.4.2.2)$$

Con esto se obtiene una serie en el dominio de las frecuencias. Esto es útil para determinar cuales son las frecuencias dominantes en un sismograma así como para determinar las posibles frecuencias más perjudiciales para algún tipo de construcción. La transformada de Fourier es usada para encontrar el equivalente de la función del dominio del tiempo en el dominio de la frecuencia. Se puede observar que también la función es compleja, por lo que esta función puede ser escrita de forma exponencial, de tal manera que:

$$F(\omega) = |F(\omega)| e^{i\phi(\omega)}. \quad (2.4.2.3)$$

En donde $|F(\omega)|$ es el llamado espectro de amplitudes y $\phi(\omega)$ es el espectro de fase, los cuáles quedan definidos:

$$|F(\omega)| = \sqrt{\Re^2(F(\omega)) + \Im^2(F(\omega))} \quad (2.4.2.4)$$

$$\phi(\omega) = \tan^{-1} \frac{\Im(F(\omega))}{\Re(F(\omega))},$$

donde $\Re(F(\omega))$ y $\Im(F(\omega))$ son la parte real e imaginaria de $F(\omega)$, respectivamente.

Así, se puede cambiar del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia y viceversa sin afectar la señal, de tal forma que:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt. \quad (2.4.2.5)$$

Estas transformaciones son de gran utilidad cuando se tratan series de tiempo gracias a las propiedades que existen entre estas transformaciones. Por ejemplo, lo que en el dominio del tiempo implica una convolución, en el dominio de la frecuencia representa una multiplicación; de igual manera lo que en el dominio del tiempo es una derivada, en *frecuencias* sólo implicará la multiplicación por $-i\omega$. Son estas propiedades las que dan un carácter de indispensables cuando se trata de manejar series de tiempo.

2.4.3. Filtros

Dada la complejidad en las señales de tiempo en sismología, es útil seleccionar sólo aquellas frecuencias que serán necesarias para un determinado estudio. Por ejemplo, los filtros se usarán si se

quiere acentuar la importancia de las ondas de cuerpo, de las cuales se sabe que su contenido espectral está más concentrado en las altas frecuencias que las ondas superficiales. De la misma forma, todas las señales contienen ruido, así que resulta necesario eliminar este ruido, especialmente si tiene un contenido frecuencial bien determinado.

Los filtros son los dispositivos (analógicos o digitales) encargados de eliminar frecuencias no deseadas en una señal, esto lo hace suprimiendo ciertos valores que salen de un intervalo dado. Existen diferentes tipos de filtros que operan de diferente manera en una señal, en los cuáles pueden existir distorsiones en fase que pueden alterar la misma. Aunque existen diferentes tipos de filtros, en general se pueden separar por el *filtrado* de su espectro de amplitudes como sigue:

- Filtros pasa-bajas :
$$F(\omega) = \begin{cases} 1, \omega < \omega_c \\ 0, \forall \omega \end{cases}$$
- Filtros pasa-bandas:
$$F(\omega) = \begin{cases} 1, \forall \omega \in [\omega_a, \omega_b] \\ 0, \forall \omega \end{cases}$$
- Filtros pasa-altas:
$$F(\omega) = \begin{cases} 1, \omega > \omega_c \\ 0, \forall \omega \end{cases}$$
- Filtros supresores de banda:
$$F(\omega) = \begin{cases} 0, \forall \omega \in [\omega_a, \omega_b] \\ 1, \forall \omega \end{cases}.$$

Donde ω_a , ω_b y ω_c son las frecuencias de corte para cada filtro.

Capítulo 3. Aspectos Teóricos de Sismología:

En este capítulo se intenta introducir al lector en el tema de la sismología con el fin de familiarizarlo con los términos utilizados en esta tesis así como para brindarle una visión más amplia de la misma.

3.1. Ondas de cuerpo.

3.1.1. Ecuación de onda.

Las relaciones matemáticas que acompañan a la física son el lenguaje para entender a fondo el fenómeno físico en cuestión. Desde fenómenos relativamente sencillos hasta la mecánica cuántica necesitan este tipo de relaciones y expresiones para poder ser modelados y que su entendimiento sea lo más completo posible. La sismología no es la excepción y en ella se manejan expresiones matemáticas que modelan características de diverso índole, tal es el caso de la *ecuación de onda* o *ecuación de movimiento*, en la cual se intenta representar con la segunda ley de Newton y otras relaciones, la propagación de una onda desde que sale de la fuente, a lo largo de un medio y cómo se vería registrada en un determinado sitio.

Estas expresiones son la base para, por ejemplo, modelar las posibles aceleraciones esperadas y con esto se pueden tomar las medidas necesarias para evitar una catástrofe, de igual forma, estas modelaciones sirven para poder determinar parámetros del medio. La llamada ecuación de movimiento establece que:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \tau_{ij} + f_i \quad (3.1.1.1)$$

donde $\frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2}$ representa la segunda derivada temporal del campo de desplazamientos u_i , $\partial_j \tau_{ij}$ representa la suma (por convención de notación indicial) de las derivadas espaciales ∂_j del tensor de esfuerzos τ_{ij} y f_i las fuerzas de cuerpo.

Ésta es la ecuación de movimiento, que sirve como base para obtener más relaciones. Así mismo, en esta ecuación se pueden despreciar las fuerzas de cuerpo, que son la gravedad y los efectos de la fuente, por lo tanto la ecuación queda:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \tau_{ij} \quad (3.1.1.2)$$

Es esta ecuación la que particularmente sirve para modelar a la Tierra de manera aproximada tomando a ésta como un sólido, infinito, homogéneo e isótropo. De esta manera, para poder resolver la ecuación es necesario establecer una relación entre esfuerzos y deformaciones, e_{ij} :

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} e_{kk} + 2\mu e_{ij} , \quad (3.1.1.3)$$

donde λ y μ son las constantes de Lamé y el tensor de deformaciones está dado por:

$$e_{ij} = \frac{1}{2} (\partial_i u_j + \partial_j u_i). \quad (3.1.1.4)$$

Sustituyendo las ecuaciones 3.1.1.3 y 3.1.1.4 en 3.1.1.2 y manipulandola matemáticamente, tomando en cuenta que $\ddot{\mathbf{u}} = \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2}$, se tiene, en notación matricial:

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + 2\mu) \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \mu \nabla \times \nabla \times \mathbf{u} \quad (3.1.1.5)$$

Finalmente, se llega a la ecuación de onda sísmica que sirve como modelo, en ella se toman varias implicaciones de carácter físico para facilitar su cálculo.

3.1.2. Ondas P.

Las ondas P u ondas primarias, son aquellas que viajan al frente del tren de ondas, dando como consecuencia que sean las primeras en arribar. Estas ondas tienen un movimiento de las partículas de carácter compresional, es decir, las partículas se mueven hacia adelante y atrás en sentido de la propagación de la onda, lo cual hace que estas ondas también se llamen compresionales.

Las ondas P son ondas acústicas debido a este carácter compresional lo cual da como resultado una variación en el volumen, por lo que matemáticamente hablando, se dice que $\nabla \cdot \mathbf{u} \neq 0$, a su vez son irrotacionales debido a que $\nabla \times \nabla \cdot \mathbf{u} = 0$, por lo que su ecuación de onda queda:

$$\frac{(\partial^2 (\nabla \cdot \mathbf{u}))}{(\partial t^2)} = \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho} \nabla^2 (\nabla \cdot \mathbf{u}) \quad (3.1.2.1)$$

pero tomando en cuenta que, la velocidad de las onda P esta dada por:

$$\alpha = \sqrt{\left(\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right)} \quad (3.1.2.2)$$

entonces la ecuación de movimiento para la onda P, queda:

$$\nabla^2 (\nabla \cdot \mathbf{u}) - \frac{1}{\alpha^2} \frac{(\partial^2 \mathbf{u})}{(\partial t^2)} = 0 \quad (3.1.2.3)$$

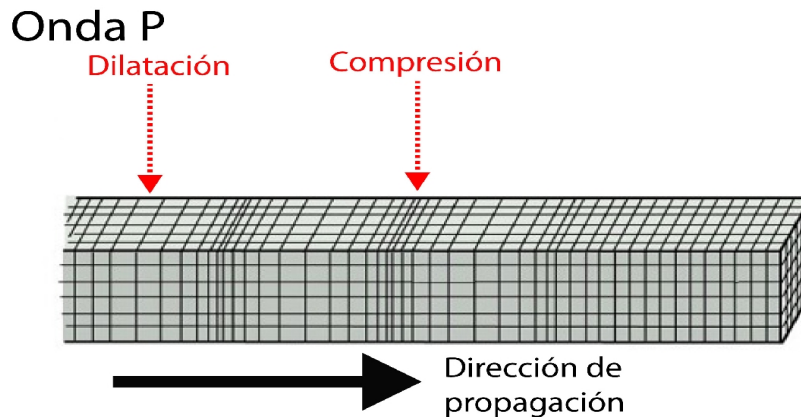


Fig. 3.1. Modelo de propagación de ondas P. Modificada de Bolt, 1976.

3.1.3. Ondas S

Las ondas S, u ondas secundarias como se nombraron en un inicio, son ondas que vienen detrás de las P, viajan más lento y su movimiento es distinto al observado en sus antecesoras. El movimiento de las partículas es tangencial a la dirección de propagación de la onda y no sufren un cambio de volumen ($\nabla \cdot \mathbf{u} = 0$). Si se considera una onda S viajando en la dirección x , entonces el movimiento provocado en las partículas estará contenido en un plano y - z es decir en el plano perpendicular a la dirección de movimiento, por lo tanto las ondas S pueden ser divididas en ondas SV cuando la dirección de movimiento de las partículas es en dirección z y SH cuando la dirección de movimiento de las partículas es en el plano horizontal. De esta manera, se puede obtener la ecuación de movimiento para estas ondas si se aplica el rotacional a la ecuación de movimiento (ecuación 3.1.1.2) y se trata matemáticamente:

$$\frac{(\partial^2(\nabla \times \mathbf{u}))}{(\partial t^2)} = \frac{-\mu}{\rho} \nabla \times \nabla \times (\nabla \times \mathbf{u}), \quad (3.1.3.1)$$

tomando en cuenta que la velocidad de las ondas S es:

$$\beta = \sqrt{\left(\frac{\mu}{\rho}\right)}, \quad (3.1.3.2)$$

por lo tanto, la ecuación de movimiento para la onda S queda:

$$\nabla^2(\nabla \times \mathbf{u}) - \frac{1}{\beta^2} \frac{(\partial^2(\nabla \times \mathbf{u}))}{(\partial t^2)} = 0. \quad (3.1.3.3)$$

De esta manera, se puede concretar una sola ecuación que contenga características para estas dos ondas y que describa de manera más detallada el movimiento de las partículas a través de un medio en particular, esta ecuación general queda como sigue:

$$\ddot{\mathbf{u}} = \alpha^2 \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} - \beta^2 \nabla \times \nabla \times \mathbf{u}. \quad (3.1.3.4)$$

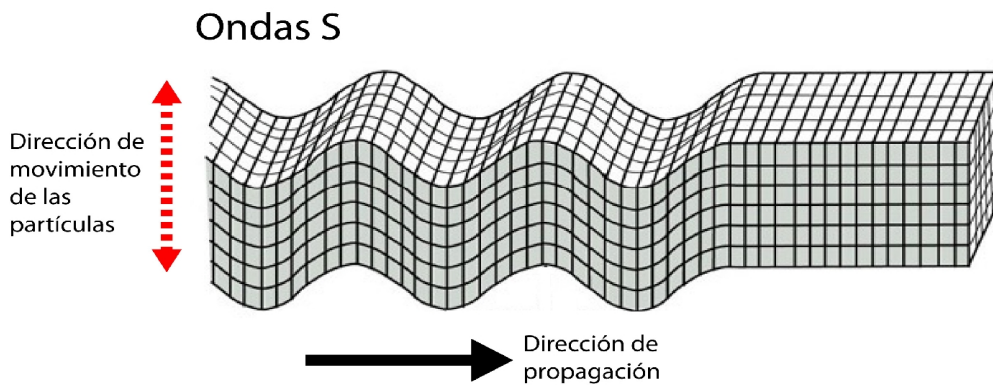


Fig. 3.2. Modelo de propagación de ondas S. Modificada de Bolt, 1976.

3.2. Localización de un evento.

Una de las partes fundamentales en el análisis de un sismo es la ubicación del mismo, por lo que la tarea de determinar los parámetros espaciales de un evento, así como su posición absoluta en el tiempo no tiene desperdicio. Las localizaciones comprendidas en un catálogo de eventos puede delimitar ciertas zonas de interés para el ser humano, éstas pueden ser de carácter local o regional. Por ejemplo, en el caso de la falla de San Andrés, que además de tener una manifestación evidente en superficie, si se hace un mapa con la localización de los sismos, será manifiesta la delimitación de la misma. De igual manera, si se conoce la localización hipocentral de un compendio de sismos de magnitudes mayores a 7.5, a nivel global, será claro el límite de las placas tectónicas.

Por otro lado, si se pretende llevar a cabo un análisis de la fuente sísmica o de la estructura por la cual se propagan las ondas sísmicas, es de primera importancia conocer con la mayor precisión posible su posición.

Existen diversos métodos para la determinación de los llamados parámetros focales (latitud, longitud, profundidad y tiempo de origen). A continuación se citan algunas técnicas para la localización de un sismo. Para mayor información acerca de localización consultar:

<http://earthquake.usgs.gov/learn/topics/?topicID=64>

3.2.1. Usando una sola estación.

Cuando se tiene información de una sola estación sismológica de tres componentes, es posible conocer la posición espacial de un sismo. Ésta será sólo una aproximación vaga del lugar preciso donde sucedió pero la bondad de este método radica en la rapidez para determinar su posición, además de que en caso de tener una red poco densa de estaciones podría no haber más registros disponibles. Para este método es necesaria una estación sismológica de tres componentes las cuales deben ser ortogonales (P. ej. N-S, E-W y vertical). En las dos componentes horizontales, N-S y E-W, se lee la polaridad del primer arribo de la onda P así como su amplitud, y con una sencilla relación trigonométrica es posible determinar la dirección de una línea que, atravesando por cero, contendrá la posición del sismo o epicentro:

$$\varphi' = \tan^{-1} \frac{A_{E-W}}{A_{N-S}}, \quad (3.2.1.1)$$

donde A_{E-W} y A_{N-S} representan las amplitudes de la onda P registradas en las componentes E-W y N-S, respectivamente y φ' el ángulo en grados, a partir del norte geográfico, de la línea que contendrá el epicentro. Con efectos de localización, este procedimiento implica la ambigüedad de que el ángulo obtenido podría representar no el azimut del evento con respecto de la estación, sino el azimut inverso (*back-azimut*) que es el ángulo de la estación con respecto al sismo. Para resolver esta ambigüedad es necesario leer la polaridad del primer arribo de la onda P en la componente vertical, siguiendo la regla:

$$\begin{aligned} \varphi = \varphi' &\Leftrightarrow A_z < 0 \\ \varphi = (\varphi' + 180) &\Leftrightarrow A_z > 0 \end{aligned}, \quad (3.2.1.2)$$

donde φ es el azimut directo (ángulo del evento con respecto a la estación).

Para determinar la distancia a la que se encuentra el evento se tienen que tomar ciertas consideraciones:

$$T_S - T_P = \frac{d}{\beta} - \frac{d}{\alpha}, \quad (3.2.1.3)$$

donde d es la distancia entre el evento y la estación, α y β son las velocidades promedio de propagación de las ondas P y S, respectivamente, mientras que T_S y T_P son los tiempos de arribo de cada una de las ondas. Si además suponemos que se trata de un sólido de Poisson ($\lambda = \mu$):

$$\alpha = \sqrt{3}\beta. \quad (3.2.1.4)$$

Por lo tanto, podemos obtener una ecuación en términos de la velocidad α y de la diferencia en tiempos de la llegada de ambas fases ($T_S - T_P$). Sustituyendo (3.2.1.3) en (3.2.1.4) y despejando d :

$$d = \frac{\alpha}{\sqrt{3}-1}(T_S - T_P). \quad (3.2.1.5)$$

Si se asume una velocidad de propagación de $\alpha = 6$ km/s (que sería razonable para la corteza terrestre superior), entonces la distancia puede ser obtenida por una sencilla fórmula, que es:

$$d \approx 8.2(T_S - T_P). \quad (3.2.1.6)$$

Siguiendo las suposiciones anteriores, el tiempo de origen T_0 puede ser determinado como:

$$T_0 = T_P - \frac{d}{\alpha}. \quad (3.2.1.7)$$

El procedimiento antes descrito está ejemplificado en la figura 1.

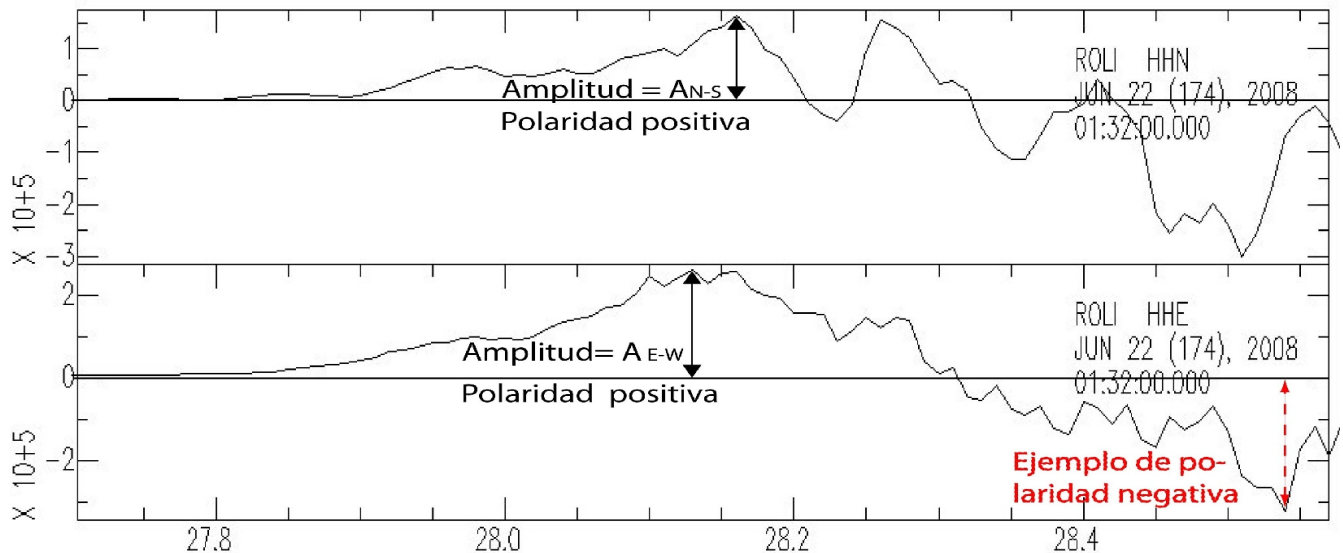


Fig. 3.3. Ejemplo de la determinación del azimuth por medio de polaridades.

3.2.1.1. Limitaciones

Este método asume que la onda P observada como primer arribo ha tenido una trayectoria directa y

lineal desde el sismo hasta la estación de observación. Esta condición solamente se cumple cuando la distancia del evento a la estación es relativamente pequeña. Adicionalmente las suposiciones que se han presentado anteriormente no necesariamente son razonables; como por ejemplo, en el Valle de México donde el medio posee características muy lejanas a las de un sólido de Poisson ($\lambda \neq \mu$) lo que hace completamente inválida la relación: $\alpha = \sqrt{3}\beta$.

Por otro lado, una estimación de la profundidad se puede lograr a través de la determinación del ángulo de incidencia, midiendo las amplitudes relativas entre la componente radial y la componente vertical. A su vez la componente radial puede ser obtenida como una proyección de las componentes horizontales en la dirección del azimut. Sin embargo, esta estimación de profundidad puede acarrear un error importante debido a que existe un acoplamiento de parámetros entre la distancia a la estación y la profundidad, además de que no siempre es posible medir con precisión las amplitudes de los primeros arribos.

3.2.2 Método gráfico o de círculos.

En un sismograma es posible identificar los arribos de algunas fases, esto es de gran importancia porque nos da información del tiempo que tardó una determinada onda o fase en llegar de un punto a otro. En específico, si se conocen los tiempos de arribo de las ondas P y S en por lo menos tres estaciones se podrá conocer la distancia de cada estación a un mismo evento en común siguiendo el método arriba descrito. Trazando un círculo con centro en cada estación y radio igual a la distancia al evento se tendrán tres círculos en donde la intersección de los tres indicará la localización del sismo (Fig. 3.4) que en el caso anterior, la suposición de que $d \approx 8.2(T_s - T_p)$ podría llevar a cometer errores importantes en la determinación del epicentro. De hecho en un caso real es casi imposible que los tres círculos se intersequen en un punto, de tal modo que el área formada por la intersección puede considerarse como una medida de la incertidumbre. Es claro que entre más observaciones se tengan (número total de estaciones), la incertidumbre podría ser mejor evaluada.

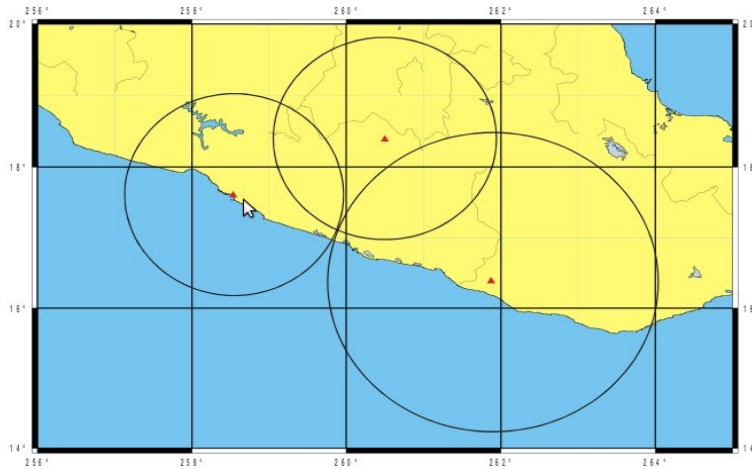


Fig. 3.4. Ejemplo de la localización de un sismo usando el método de círculos. Los triángulos representan la estaciones y el radio de los círculos es la distancia de la estación al sismo. La intersección muestra el epicentro.

3.2.2.1 Limitaciones

Este método requiere que las estaciones estén bien distribuidas acimutalmente con respecto del evento,

ya que en el caso extremo, si ellas son colineales no existe solución.

Las simplificaciones llevadas a cabo para sustentar los métodos anteriores pueden ser demasiado alejadas de la realidad. Es por esta razón que se han desarrollado diversos métodos para afinar la precisión de estos parámetros. El adelanto matemático, tecnológico y computacional ha contribuido en gran manera a la implementación de estos métodos como herramientas indispensables en la localización de sismos a nivel mundial.

A continuación se describen algunos métodos en los cuáles se realiza una inversión del modelo para obtener los parámetros de la localización, que son el tiempo de origen de un evento y las componentes espaciales.

3.2.3. Localización usando tiempos de arribo.

Este método está basado en la minimización de las diferencias en tiempo en el arribo de las fases P y S teóricas y observadas (p. Ej. Shearer, 1999; Lines y Treitel, 1984). Los parámetros hipocentrales y el tiempo de origen (t_0, x, y, z) son resueltos simultáneamente. La primera aproximación para resolver el problema siguiendo esta estrategia, consiste en suponer un espacio homogéneo y de capas paralelas estratificadas horizontalmente. De esta forma, el problema se puede expresar de la siguiente manera:

$$t_i = \frac{\sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + (z - z_i)^2}}{v} + t_0, \quad (3.2.3.1)$$

donde v es la velocidad de propagación de una fase en específico; x_i, y_i y z_i es la localización de la i -ésima estación, t_i es el tiempo de llegada y t_0 es el tiempo de origen del evento. Esta formulación implica un problema no-lineal, por lo que para resolver el problema inverso es necesario linealizarlo. Siguiendo la formulación propuesta por Geiger, 1912, la cual sugiere que la solución de los parámetros es igual a un valor inicial más una pequeña perturbación, se supone un vector $m = (t_0, x, y, z)$ que contiene los parámetros, entonces se tiene:

$$m = m_0 + \Delta m \quad (3.2.3.2)$$

donde m_0 es el vector de valores iniciales de los parámetros y Δm son las perturbaciones. Los tiempos de arribo teóricos son calculados con una expansión en serie de Taylor de primer orden:

$$t_i^p(m) = t_i^p(m_0) + \frac{\partial t_i^p}{\partial m_j} \Delta m_j, \quad (3.2.3.3)$$

donde t_i^p son los tiempos observados, $t_i^p(m)$ son los tiempos calculados (predichos) y $\frac{\partial t_i^p}{\partial m_j}$ son las derivadas parciales de los tiempos teóricos con respecto a los parámetros y Δm_j representa una perturbación del parámetro m_j con respecto del modelo inicial. Si se calculan los residuales o errores (e_i) de los tiempos, se tiene:

$$e_i = t_i - t_i^p(m). \quad (3.2.3.4)$$

Sustituyendo 3.2.3.3 en 3.2.3.4:

$$e_i = t_i - t_i^p(m_0) - \frac{\partial t_i^p}{\partial m_j} \Delta m_j . \quad (3.2.3.5)$$

Lo anterior puede ser expresado en forma matricial como:

$$e = g - Z\delta , \quad (3.2.3.6)$$

en donde el vector e tiene los residuales, g es el vector de discrepancias ($t_i - t_i^p(m_0)$), Z es la matriz de derivadas parciales (matriz jacobiana) y δ es el vector de las perturbaciones o cambios en el modelo ($m = m_0 + \Delta m$). Teniendo este modelo ya linealizado lo que se busca es encontrar los valores de las perturbaciones tal que los residuales tiendan a cero. Utilizando la norma "L2" (mínimos cuadrados), la expresión queda de la siguiente manera:

$$E = (g - Z\delta)(g - Z\delta)^T \quad (3.2.3.7)$$

donde E representa el error total del modelo utilizando la norma L2. Para encontrar el mínimo de la expresión anterior es necesario calcular la derivada de E e igualarla a cero. Este procedimiento fue calculado por Graybill 1969, y lo que obtuvo fue:

$$\frac{\partial}{\partial g} ((g - Z\delta)^T (g - Z\delta)) = ZZ^T \delta - Zg = 0 . \quad (3.2.3.8)$$

Teniendo esta ecuación, se puede despejar δ que es el vector que contiene las perturbaciones necesarias para que el error sea mínimo, esta ecuación queda descrita de la siguiente manera:

$$\delta = (ZZ^T)^{-1} Zg , \quad (3.2.3.9)$$

donde $(ZZ^T)^{-1} Z$ es llamada *inversa generalizada*. Como se puede ver en la expresión anterior, la solución no resuelve el problema para los valores de los parámetros sino para el vector de perturbaciones (g), y a partir de estas perturbaciones pueden ser calculados los valores de los parámetros. Dado que la solución ha sido planteada como una expansión en series (ecuación 3.2.3.3), tomando solamente el primer término, ésta dependerá de los valores iniciales escogidos. Por esta razón, el procedimiento descrito es aplicado de manera iterativa; esto es, usando los valores de los parámetros recién determinados como valores iniciales para calcular el vector de discrepancias y a su vez el vector de perturbaciones. Estas soluciones iterativas convergerán a la solución de mínimo error, y el procedimiento es detenido cuando se alcanza una tolerancia ($E_k - E_{k-1}$) (donde E_k es el error -norma L2- medido en la iteración k -ésima). Existen variaciones de este método para resolverlo de manera más eficiente y evitan problemas en la obtención de la inversa de la matriz ZZ^T (P. ej. ver Lee y Lahr, 1972).

Cabe mencionar que la ecuación 3.2.3.1 es una simplificación demasiado general para resolver la mayor parte de problemas de localización hipocentral, sin embargo puede notarse que la formulación mostrada para la inversión no depende de esta simplificación, por lo que si se tiene una manera más precisa de medir los tiempos de viaje en modelos geológicos más realistas, puede simplemente sustituirse en el cálculo del error (e_i) y seguirse con el mismo proceso de inversión.

El programa “HYPO71” y sus variaciones (P.ej. HYPOINVERSE) son implementaciones de la formulación antes descrita y los tiempos de viaje teóricos (problema directo) son calculados para un modelo estratificado de capas planas siguiendo el método propuesto por Eaton (1969).

3.2.4. Localización usando *hypoDD*.

hypoDD es un programa escrito en fortran para localizar los eventos de un catálogo en una región dada. Se ha usado preferencialmente para mapear fallas o estructuras geológicas de interés. Esto es gracias a su capacidad de agrupar eventos de acuerdo a sus similitudes registradas en los tiempos de arribo de las fases P y S, así como de las correlaciones realizadas entre dos eventos en una misma estación.

Para poder utilizar *hypoDD* es necesario contar con un arreglo de estaciones de tres componentes, esto para poder elegir el tiempo de arribo de las ondas P y S, de igual manera, es necesario que los eventos (ya localizados por otro método) tengan una separación entre ellos menor a la distancia entre los eventos y una estación en particular. Esto es un requerimiento de suma importancia, ya que el programa está basado en el hecho de que la trayectoria de viaje de las ondas de dos eventos, deberá ser casi la misma, siendo la distancia entre los eventos la única gran diferencia.

El programa calcula los tiempos de viaje de cada fase con las localizaciones de entrada y así calcula las diferencias entre los arribos teóricos y los observados para después hacer el mismo procedimiento pero con dos eventos en una misma estación.

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} . \quad (3.2.4.1)$$

Esta ecuación, definida como la *ecuación de dobles diferencias*, calcula los residuales para una fase determinada k y para dos eventos i y j .

Para calcular los tiempos de arribo para un evento i a una estación k se utiliza la teoría de rayo como una integral sobre la trayectoria, la cuál queda de la siguiente manera:

$$T_k^i = \tau^i + \int_i^k u ds , \quad (3.2.4.2)$$

donde τ es el tiempo de origen del evento, u es el campo lentitud y ds es un elemento del trayecto. Como se mencionó arriba, el programa hace uso de la proximidad entre eventos y asume así que el vector de lentitud es válido para dos eventos que están lo suficientemente cerca, por lo tanto, con las dos ecuaciones anteriores, tratadas matemáticamente, se puede reescribir como sigue:

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial m} \Delta m^j = dr_k^{ij} , \quad (3.2.4.3)$$

donde $\Delta m^{ij} = (\Delta dx^{ij}, \Delta dy^{ij}, \Delta dz^{ij}, \Delta d\tau^{ij})$ representa el cambio relativo en los parámetros entre dos eventos y las derivadas parciales de t con respecto de m son las componentes del vector lentitud del rayo que conecta a la fuente con el receptor en la superficie (para mayor información, consultar Aki and Richards, 1980). De esta misma manera, la ecuación anterior puede ser desarrollada de la siguiente forma:

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial x} \Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y} \Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z} \Delta z^i + \Delta \tau^i + \frac{\partial t_k^j}{\partial x} \Delta x^j + \frac{\partial t_k^j}{\partial y} \Delta y^j + \frac{\partial t_k^j}{\partial z} \Delta z^j + \Delta \tau^j = dr_k^{ij} . \quad (3.2.4.4)$$

Las derivadas parciales de los tiempos de viaje t para los eventos i y j con respecto a (x,y,z) y los tiempos de origen τ , respectivamente, son calculados usando las localizaciones iniciales y la localización de las estaciones donde fueron registradas esas fases. $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ y $\Delta \tau$ son los cambios requeridos en los parámetros para ajustar el modelo a una mejor solución.

Si de esta manera juntamos la información de los pares de eventos para todas las estaciones, obtendremos un sistema lineal de ecuaciones de la siguiente forma:

$$WGm = Wd \quad (3.2.4.5)$$

donde G es una matriz de tamaño $M \times 4N$ (siendo M el número de dobles diferencias observadas y N el número total de eventos) que contienen las derivadas parciales, d es el vector que contiene las dobles diferencias, m es un vector de tamaño $4N$ que contiene los cambios en los parámetros hipocentrales $[\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta \tau]^T$ y W es una matriz diagonal para pesar cada ecuación.

La matriz G es muy dispersa ya que cada ecuación liga sólo dos eventos, por lo que sólo 8 de las $4N$ columnas tendrán elementos distintos de cero, este problema conduce a un conflicto en la estabilidad de la solución. Si un evento está mal ligado a todos los demás eventos entonces G esta mal condicionada, para lo cuál es necesario hacer una inspección manual de los eventos para poder elegir los parámetros adecuados y así llegar a un buen ligado entre todos los eventos.

Ya que la matriz G puede crecer de acuerdo con el número de observaciones, se incluyeron dos algoritmos para obtener la solución de la ecuación anterior. Estos algoritmos son mínimos cuadrados (LSQR) y descomposición por valores singulares (SVD). La discriminación entre ambos métodos es la cantidad de observaciones con las que se cuenta, siendo LSQR el utilizado para problemas grandes (más de 1000 eventos, por ejemplo).

Para este trabajo de tesis, se cuenta con 213 eventos, por lo que el carácter de este problema es de dimensiones pequeñas, así, sólo se detallará la solución para descomposición por valores singulares (SVD) la cuál queda de la siguiente manera (para más detalles acerca del método LSQR vea Waldhauser y Ellsworth, 2000):

$$\hat{m} = (VA^{-1}U^T d), \quad (3.2.4.6)$$

donde U y V son dos matrices de vectores singulares ortonormales de la matriz pesada G y A es una matriz diagonal de valores singulares de G . En este caso se usa SVD para examinar el comportamiento de sistemas pequeños, ya que provee información acerca de la resolubilidad de los parámetros hipocentrales y la cantidad de información aportada por los datos.

La estimación del error se realiza con el método de mínimos cuadrados para cada parámetro i de la siguiente manera:

$$e_i^2 = C_{ii} \cdot var, \quad (3.2.4.7)$$

donde C_{ii} es la diagonal de la matriz de covariancia $C_{ii} = V\Delta^{-2}V^T$ y var es la varianza de los residuales pesados calculados a partir de:

$$var(d_i - \bar{d}) = \frac{\left(\sum_{i=1}^M (d_i - \bar{d})^2 - \frac{\left(\sum_{i=1}^M (d_i - \bar{d}) \right)^2}{M} \right)}{(M - (4N))}, \quad (3.2.4.8)$$

donde \bar{d} es la media del vector de residuos y d_i es el residual de la i -ésima observación.

La Fig. 3.5 muestra las localizaciones manuales y las obtenidas por *hypoDD*.

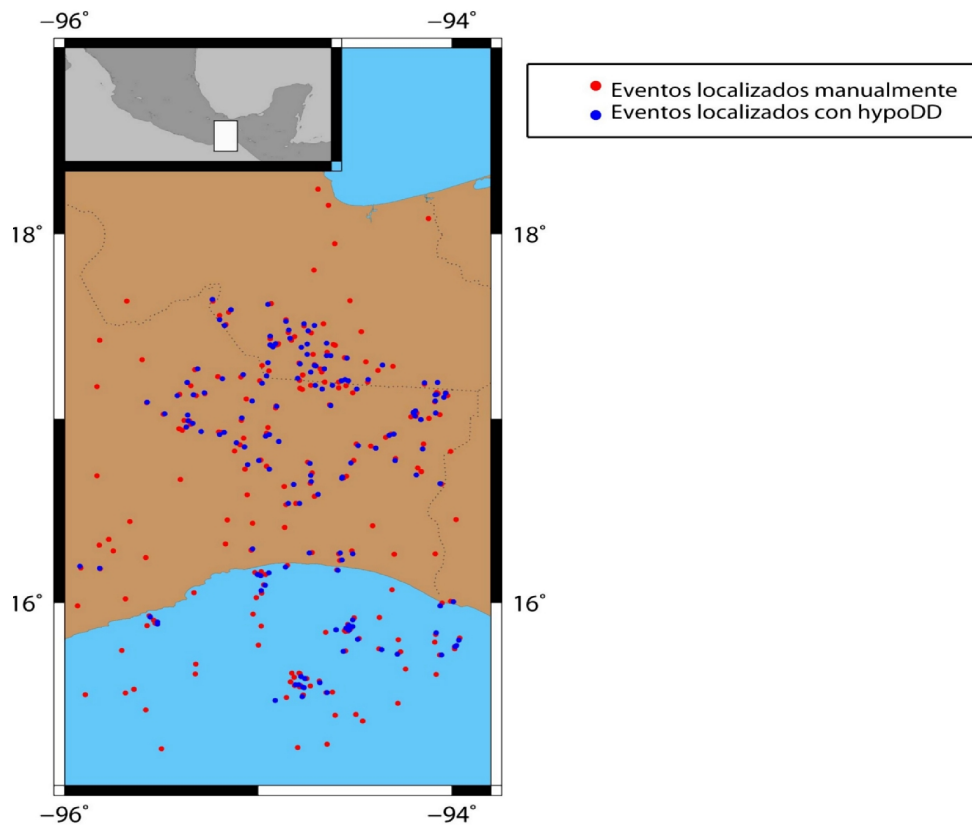


Fig. 3.5. Mapa en el que se muestra la localización de los eventos del catálogo usando dos métodos de localización diferentes.

3.2. Sismotectónica.

3.2.1. Placas tectónicas.

El establecimiento de la teoría de la tectónica de placas ha motivado la implementación de métodos capaces de constatar el movimiento relativo de las placas tectónicas y de su importancia en el mundo actual. Se dice, por ejemplo, que el movimiento de las placas tectónicas ha sido de vital importancia en

la evolución de este planeta.

Desde el punto de vista de composición química, el interior de la Tierra está formado por tres capas de diferente espesor y características específicas. Sin embargo, no todas las condiciones físicas se mantienen estables a lo ancho de estas capas. Notablemente la temperatura, y por lo tanto la estructura cristalina de las rocas, cambia con la profundidad. Atendiendo a estas diferencias la parte más superficial del interior de la Tierra puede dividirse en litosfera (corteza y parte del manto superior) y astenósfera (Fig. 3.6). Algunos autores establecen la división entre las dos capas en la isoterma de los 600° C. En esa zona las rocas cambian su estructura cristalina y las ondas S se propagan con menor velocidad.

La litosfera no es continua y está seccionada en trozos de diferente tamaño que son llamados placas tectónicas. Su espesor varía pero aproximadamente es de apenas el 1/29 del radio de la Tierra. Las placas tectónicas descansan sobre la astenósfera, cuyas características físicas permiten el movimiento relativo entre las placas.

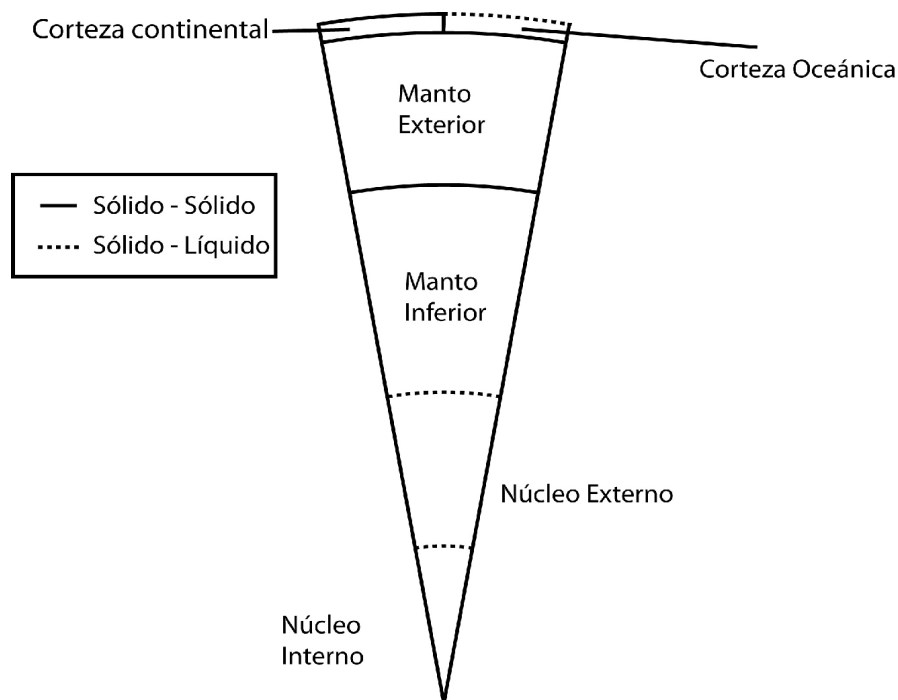


Fig. 3.6. Modelo simplificado del interior de la Tierra.

Se cree que estas placas son las encargadas de llevar a cabo el equilibrio térmico entre las capas más profundas y el exterior de las mismas. En geociencias, se conoce el concepto de gradiente geotérmico al fenómeno que explica el aumento de temperatura con la profundidad. Este aumento de temperatura evidencia que las capas más profundas son más calientes que las exteriores y que debe haber un intercambio de calor en los límites de éstas. Así mismo, se sabe que en el interior de la Tierra, el núcleo y manto, tienen un comportamiento viscoso, es decir, no es un sólido en su totalidad pero tampoco un líquido, por lo tanto, deben existir movimientos causados por el intercambio térmico en las fronteras. Estos movimientos que siguen un proceso convectivo son el motor del movimiento de las placas tectónicas, creando además corteza y haciendo posible el equilibrio térmico.

Existen tres tipos de límites entre placas: **divergente**, **convergente** y **transformante**.

Los **límites divergentes** son aquellos en donde las celdas convectivas que actúan en el manto elevan material magmático hacia la superficie, éste al enfriarse va generando nueva corteza y a su vez va “empujando” a la corteza más antigua, ejemplos de estos límites son la Dorsal del Atlántico Medio y de África. La corteza generada puede ser de tipo continental u oceánica, dependiendo si la corteza se generó fuera o dentro del océano. Estos límites a su vez hacen que las placas se muevan y generen otros tipos de límites entre ellas. Ver Fig. 3.7.

Cuando dos placas chocan se dice que tienen un margen **convergente** el cual puede ser de diferente tipo:

- Corteza continental chocando con corteza continental. Estas colisiones provocan grandes cadenas montañosas, como en el caso de la placa de India chocando contra la placa de Euroasia formando la cadena montañosa de los Himalaya.
- Corteza oceánica chocando con corteza continental. Este límite da pie a zonas de subducción, en las cuales la placa oceánica se desliza por debajo de la placa continental, esto se debe a la diferencia de densidades entre ellas, ya que las cortezas oceánicas son más densas que las cortezas continentales.

El último tipo de límite entre placas es el “**transformante**” en donde la dirección del movimiento relativo entre las dos placas es paralelo a la frontera entre ellas, ejemplos de este son el límite entre las placas del Caribe y de Norteamérica, o el límite entre las placas de Norteamérica y del Pacífico.

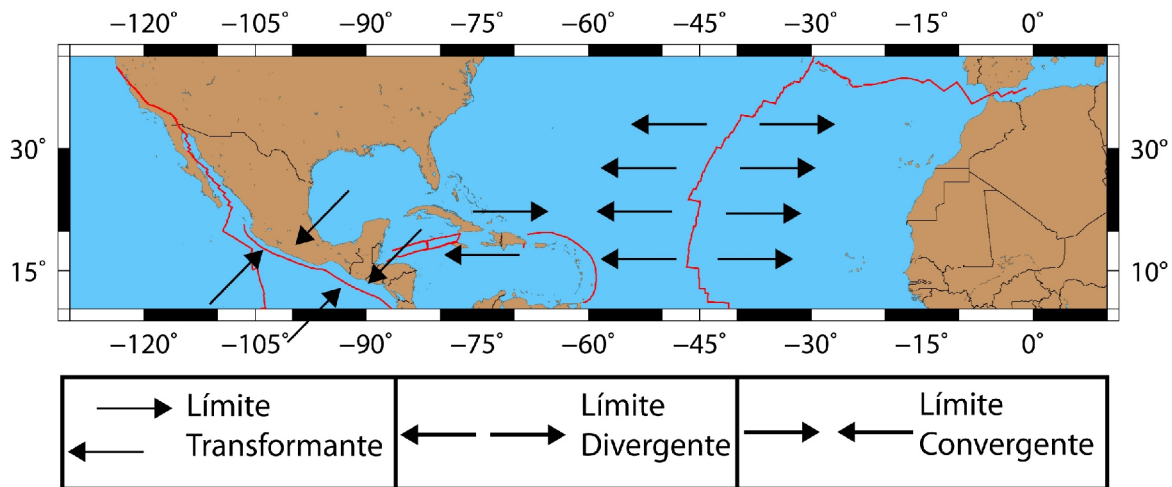


Fig. 3.7. Ejemplos de límites de placas transformantes, divergente y convergente.

Como se mencionó anteriormente, las placas tectónicas son el último eslabón en la serie de capas en la Tierra, éstas se encargan de liberar gran parte del calor de la Tierra hacia la atmósfera logrando así un equilibrio térmico. Este movimiento de las placas es explicado gracias al modelo de celdas convectivas en las que, gracias a conductos que permiten el flujo de material del manto hacia la superficie, hay un cambio más abrupto en las diferencias de calor en las fronteras, esto hace que el material más caliente suba y el material con menor temperatura busque de nuevo la fuente del calor.

3.2.2. Zonas de subducción.

En la Tierra existen diferentes zonas de subducción, la mayoría de ellas han sido estudiadas a detalle con el fin de encontrar patrones que permitan el cabal entendimiento de los procesos cinemáticos y dinámicos en una zona de subducción. Es posible delimitar las zonas de subducción del mundo si tomamos los sismos de magnitud $M_w > 6$ y de profundidad mayor a 100 km, esto se debe a que la placa subducida está rodeada de material más viscoso y menos denso, en el que no es posible el fallamiento, por lo que la localización de los sismos muestra la posición de la placa subducida. Aunque en muchos casos las zonas son parecidas y comparten cualidades morfológicas, hay también las que no comparten casi ninguna característica, por esto una mejor comprensión de cada una ayudará a entender el fenómeno general.

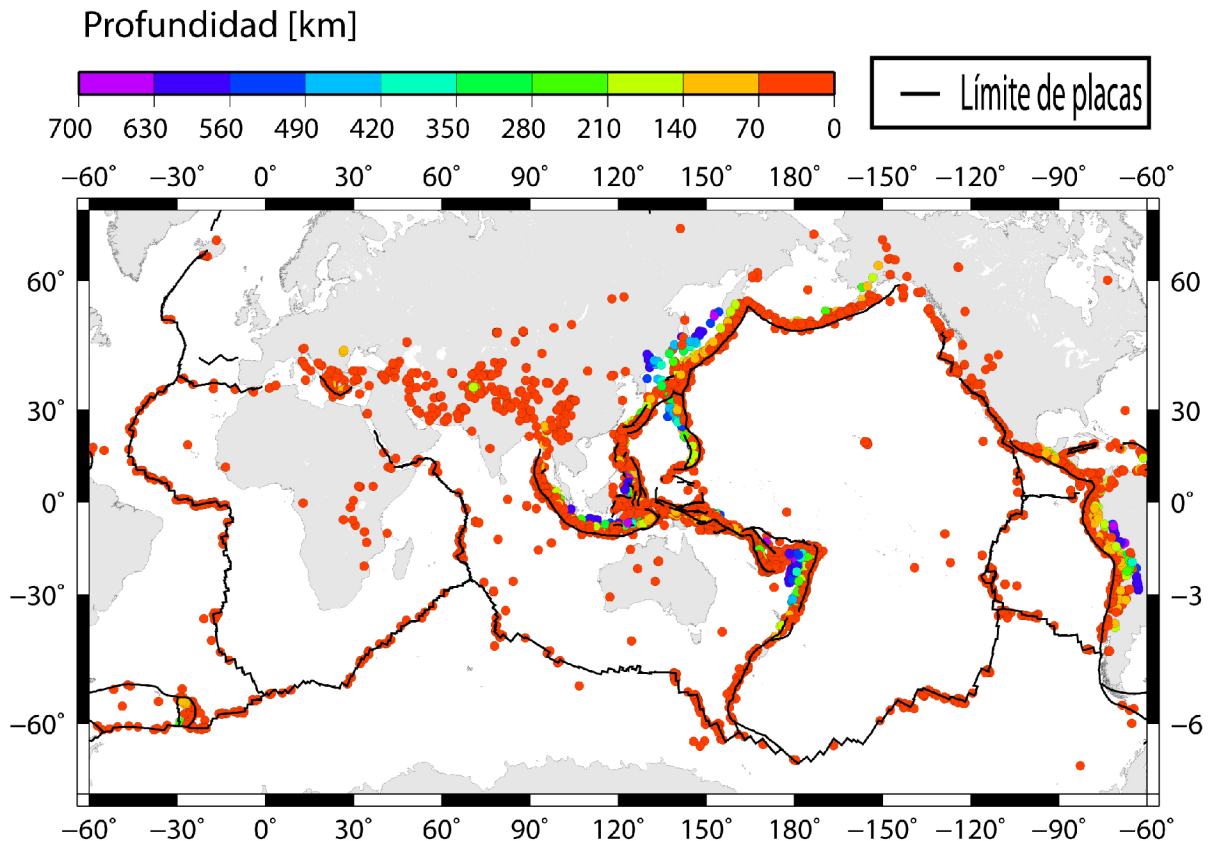


Fig. 3.8. Actividad sísmica mundial y el límite de las placas tectónicas. El color de los círculos corresponde a su profundidad.

Como se mencionó anteriormente, las zonas de subducción son aquellas donde la corteza oceánica choca contra la corteza continental y hay un deslizamiento de la placa oceánica por debajo de la

continental. Existen varios fenómenos asociados a este tipo de zonas, 1) actividad volcánica formando un arco volcánico generalmente paralelo a la trinchera asociada al choque, 2) actividad sísmica asociada al movimiento relativo de las placas.

El proceso de subducción es ocasionado cuando la placa oceánica, que es más joven y más densa, choca contra la placa continental. La diferencia de densidades hace que la placa oceánica subduzca a la continental. La corteza oceánica se mete debajo del continente con un ángulo de inclinación hacia la astenósfera. La actividad volcánica asociada a este proceso es provocada por la deshidratación que sufre la placa subducida a cierta profundidad, lo que provoca reacciones que permiten que el material caliente sea transportado hacia la superficie en forma de arcos volcánicos.

En México, existe la llamada Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) asociado a la zona de subducción del Pacífico, en la que la placa de Cocos subduce a la placa de Norteamérica. Existe aún polémica acerca del origen del FVTM ya que éste no es paralelo a la Trinchera Meso Americana. Otros autores consideran que la deformación que sufre la placa de Cocos a lo largo de la TMA podría explicar la oblicuidad de la FVTM.

El proceso de subducción causa una intensa actividad sísmica asociada. En general los sismos relacionados pueden ser clasificados como interplaca, intraplaca en la placa cabalgante e intraplaca en la placa subducida (*intraslab*) Ver Fig. 3.9.

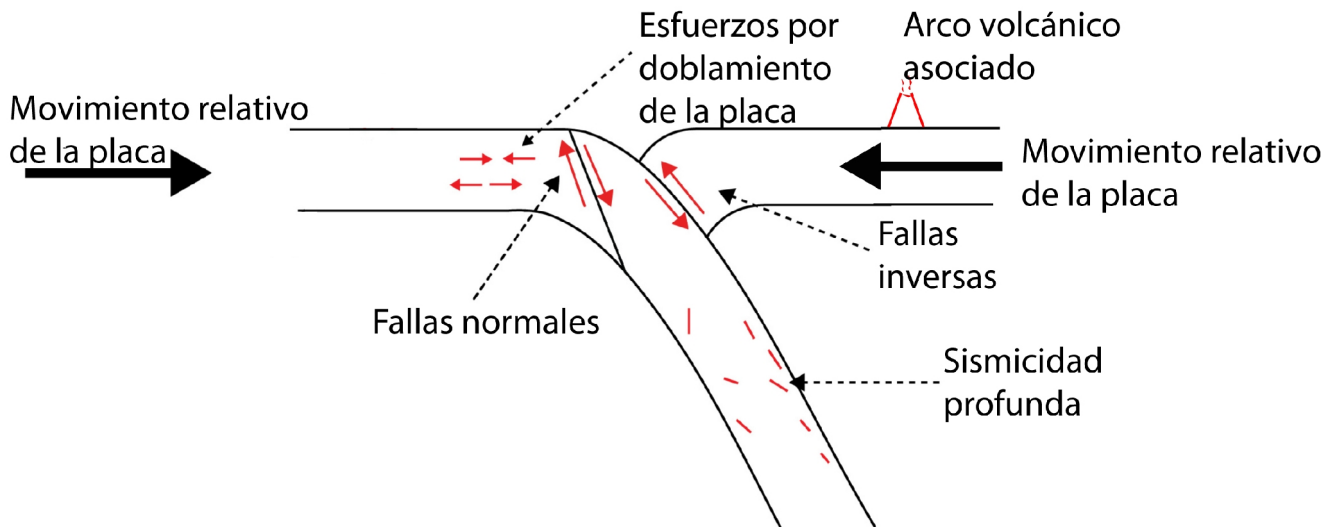


Fig. 3.9. Ejemplificación de una zona de subducción mostrando algunos de los diferentes tipos de eventos asociados.

Los sismos interplaca están asociados a la zona de contacto entre las dos placas, su ocurrencia está asociada al factor de acoplamiento entre las placas, lo que implicaría que a mayor acoplamiento los eventos presentan una mayor liberación de energía. Generalmente, los mecanismos focales asociados muestran fallamiento de tipo inverso con el vector deslizamiento apuntando hacia la trinchera. Estas fallas son producto del sistema de esfuerzos compresivos provocados por el “empuje” que provoca la placa oceánica avanzando en dirección de la placa continental, y la resistencia que esta última opone al movimiento de la placa oceánica.

Los sismos interplaca suceden a poca profundidad (no más de 50 km), justo donde existe el contacto entre las dos placas. Pueden ser de gran magnitud y, como se ha mencionado, sus mecanismos focales

son preferencialmente inversos (Fig. 3.9). Cabe mencionar que los sismos de mayor magnitud registrados por el hombre son asociados a estas zonas. Tal es el caso del sismo de Chile en 1960 con $M_w = 9.5$ y el reciente sismo también en Chile (27 de febrero de 2010) de $M_w = 8.8$.

En 1971 Kanamori (Kanamori, 1971) introdujo el término de *acoplamiento* entre placas y se refiere a la naturaleza del contacto entre las dos placas, es decir, qué tanta fricción existe entre ellas para poder desencadenar eventos de gran magnitud. El factor de acoplamiento entre placas puede ser expresado como el esfuerzo compresivo horizontal entre las dos placas que es proporcional al cociente entre el área total de asperidades y el área total de la zona de contacto. La distribución de las asperidades en la zona de contacto está relacionada con la edad y la velocidad de convergencia entre placas. Así, se puede determinar la “trayectoria preferente” de la placa subducida que está en función de la velocidad de convergencia y edad de la placa. A mayor edad y menor velocidad de convergencia el factor de acoplamiento será menor y se esperarían movimientos de carácter asísmico, en contraste una placa joven y de alta velocidad de convergencia provocará eventos de magnitudes grandes.

Al parecer todas las zonas de subducción están desacopladas a una profundidad mayor a 40 km, se cree que la causante de esto sea el cambio de fase entre el basalto y la eclogita, el cual empieza a profundidades de 30 a 35 km (Kanamori et al 1983) obligando a un carácter de deformación superplástica durante el cambio de fase. De ahí que los sismos interplaca sean someros.

Los eventos *intraslab* están asociados a la deformación interna de la placa subducida. En la parte superior de la placa alejados de la trinchera existen esfuerzos preferenciales de tipo tensionales ocasionando sismos someros con mecanismo focal normal. A mayor profundidad, donde las dos placas forman una cuña con el manto se pueden encontrar esfuerzos tensionales ocasionados por el peso de la parte más baja de la placa subducida encontrando también mecanismos de fallamiento normal. De igual forma, la parte más profunda de la placa subducida sufre esfuerzos compresionales producidos por la resistencia que el manto opone a la penetración de la placa. En ese caso se encontrarían sismos cuyo mecanismo de falla sea principalmente inverso.

Aunque a grandes rasgos los esfuerzos internos de la placa oceánica pudieran explicarse de esta forma, es importante mencionar que variaciones en la morfología de las placas, como el cambio en el grosor y variaciones en la dirección de movimiento relativo, alteran de gran manera la distribución de esfuerzos haciendo muy compleja una explicación a más detalle. Ocurren también sismos localizados en la placa cabalgante, pero no es posible generalizarlos en todas las zonas de subducción, ya que en algunas ocasiones muestran fallamientos asociados a ambientes compresivos y en otras a ambientes extensivos.

En este trabajo se analizará la distribución de esfuerzos en la placa de Cocos, en la zona del Istmo de Tehuantepec, haciendo uso del cálculo de los mecanismos focales de eventos cuyas características lo permitan.

3.2.4.1. Zona de Wadatti-Benioff.

Cuando los hipocentros de los eventos asociados a una zona de subducción se presentan en una sección perpendicular a la trinchera, el resultado será una imagen que aproxima la geometría de la placa subducida. Si además la información es filtrada para considerar solamente los sismos intermedios y profundos, se habrá encontrado la geometría aproximada de lo que se conoce como zona de Wadatti-Benioff. Una zona de Wadatti-Benioff o zona de Benioff es una zona inclinada de sismicidad que muestra características de las zonas de subducción. Su estudio es de importancia ya que son en estas zonas donde ocurren fenómenos de interés para diversas ramas, por ejemplo el cambio de fase basalto

→ eclogita, en el cual el material ígneo de la placa subducida comienza a metamorfosearse pasando de una composición basáltica a la eclogita, de igual forma, es en esta zona donde comienzan a fluir hacia la superficie los materiales magmáticos formadores de los arcos volcánicos.

A una profundidad promedio de 70 km, la corteza continental llega a su límite inferior, encontrándose con el manto en la llamada discontinuidad de Mohorovičić. Cuando la placa subducida rebasa esta discontinuidad, se encuentra rodeada por un material más caliente y menos denso que la placa, que impide el rebote elástico lo cual hace casi imposible que un sismo tenga lugar ahí. Estudios en las características de los tiempos de viaje, así como estudios de atenuación, han demostrado que la astenósfera circundante a la placa es considerablemente más caliente y menos rígida (Stein y Wysession, 2003, p. 288).

Los eventos en las zonas de Benioff están clasificados de acuerdo a su profundidad: 1) eventos intermedios con profundidades entre 70 y 300 km y 2) eventos profundos cuya profundidad es > 300 km (Stein y Wysession, 2003, p. 308). Aunque esta clasificación es general, no se puede utilizar para zonas de subducción en las cuales los eventos más profundos estén a 200 km, por lo tanto, en cada zona de subducción se pueden clasificar sus eventos de acuerdo a la máxima profundidad encontrada en los hipocentros.

Como se mencionó anteriormente, solo los eventos intermedios y profundos delimitan las zonas de Benioff, esto se debe a que los eventos más someros pueden ocurrir en ambas placas, lo cual nos llevaría a la incertidumbre de cuál es la placa subducida y cuál la subducente.

La placa subducida puede encontrarse con oposición a su movimiento, lo que produce que ésta se doble y eventualmente falle sísmicamente. Esta flexión, provoca que la parte superior de la placa sufra esfuerzos tensionales mientras que la parte inferior, esfuerzos compresionales, esto se debe al movimiento de torsión que existe en esta parte de la placa. De esta misma forma, la parte media de la placa subducida estará bajo la influencia de un sistema de esfuerzos tensionales, ya que la parte más delantera de la placa está ejerciendo una tensión hacia abajo mientras que la parte anterior de la placa se está resistiendo al movimiento por la tracción que sufren sus límites con los de la otra placa. A su vez, la parte delantera de la placa está sufriendo esfuerzos compresionales resultado del peso de la placa y de la fuerza que se opone al hundimiento de la misma.

Todos estos sistemas de esfuerzos repercuten directamente en el sistema de fallamiento que dará origen a eventos sísmicos asociados a esta zona. Cabe mencionar, que aunque pareciera muy lógico y sencillo determinar el tipo de mecanismo gracias al análisis de los esfuerzos, estos son muy susceptibles a pequeñas variaciones en la geometría de ambas placas, así como la distribución temporal de la caída de esfuerzos a lo largo y ancho de la placa. Así, se puede sólo hacer una aproximación del sistema de esfuerzos que está actuando en la placa.

Los eventos intermedios son eventos que están asociados a ambientes tensionales, en donde la parte horizontal y más somera de la placa está siendo sujeta donde se da el choque entre las dos placas, mientras que al frente de la misma, en su parte más profunda, la placa está “jalando” hacia abajo por fuerza de gravedad. Este ambiente produce que los sismos intermedios sean de fallamiento normal principalmente; de igual forma, los eventos se dan en los límites (superior e inferior) de la placa, lo que permite una mayor aproximación en la geometría al imprimirlos sobre una sección transversal al movimiento de la placa.

Por su parte, la parte más profunda de la placa está soportando el peso de toda la zona de Benioff que a

su vez está resistiendo la fuerza que el manto ejerce en contra de la penetración. Esto genera un sistema de esfuerzos compresionales y lleva a sistemas de fallas inversas (Ver Fig. 3.10). La inclinación de la zona de Benioff puede variar considerablemente, así como la máxima profundidad alcanzada por la placa, donde puede ser hasta de 660 km.

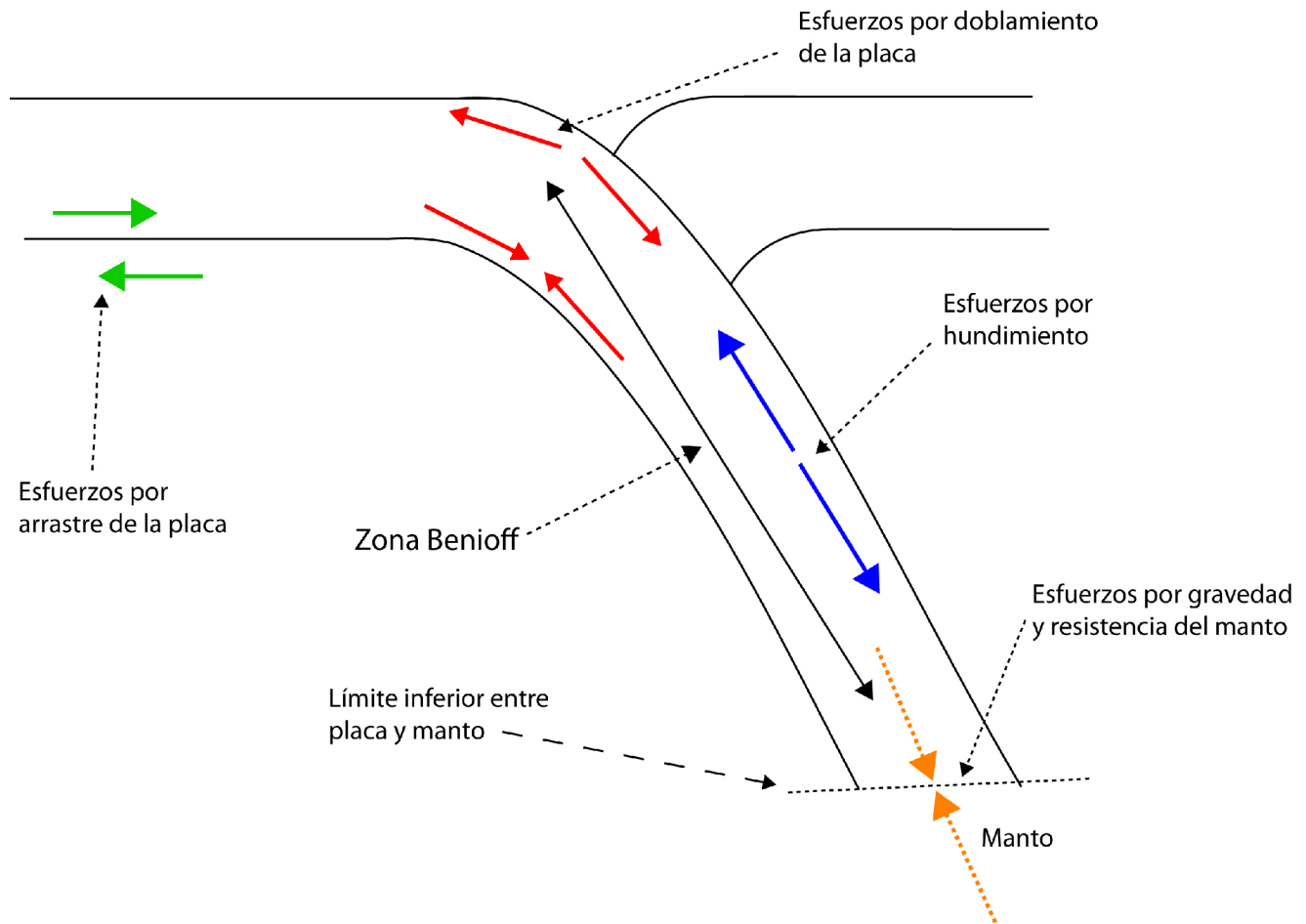


Fig. 3.10. Distribución aproximada de esfuerzos en una zona de subducción.

La sismicidad dentro de la zona de Benioff es muy variable, ya que se pueden encontrar mecanismos focales de carácter normal, inverso y transformante. Esta variación en los mecanismos va relacionada con la profundidad. Así mismo, que en algunas zonas de subducción la actividad sísmica decrece cerca de los 300 km de profundidad para después aumentar de nuevo.

Uno de los propósitos de este trabajo de tesis, es delimitar la geometría de la zona de Benioff del Istmo de Tehuantepec así como caracterizar la mayor cantidad de sismos posibles para poder aproximar una distribución de esfuerzos de la zona de Benioff. En el Istmo de Tehuantepec la placa de Cocos subduce debajo de la placa de Norteamérica

3.3. Mecanismos focales.

Como se mostró anteriormente, existe una ecuación que permite modelar los desplazamientos observados en un punto, en la cual $\mathbf{u}(t)$ representa la función en tiempo de los desplazamientos

modelados. En la realidad, los sismogramas representan esta función $\mathbf{u}(t)$, en la cual se pueden notar también los efectos del trayecto y de la fuente que originó estos desplazamientos. Gracias a esto, se pueden inferir las propiedades de la fuente, la cual se puede caracterizar como un plano de falla, el cual cuenta con ciertos parámetros como son: el rumbo que es la orientación de esta falla con respecto del norte; el echado o inclinación, el cual es un ángulo que se mide a partir de la horizontal; y el vector desplazamiento, el cual señala el movimiento relativo entre el bloque de techo y el bloque de piso. Este vector de desplazamiento es paralelo al plano de falla por lo que un vector perpendicular a éste definirá también un vector perpendicular al plano de falla. Los valores que estos parámetros pueden tomar son: $0 \leq \varphi \leq 360^\circ$, $0 \leq \delta \leq 90^\circ$ y $0 \leq \lambda \leq 360^\circ$ (también se utiliza: $-180^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$) respectivamente (Ver Fig. 3.11).

Si se analizan los valores de λ , se puede inferir qué tipo de falla se tiene, por ejemplo, si λ toma valores de 0° ó 180° querrá decir que la falla sólo tiene componente lateral y ésta puede ser lateral izquierda o lateral derecha, respectivamente. Por otro lado, si λ es igual a 90° , entonces se dice que la falla es normal, de manera contraria, si λ es igual a 270° la falla será exclusivamente inversa. Combinaciones de estos tipos de falla darán como resultado la variación de λ .

Una fuente puede ser modelada con un doble par de fuerzas que represente de manera adecuada los desplazamientos registrados en la superficie. Se ha demostrado que este doble par de fuerzas es una aproximación bastante fiel de una fuente sísmica. Cada doble par de fuerzas o fuente, registrará desplazamientos diferentes según las características de la fuente y de la posición del observador, por lo que si se cuenta con varias observaciones de una misma fuente y se conoce con relativa precisión el modelo de velocidades en el cual las ondas viajan, entonces se podrán determinar los parámetros de la fuente. Esta afirmación está basada en el hecho de que el patrón de las ondas sísmicas radiadas por la fuente depende de la geometría de la falla. Gracias a esto, los primeros arribos de la onda P brindan mucha información acerca de la fuente.

Para la representación gráfica de una fuente, se utiliza la teoría de patrones de radiación para ondas sísmicas, en la cual se habla de la distribución geométrica de las amplitudes y del sentido del primer movimiento distribuido por un frente de ondas específico (fases P y S). Esta radiación de ondas está íntimamente ligada con la geometría de la falla. Por lo tanto, para poder representar geoméricamente una falla es necesario conocer la polaridad del primer arribo de la onda P en varias estaciones; una polaridad positiva significará una compresión y una polaridad negativa una dilatación. También es necesario conocer el azimut de las estaciones y el ángulo de salida del rayo. Estos dos últimos valores son graficados en una red estereográfica (red de Wulff o de Schmidt) para cada estación diferenciando la polaridad del primer arribo para cada estación, así se puede calcular un par de planos normales entre sí, en los cuales se podrá observar su carácter compresivo o dilatacional según sea el caso.

Para poder representar los desplazamientos en función de los parámetros de la fuente es necesaria la siguiente ecuación:

$$u_n(x, t) = M_{ij} * G_{(ni,j)}(x, t, x_0, \tau), \quad (3.3.1)$$

donde u_n representa los desplazamientos en la superficie debido a un doble par de esfuerzos representado por M_{ij} y $G_{(ni,j)}$ son las funciones de Green calculadas para un medio estratificado, elástico y de capas paralelas, en la que su solución puede ser expresada como una doble integral en el dominio de la frecuencia y el número de onda, para mayor información véase Bouchon (1981).

La ecuación anterior es un problema directo en el que los desplazamientos son una función lineal de las componentes del tensor de momentos y de la función de Green. Para poder dar solución a la ecuación anterior, tomando en cuenta que se buscan los parámetros de la fuente M_{ij} es necesario hacer uso del problema inverso.

En la ecuación anterior, M_{ij} representa el tensor de momento sísmico, el cuál esta definido en un sistema coordenado cartesiano como un par de fuerzas apuntando en la dirección i separadas en la dirección j . Para tener la conservación del momento es necesario que este tensor sea simétrico, esto quiere decir que $M_{ij} = M_{ji}$, entonces el número de elementos se reduce a 6, ya que $M_{12} = M_{21}$, $M_{13} = M_{31}$ y así sucesivamente, por lo que el tensor queda como sigue:

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix}. \quad (3.3.2)$$

La traza del tensor M_{ij} es una medida del cambio de volumen, en la que para un evento sísmico típico se supone cero. De igual forma cuando es positivo se dice que la fuente fue explosiva ya que el volumen aumento, de forma contraria, cuando la traza ($M_{11} + M_{22} + M_{33}$) es negativa la fuente fue implosiva.

De esta forma, el tensor representa un doble par de fuerzas. Así, siguiendo la teoría desarrollada por Herrman y Wang (1985), la transformada de Fourier del desplazamiento en una superficie libre a una distancia r del origen dado un doble par (la transformada de Fourier de los sismogramas) esta dada por:

$$\begin{aligned} u_z(r, t = 0, \omega) &= Z_{SS}A_1 + Z_{DS}A_2 + Z_{DD}A_3, \\ u_r(r, t = 0, \omega) &= R_{SS}A_1 + R_{DS}A_2 + R_{DD}A_3, \\ u_t(r, t = 0, \omega) &= T_{SS}A_4 + T_{DS}A_5. \end{aligned} \quad (3.3.3)$$

En donde Z_{DS} , Z_{DS} y Z_{DD} son las tres principales fallas por las cuáles puede representarse la parte deviatórica del tensor de momentos sísmicos y los coeficientes A_i son funciones no lineales de los parámetros de la fuente. Langston (1981) expresa estos coeficientes como elementos de la parte deviatórica del tensor de momentos los cuales quedan como sigue:

$$\begin{aligned} A_1 &= \frac{1}{2}(M_{yy} - M_{xx})\cos(2\theta) - M_{xy}\sen(2\theta), \\ A_2 &= M_{xz}\cos(2\theta) + M_{yz}\sen(\theta), \\ A_3 &= \frac{1}{2}(M_{xx} - M_{yy}), \\ A_4 &= \frac{1}{2}(M_{xx} - M_{yy})\sen(2\theta) - M_{xy}\cos(2\theta), \\ A_5 &= M_{yz}\cos(2\theta) - M_{xz}\sen(2\theta). \end{aligned} \quad (3.3.4)$$

En donde θ representa el azimut y M_{ij} los elementos del tensor de momentos sísmicos. Siguiendo el

desarrollo matemático para la inversión de un modelo lineal, tenemos, en notación matricial:

$$M = (G^T G)^{-1} G^T u . \quad (3.3.5)$$

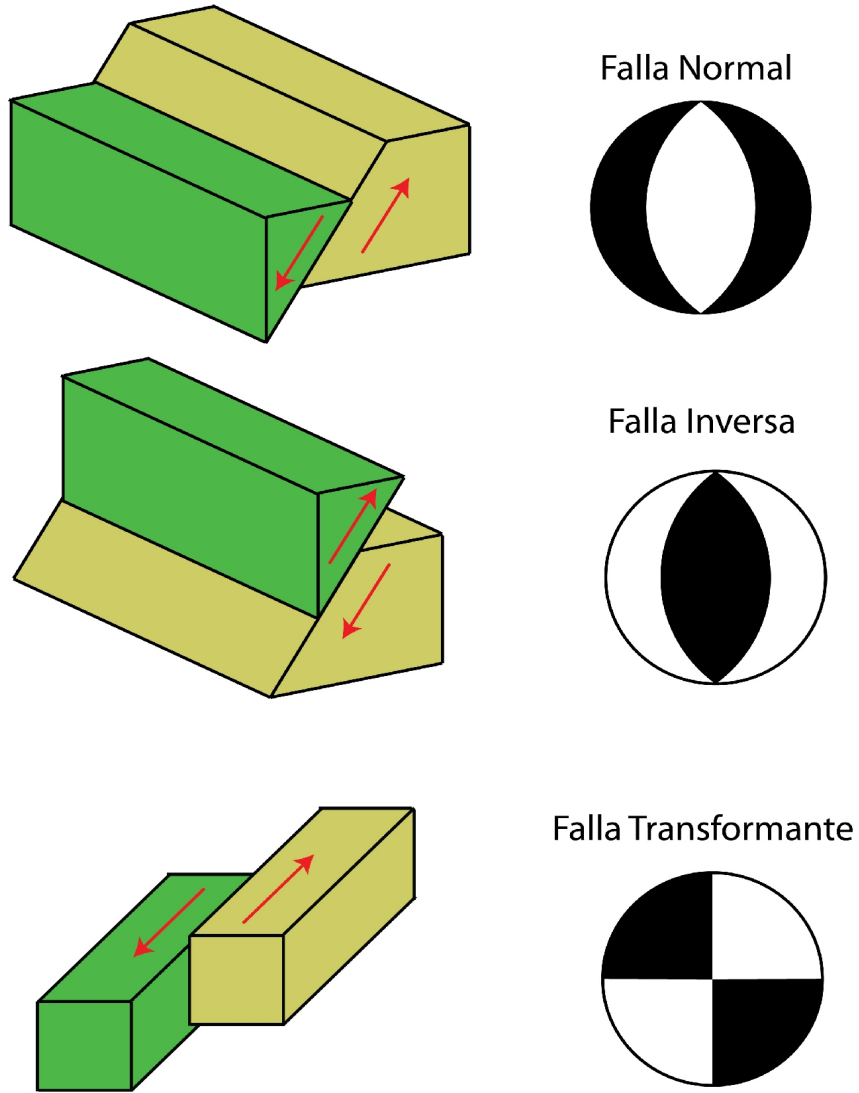


Fig. 3.11. Tipos de fallas y su relación con el mecanismo focal.

Capítulo 4. Metodología.

En este capítulo se describe la metodología realizada para esta tesis. De igual forma se describen los parámetros utilizados por el programa *hypoDD* así como la operación del mismo. Así, se plantea el desarrollo y los programas computacionales utilizados. También se muestran dos tablas con las estaciones sismológicas utilizadas tanto para el arreglo VEOX como de las estaciones del SSN.

Con el fin de acotar la información para el Istmo de Tehuantepec, se compiló un catálogo que contiene los sismos ocurridos durante el periodo de operación de la línea VEOX (septiembre de 2007 a marzo de 2009) e incluyó eventos que según las localizaciones del SSN estuvieran dentro de los paralelos 94° W a 96° W y de las latitudes 15° N a 20° N. Con el fin de poder constreñir con mayor calidad los mecanismos focales, fue necesario acotar el área de estudio de tal manera que los eventos no tuvieran una distancia mayor de 400 km a alguna estación del perfil VEOX, de igual forma se incluyeron en la lista de estaciones del perfil, siete estaciones de la Red de Banda Ancha del SSN con el fin de obtener la mejor cobertura azimutal (Tabla 1). Estas dos condiciones permitieron, por un lado, determinar localizaciones precisas y por otro, calcular mecanismos focales, ya que los parámetros de funcionamiento del algoritmo de inversión están en función de la magnitud y la distancia, entre otros.

Tabla 1. Lista de estaciones del SSN que se utilizaron para la localización.

Nombre	Localidad	Latitud	Longitud
CMIG	Matías Romero, Oaxaca	17.0910	-94.8840
HUIG	Huatulco, Oaxaca	15.7700	-96.1000
OXIG	Oaxaca, Oaxaca	17.0723	-96.7332
PCIG	Pijjiapan, Chiapas	15.7030	-93.3133
TGIG	Tuxtla Gutiérrez, Chiapas	16.7782	-93.1222
TPIG	Tehuacan, Puebla	18.4195	-97.3617
TUIG	Tuzandepetl, Veracruz	18.0330	-94.4220

Una vez compilado el catálogo se procedió a inspeccionar visualmente aproximadamente 30,000 formas de onda para identificar la mayor cantidad de fases P y S posibles y lograr una localización con el menor error posible. Para esto, se utilizó el compendio de programas *SEISAN*; en específico se utilizó el programa *eev*, en el cual es posible graficar en pantalla las formas de onda, filtrar, leer fases, localizar, ver la localización, etc. Este programa hace uso de la subrutina *HYPOINVERSE*, un programa escrito en fortran para localizar eventos y obtener su magnitud. Una vez obtenidas las nuevas localizaciones utilizando las estaciones del perfil VEOX y del SSN, se obtuvo un archivo en el cual aparece la información de las localizaciones como es la fecha y hora (dd,mm,aa,hh,mm,ss), latitud y longitud, profundidad, estaciones utilizadas y tiempos de arribo de las fases P y S, entre otros. Este catálogo, representa el primer resultado concreto de este trabajo de tesis.

Con el objetivo de usar el método de doble diferencia descrito brevemente en la Sección 3.2.4, el catálogo anteriormente mencionado fue usado como entrada del programa “*ph2dt*” (<http://www.ldeo.columbia.edu/~felixw/hypoDD.html>). Este último calcula las dobles-diferencias a partir de los tiempos de arribo del archivo de entrada. De igual forma, es necesario introducir varios parámetros de inicio a *ph2dt*, estos parámetros son:

- MAXNGH = Número de eventos en un radio de MAXSEP
- MAXSEP = Máxima separación entre eventos
- MAXDIST = Máxima distancia entre un evento y una estación
- MINOBS = Mínimo número de observaciones
- MAXOBS = Máximo número de observaciones
- MINLNK = Mínimo número de eventos ligados
- MINWGHT = Peso mínimo a ser tomado en cuenta

Una vez ejecutado este programa, la salida es un archivo que contiene las dobles-diferencias, el cual será la entrada para *hypoDD* (<http://www.ldeo.columbia.edu/~felixw/hypoDD.html>), el programa que realiza la relocalización de los eventos. *hypoDD* a su vez, necesita de varios parámetros de entrada que deben estar en función del arreglo utilizado, así como de la zona de estudio, ya que es necesario introducir un modelo de velocidades. A continuación se detalla el significado de las variables a introducir en el programa *hypoDD*.

- DIST = Distancia máxima entre una estación y el centroide de la nube de eventos.
- OBSCC = Número mínimo de pares de observaciones para datos de la CC (correlación cruzada).
- OBSCT = Número mínimo de pares de observaciones para datos del catálogo.
- ISTART = Parámetros de entrada de localización.
- ISOLV = Tipo de algoritmo a usar (1= SVD, 2 = LSQR)
- NSET = Número de iteraciones.
- NITER = Número de iteraciones por cada NSET
- WTCCP, WTCCS = Pesos para datos de CC para las fases P y S.
- WTCTP, WTCTS = Pesos para datos del catálogo para las fases P y S.
- WRCC, WRCT = Umbral de residuos en segundos para los datos del catálogo y de CC.
- WDCC, WDCT = Máxima distancia entre pares de eventos ligados para datos del catálogo y CC.
- NLAY = Número de capas del modelo de velocidades.
- RATIO = Cociente entre las velocidades de P y S.
- TOP = Profundidades desde la primera capa.
- VEL = Velocidad de cada capa.
- CID = Número de nube de eventos a localizar.

La salida del programa *hypoDD* constituye un archivo de salida que contiene los parámetros de las relocalizaciones de los eventos que resultaron relocalizados. Esto se refiere a que para que una doble diferencia sea calculada, es necesario ligar dos eventos, esta “ligadura” entre eventos estará en función de los parámetros de entrada. Es importante mencionar, que no todos los eventos considerados en el catálogo original podrán ser relocalizados; esto se debe a que las propiedades del trayecto de cada evento a cada estación deben cumplir con los parámetros de entrada y en caso de que algún evento no pueda ser relacionado con otro, entonces el programa lo desecha. Así, sólo aquellos eventos que cumplan con los parámetros mencionados serán relocalizados. De esta forma se logra una mayor nube de localizaciones y así minimizar el error para redefinir los parámetros.

Un programa escrito en lenguaje “Matlab” fue usado para graficar las nuevas localizaciones en un mapa junto con dos secciones perpendiculares entre sí. Dicha implementación permite que estas secciones puedan ser calculadas en cualquier dirección. En estas imágenes es posible, también, observar el error que existe en las localizaciones mediante cruces, en las cuales el centro es la localización final del evento y los brazos de la cruz son el error que tiene en cada dirección (P.ej. Figura 4.1). Con efecto de reducir la incertidumbre en las relocalizaciones, pero manteniendo un catálogo representativo de la sismicidad, a través de “ensayo-error” se modificaron los parámetros de entrada de los programas *ph2dt* y *hypoDD*.

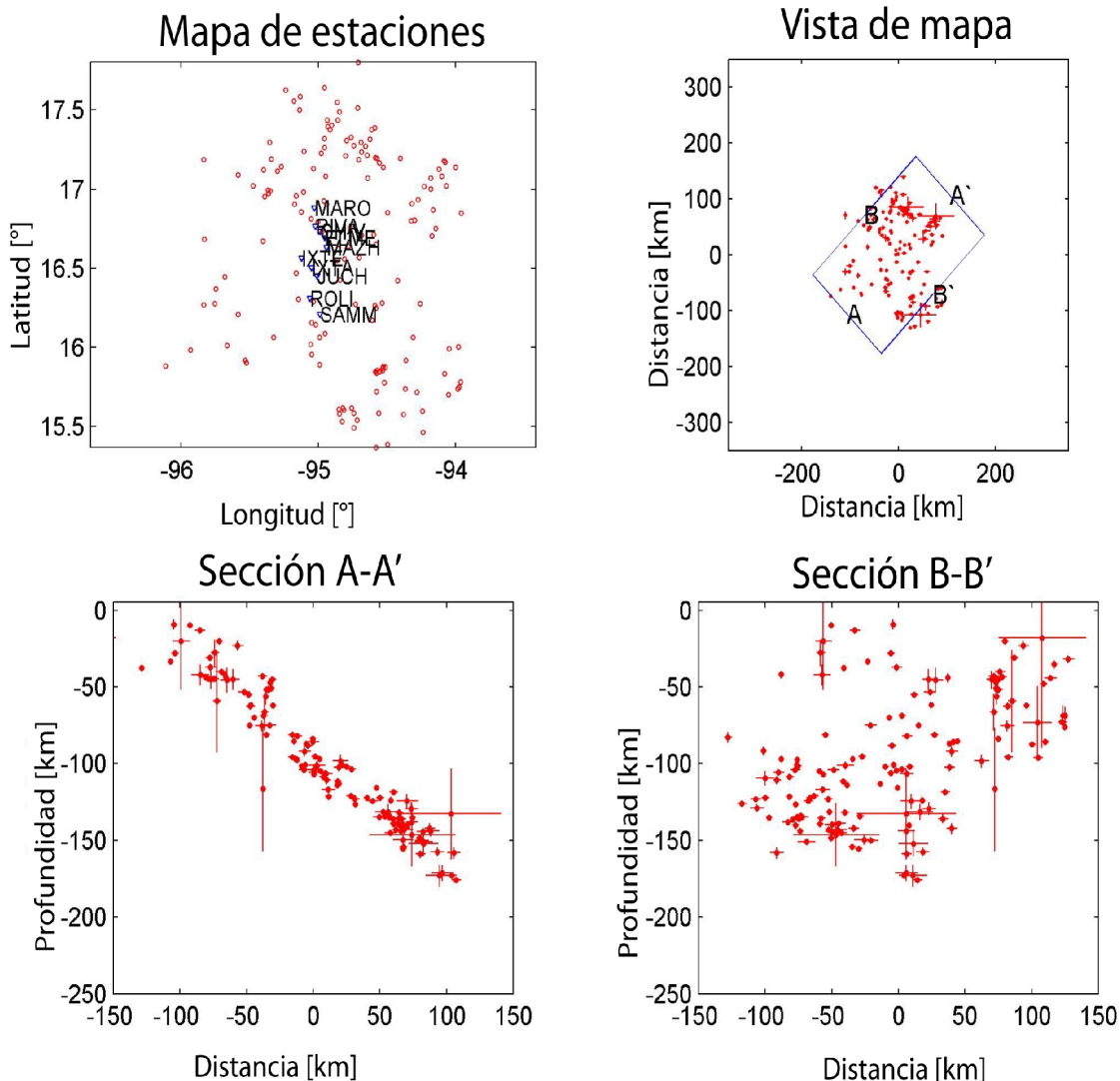


Fig. 4.1. Ejemplo de la figura de salida del programa en Matlab, descrito en el texto. En el panel de arriba a la derecha se muestran las estaciones utilizadas por la relocalización y los eventos sin relocalizar; en el panel de arriba a la izquierda se muestran los eventos relocalizados y dos secciones propuestas. Los dos paneles inferiores muestran las secciones propuestas en el panel de arriba a la derecha.

Para el cálculo de los mecanismos focales se hizo un nuevo catálogo a partir del primero, éste

comprende eventos con $M \geq 4.5$. El nuevo catálogo contiene las localizaciones finales obtenidas por *hypoDD* para garantizar que los parámetros espaciales (latitud, longitud y profundidad) tuvieran el menor error posible, ya que variaciones en estos parámetros afectan la calidad y confiabilidad de la solución del mecanismo focal. Para calcularlos se utilizó la rutina *Time Domain Moment Tensor Code* (TDMTC) escrito por D. Dreger (<http://eps.berkeley.edu/cgi-bin/faculty.cgi?name=dreger>) y modificado por S. I. Franco y A. Iglesias en 2006 (<http://laxdoru.igeofcu.unam.mx/~cmt/nouveau/contact.php>), escrito en el lenguaje de programación *perl* con subrutinas escritas en *C* y *fortran* y haciendo uso de SAC (Seismic Analysis Code) para procesar los datos, ya que es necesaria una rotación de los ejes, a una nueva que será radial y transversal y un filtrado que dependerá de la magnitud del evento. Las magnitudes utilizadas son las reportadas por el SSN.

El programa TDMTC utiliza como entrada la localización hipocentral del evento (año, mes, día, hora, minuto, segundo y décima de segundo, latitud, longitud y profundidad), magnitud y las estaciones que se deseen utilizar, de igual forma es posible modificar parámetros como el tiempo del registro, el número de estaciones y el tiempo de preevento. Nuevamente siguiendo un procedimiento de ensayo-error, se modificaron los parámetros mencionados para obtener la solución que mayor reduzca la varianza, este parámetro está en porcentaje por lo que la mejor solución será la que más se acerque al 100%. Una solución con una reducción de la varianza del 100% indicaría que los modelos calculados son exactamente iguales a los observados (prácticamente imposible de obtener en situaciones reales), por lo que las soluciones encontradas estarán lejanas a este valor. Una buena solución se considera a aquella que su reducción de varianza sea mayor al 50% con una buena cobertura azimutal la cuál cubrirá preferencialmente los cuatro cuadrantes (N-E, N-W, S-E y S-W).

Si además se grafican las nuevas localizaciones y a éstas se les asigna un color que va de acuerdo a la profundidad del evento, será posible identificar algunas franjas con sismos del mismo color (e.j. Figura 17). En el caso presentado en este trabajo, estas franjas están inclinadas NW-SE, sugiriendo que la placa subducente tiene una dirección de convergencia aproximadamente perpendicular a la dirección de las franjas. Por lo tanto se calculó el plano que mejor ajustara los datos para después calcular el gradiente, que es la dirección de máximo cambio, es decir hacia qué dirección los sismos se vuelven más profundos. De esta manera, se graficó la dirección de máxima inclinación de la placa.

Contando con la información de los sismos relocalizados, un catálogo de 19 mecanismos focales e información de la dirección de máxima inclinación de la placa, se procedió a conjuntar los datos, es decir, relacionar los mecanismos con las supuestas zonas de esfuerzo de la placa. Así mismo, se hicieron secciones en la dirección de máxima inclinación encontrada y en la dirección del perfil VEOX.

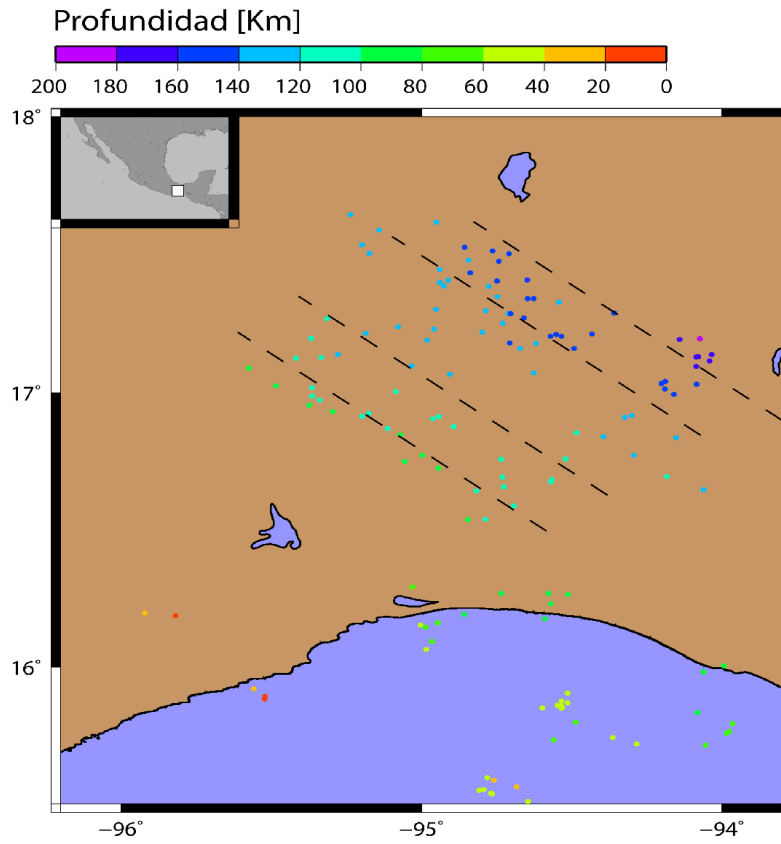


Fig. 4.2. Eventos relocados e impresos en una escala de color según su profundidad. Las líneas punteadas señalan el cambio aproximado de color en los eventos.

Tabla 2. Información de las estaciones del perfil VEOX.

Num.	Nombre	Localidad	Lat [°]	Long [°]	Alt [msnm]
1	3MAY	3 de Mayo, Ver	18.6387	-95.0944	0
2	AGUA	Aguapinole, Oax	18.5842	-95.0740	196
3	AGUC	Aguacatillo, Oax	18.5371	-95.0636	0
4	CANU	Campo Nuevo, Oax	18.5040	-95.0352	35
5	CATE	Carretera Federal Catemaco – Acayucan, Ver	18.4595	-95.0458	503
6	CAUD	La Caudalosa, Oax	18.3997	-95.1238	334
7	CERQ	La Cerquilla, Oax	18.3329	-95.0976	520
8	CHIL	Chigola, Oax	18.2969	95.1174	495
9	CHIV	Chivel, Asunción Ixtaltepec, Oax	18.2375	95.1247	344
10	CONU	Corral Nuevo, Ver.	18.1808	95.0838	135
11	COYO	Coyol de Domínguez, Ver	18.1530	95.1177	58
12	CUAU	Cuauhtemoc, Oax	18.1106	95.1196	63
13	DONA	Donaji, Oax	18.0176	95.0466	110
14	EBTT	Reserva ecológica de los Tuxtlas, Ver	18.0121	96.1642	23
15	ELME	El Mezquite, Oax	17.91	95.05	53
16	ESMA	Esperanza Malota, Ver	17.8777	95.0371	115
17	ESPE	La Esperanza, Oax	17.8204	95.0667	106
18	GUVI	Guivicia, Sta. Ma. Petapa, Oax	17.7704	95.0698	63
19	GUVI	Guadalupe Victoria, Oax	17.7516	95.0518	70
20	INUV	Carr. Fed. Catemaco – Montepío, Nanciyaga, Ver	17.7052	95.0709	87
21	IXTA	Asunción Ixtaltepec, Oax	17.6637	95.0266	37
22	IXTE	Ixtepec, Oax	17.6398	95.0886	902
23	JECA	Jesús Carranza, Oax	17.5964	95.0210	36
24	JUCH	Juchitán de Zaragoza, Oax	17.5269	95.0848	63
25	LACU	La Cumbre, Oax	17.4307	95.0240	42
26	MACA	Macaya, Ver	17.3801	94.9888	53
27	MANG	Los Mangos, Ver	17.3334	95.0497	117
28	MARO	Matias Romero Avendaño, Oax	17.2929	95.1064	0
29	MAZH	Mazahua, Oax	27.2648	91.9752	119
30	MEAG	Medias Aguas, Oax	17.2301	95.0592	73
31	MOGO	Mogoñé Viejo, Oax	17.1950	95.0466	45
32	MONT	Monte Pío, Ver	17.1414	95.0659	114
33	NUMO	Nuevo Morelos, Oax	17.0742	95.0460	106
34	PALO	Palomares, Oax	17.0054	95.0283	106
35	PARE	Paso Real, Oax	16.9512	94.9621	136
36	RACI	Camino Hueyapan-Coyol-Sabaneta, Ver	16.8820	95.0362	210
37	RIVA	Rincon Vaquero, Oax	16.8317	95.0023	0
38	ROLI	Sta Rosa de Lima, Oax	16.7643	95.0289	189
39	SAJO	San José, Ver	16.7311	94.9947	0
40	SAMM	San Mateo del Mar, Oax	16.6939	94.9577	210
41	SARO	Sta Rosa, Oax	16.6325	94.9474	149
42	SONT	Sontecomapan, Ver	16.5635	95.1223	64
43	SUCH	Suchilapan, Ver	16.5036	95.0591	0
44	TOLO	Tolosita, Oax	16.4497	95.0122	0
45	TUXT	Tuxtepec, Oax	16.3677	96.1700	0
46	XADA	Sta María Xadani, Oax	16.3151	95.1020	65
47	ZAPO	Zapoapan de Cabañas, Oax	16.2082	94.9944	0

Capítulo 5. Resultados.

En este trabajo de tesis se obtuvo información de la placa de Cocos subduciendo a la de Norteamérica en la zona del Istmo de Tehuantepec. Los resultados de las relocalizaciones realizadas con *hypoDD* muestran nubes de eventos que en el catálogo original no parecen tan obvias. Al analizar espacialmente la distribución de las profundidades, se encontró que la profundidad de los sismos aumenta conforme se avanza en una dirección aproximada de 45° hacia el NE. De igual forma, se obtuvo la dirección de este máximo cambio, la cual se observa en la siguiente figura:

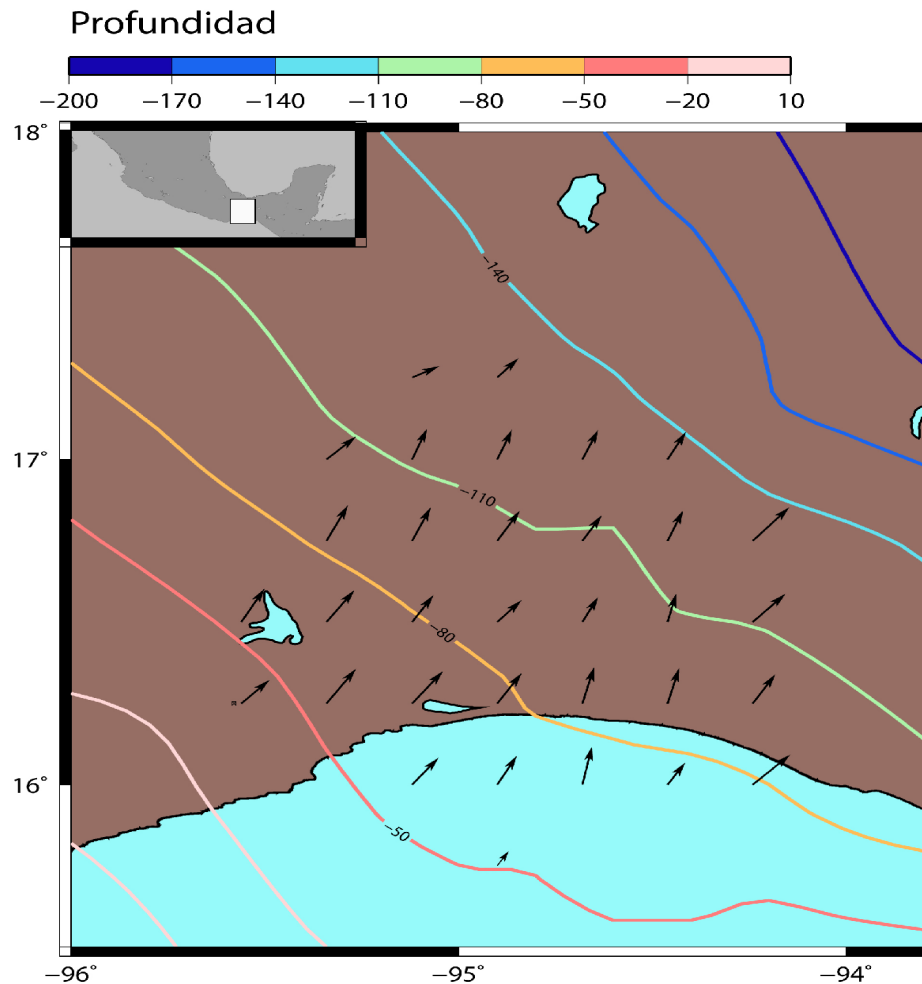


Fig. 19. Las flechas indican la dirección de máxima inclinación. Las líneas de colores representan líneas de isoprofundidad.

Así mismo se puede observar que es en esa dirección que los sismos se van haciendo más profundos. Por esta razón se propone llevar a cabo los análisis de sismicidad con un perfil a 45° del perfil VEOX.

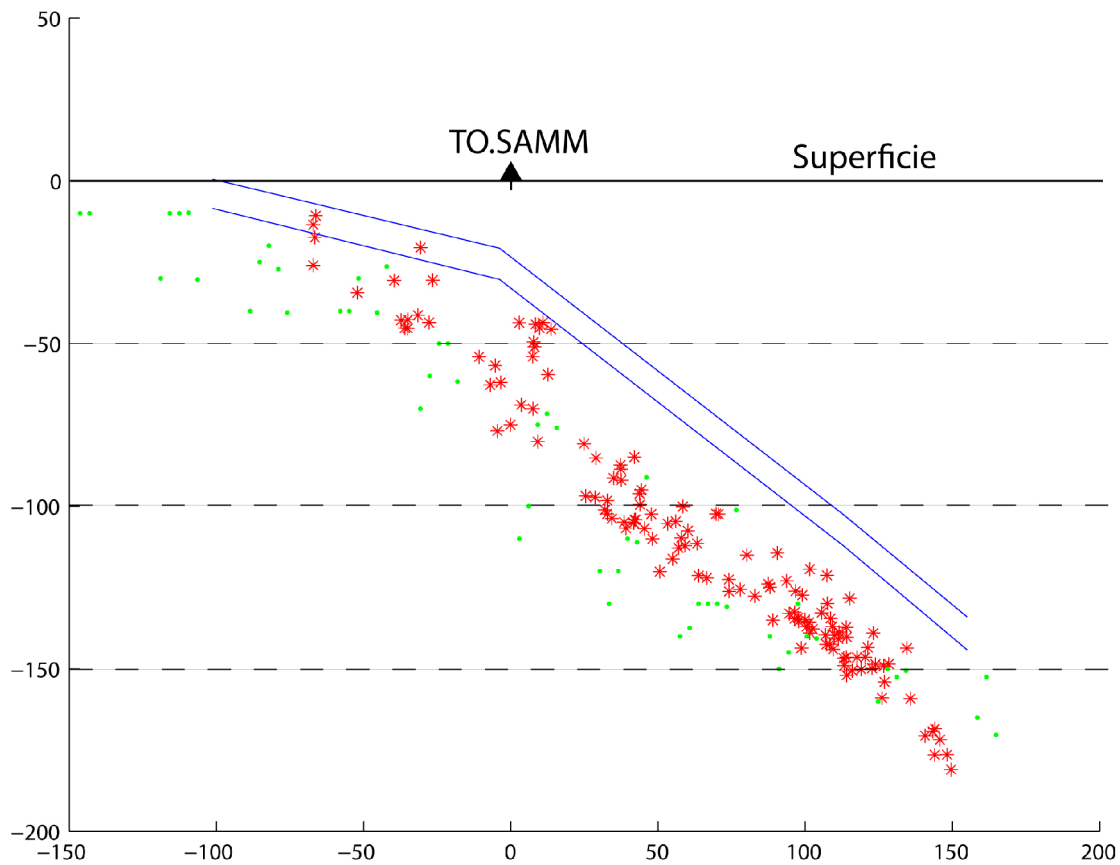


Fig. 20. Sección a 45° de la línea VEOX en la cual se comparan los resultados. Las líneas azules representan la placa encontrada por Melgar (2009). Los puntos verdes son las localizaciones de Bravo et al. 2004 y los asteriscos rojos son las localizaciones obtenidas con *hypoDD*.

Con efecto de comparar los resultados de trabajos previos, se digitalizaron los resultados de las localizaciones de Bravo et. al. (2004) y la geometría de la placa (corteza continental) propuesta por Melgar (2009). Estos resultados, junto con los obtenidos en este trabajo, fueron proyectados en una sección SW-NE. De esta forma se encontró que las localizaciones de los sismos obtenidos por Bravo et. al. 2004 son congruentes con los obtenidos aquí (Fig. 20). Los resultados de ambos muestran que la sismicidad intraplaca es consistentemente más profunda que la base de la corteza oceánica subducida propuesta por Melgar [2009]. Si bien parece natural pensar que la zona quebradiza (y por lo tanto sismogénica) de la placa subducida es la corteza, en este caso parece que la mayor parte de los sismos ocurre en el manto oceánico, cerca de la base de la placa subducida. Estos resultados concuerdan con los obtenidos con el perfil MASE (Pérez-Campos et al., 2008 y Pacheco y Singh, 2010). Cabe la pena mencionar que tanto en los trabajos de Pérez-Campos et al. (2008) y de Melgar (2009) la geometría de la placa propuesta por estos autores fue resultado de un proceso asumiendo un modelo de velocidades muy general (IASPEI), lo que podría provocar cierto error en las posiciones absolutas de las interfaces.

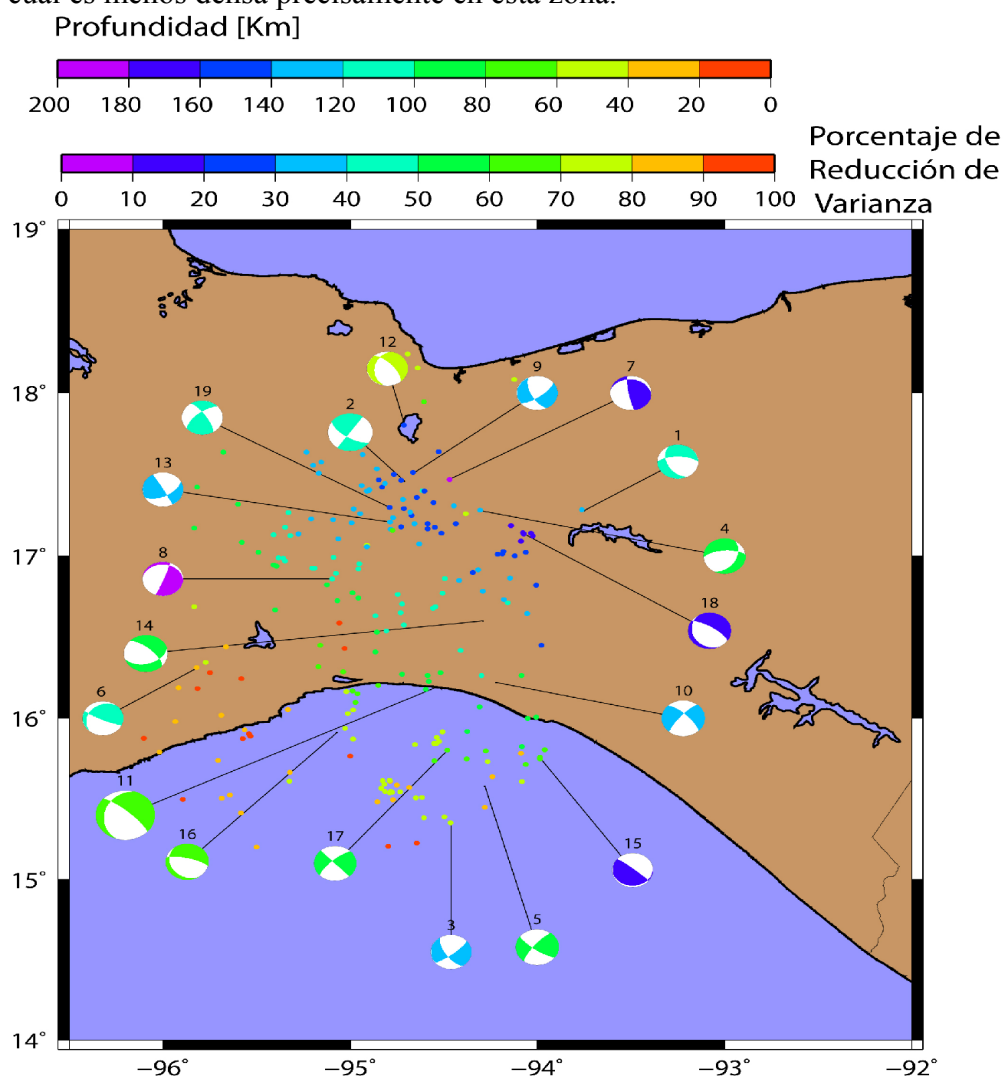
Así, se puede observar que algunos de los eventos que mayor congruencia tienen son aquellos que conforman la parte media de la placa, en esa parte de la placa se contó con una buena cantidad de datos y debido a las características de *hypoDD* estos eventos fueron agrupados mostrando de manera clara varios grupos de sismos ubicados entre 40 y 150 km a partir de la estación TO.SAMM.

En el catálogo de eventos relocalizados, la falta de eventos en la parte más somera y alejada de la costa se debe a que, el modelo de velocidades provoca diferencias de tiempos de arribos tales que no es

posible agruparse entre sí por lo que al ingresar a la rutina *hypoDD* no cumplen los parámetros y son desechados.

En la Figura 19 se muestra que la placa encontrada por Melgar [2009] sufre un doblamiento a 150 km de la trinchera aproximadamente en donde inicia la costa y a una profundidad de aproximadamente 20 km, este doblamiento en la placa es congruente con lo observado en la placa obtenida por Bravo et. al. 2004. Mientras que la placa obtenida usando datos de *hypoDD* no muestra esta característica.

A partir de este punto en donde la placa se dobla, se aprecia una misma inclinación de la placa desde 40 hasta aproximadamente 170 km de profundidad. En la parte más baja de la placa se nota una separación en las localizaciones de los eventos presentados por Bravo et. al. 2004 y las obtenidas en este trabajo., Esta separación podría deberse a la cobertura de estaciones sismológicas del estudio de Bravo et. al. 2004, la cual es menos densa precisamente en esta zona.



*Fig. 21. Localización de los 19 mecanismos focales restringidos en esta tesis. El color de los mecanismos focales esta en función de la reducción de la varianza. Los puntos representan las localizaciones usando *hypoDD* y el color de los eventos esta en función de la profundidad.*

En la Figura 21 se muestran los mecanismos focales calculados para todos los eventos con una magnitud igual o mayor a 4.5. El procedimiento para la determinación de estos mecanismos está

descrito en la sección 4 del Capítulo 3. En la figura 21, el color de los mismos está en función de la calidad de las soluciones, siendo morado el de menos ajuste y rojo el que mayor ajuste obtuvo, de la misma manera los eventos graficados en la figura corresponden al catálogo de sismos relocalizados.

Al analizar la Figura 20, se puede notar que los mecanismos 3, 5 y 17 (Tabla 2) muestran una falla transformante y de poca profundidad, con aproximadamente la misma dirección en sus planos nodales, que pueden ser relacionados con sismos “*inslab*” (eventos situados dentro de la placa subducida) en la parte anterior a la costa.

Por su parte, los mecanismos 14 y 16, muestran una falla de componente normal en el que uno de sus planos es aproximadamente perpendicular a la dirección de máxima inclinación. Este evento *inslab*, esta relacionado con esfuerzos tensionales.. De igual forma, el mecanismo número 12, el cual también es de componente normal, está asociado a esfuerzos tensionales que se cree puedan ser resultado de la fuerza de gravedad actuando.

A continuación se presenta una tabla con las características de los 19 mecanismos focales obtenidos en esta tesis.

Num.	Long [°]	Lat [°]	Prof [Km]	Strike	Dip	Rake	Mag	Var.Red. [%]
1	-93.75	17.28	134	270	65	-130	4.5	43.23
2	-94.71	17.46	153	214	90	-157	5	48.28
3	-94.46	15.35	49	51	78	-25	4.5	35.15
4	-94.31	17.28	149	266	64	-55	4.7	50.35
5	-94.28	15.58	18	219	77	14	4.8	54.64
6	-95.82	16.31	29	115	82	115	4.5	45.81
7	-94.47	17.47	184	170	81	110	4.6	17.61
8	-95.1	16.86	104	21	86	-106	4.5	1.34
9	-94.66	17.51	149	53	71	-27	4.5	37.41
10	-94.22	16.22	109	221	77	-18	4.8	30.56
11	-94.54	16.19	90	312	77	-117	6.6	62.72
12	-94.71	17.81	159	319	66	-117	4.5	72.27
13	-94.79	17.21	133	331	89	147	4.5	39.36
14	-94.29	16.6	112	313	66	-53	4.9	53.4
15	-93.99	15.76	76	310	85	96	4.5	15.36
16	-95.07	15.91	78	284	73	-105	4.8	66.76
17	-94.48	15.8	70	137	89	164	4.7	51.56
18	-94.08	17.14	168	303	72	-100	4.8	5.05
19	-94.79	17.3	136	327	74	25	4.5	44.86

Tabla 2. Características de los mecanismos focales constreñidos mostrados en la figura 20.

De los 19 mecanismos focales obtenidos en este trabajo de tesis, ninguno de ellos cumplió con las características de un sismo de falla inversa, por lo que se recurrió a las soluciones del tensor de momentos publicadas por el *Global Centroid-Moment-Tensor Project* (<http://www.globalcmt.org/>) (indicar período de tiempo así como criterios de búsqueda)

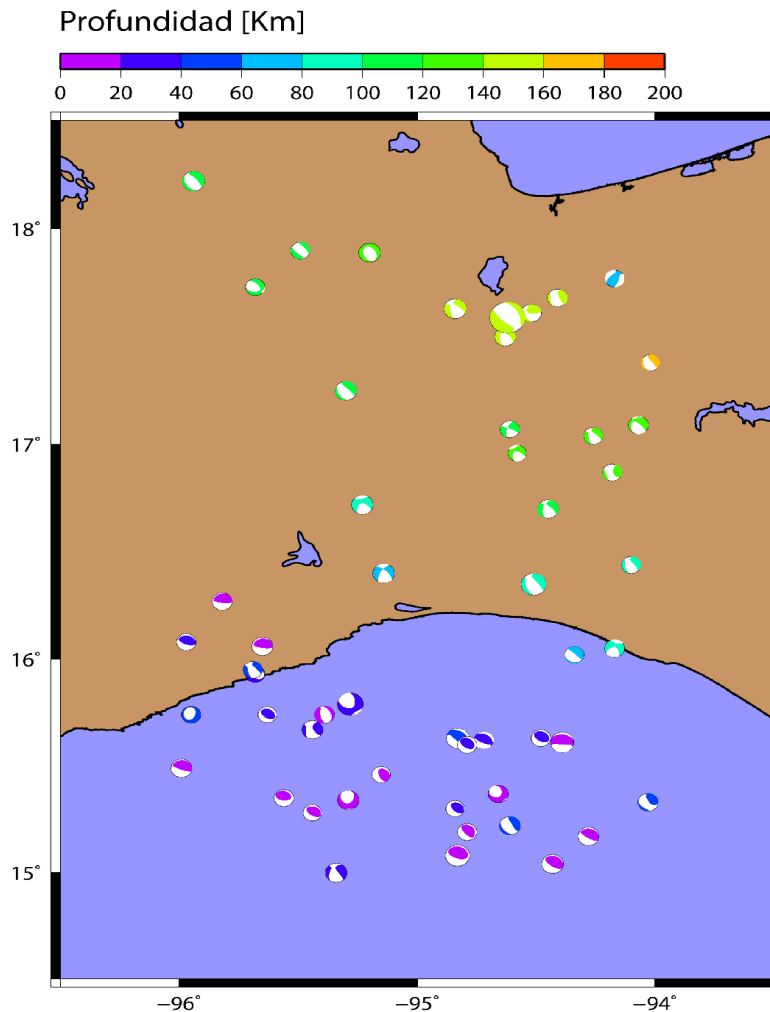


Fig. 22. Soluciones de los mecanismos focales obtenidos de Global Centroid-Moment-Tensor Project. La escala de color varía según la profundidad del evento.

En la figura 22 se pueden apreciar algunos mecanismos focales de falla inversa y de poca profundidad (azul oscuro en la imagen) que podrían estar asociados al doblamiento de la placa, aunque existe polémica también estos eventos pueden ser eventos asociados al choque entre las dos placas. Estos mecanismos tienen un sistema de esfuerzos compresivos así como un alto ángulo de inclinación de sus planos nodales. Estos esfuerzos son producto del doblamiento de la placa como se ilustra en la figura número 10. De igual forma, si se avanza hacia el NE, se observa que existen algunos mecanismos de falla normal y de mayor profundidad a los anteriores, los cuales están relacionados con el sistema de esfuerzos distensivos asociados al hundimiento de la misma.

A continuación se presentan los mecanismos focales obtenidos en este trabajo proyectados en una sección SW-NE, en la cual podemos apreciar que los mecanismos 1, 11, 14 y 16 tienen uno de sus planos de falla buzando en la dirección de máxima inclinación de la placa.

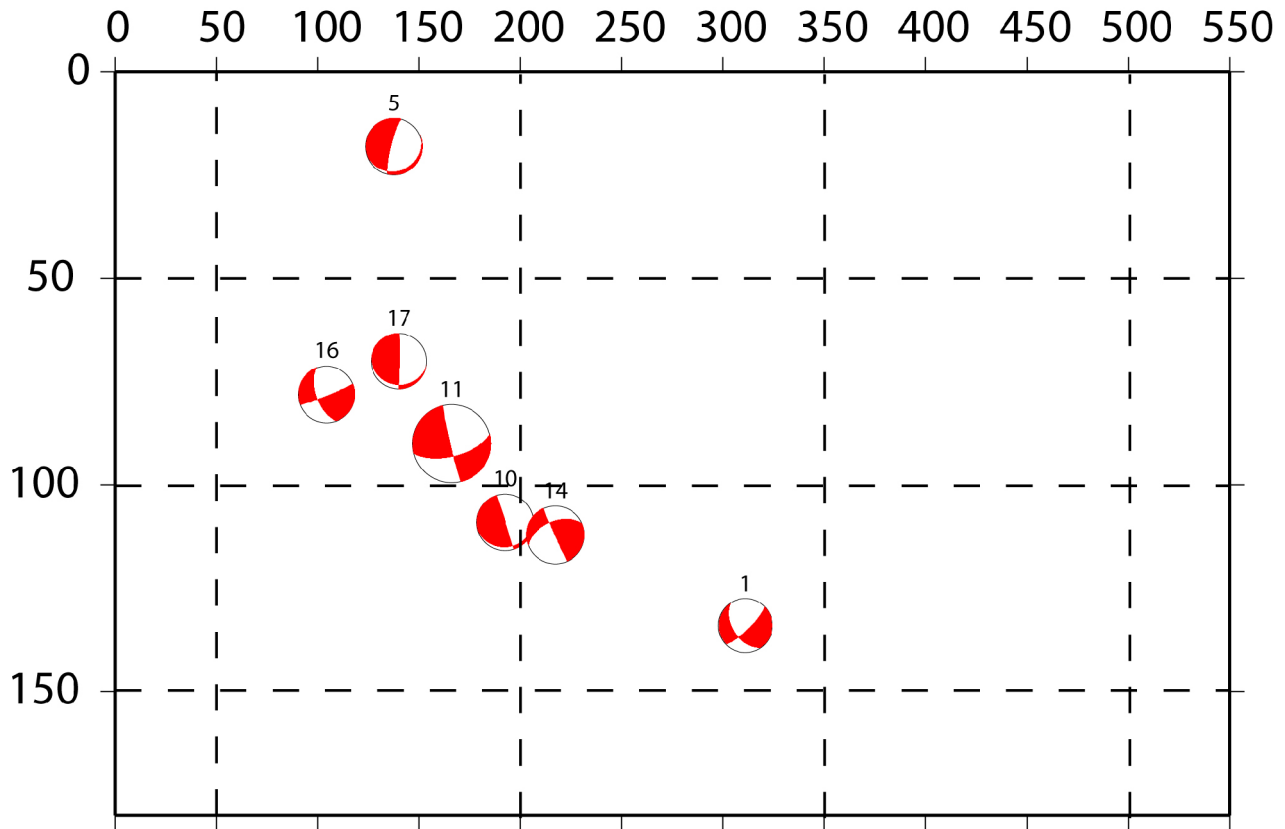


Fig. 22. Sección transversal a 45° del perfil VEOX en el que se muestran algunos mecanismos focales obtenidos.

A continuación se muestra la sección realizada sobre el perfil VEOX (N-S), en la cuál se compara la placa encontrada por Melgar [2009] y los sismos localizados por Bravo et. al. 2004 así como los obtenidos con *hypoDD*. En la sección se puede apreciar que los eventos presentan una menor profundidad, de la misma manera se puede observar que la inclinación es menor con respecto al perfil SW-NE. Se calculo la inclinación de la placa y se encontró que esta es de aproximadamente 26° mientras que en el perfil SW-NE° ésta es de aproximadamente 35°, lo cual es un indicador de la posible dirección de movimiento de la placa de Cocos con respecto a la de Norteamérica.

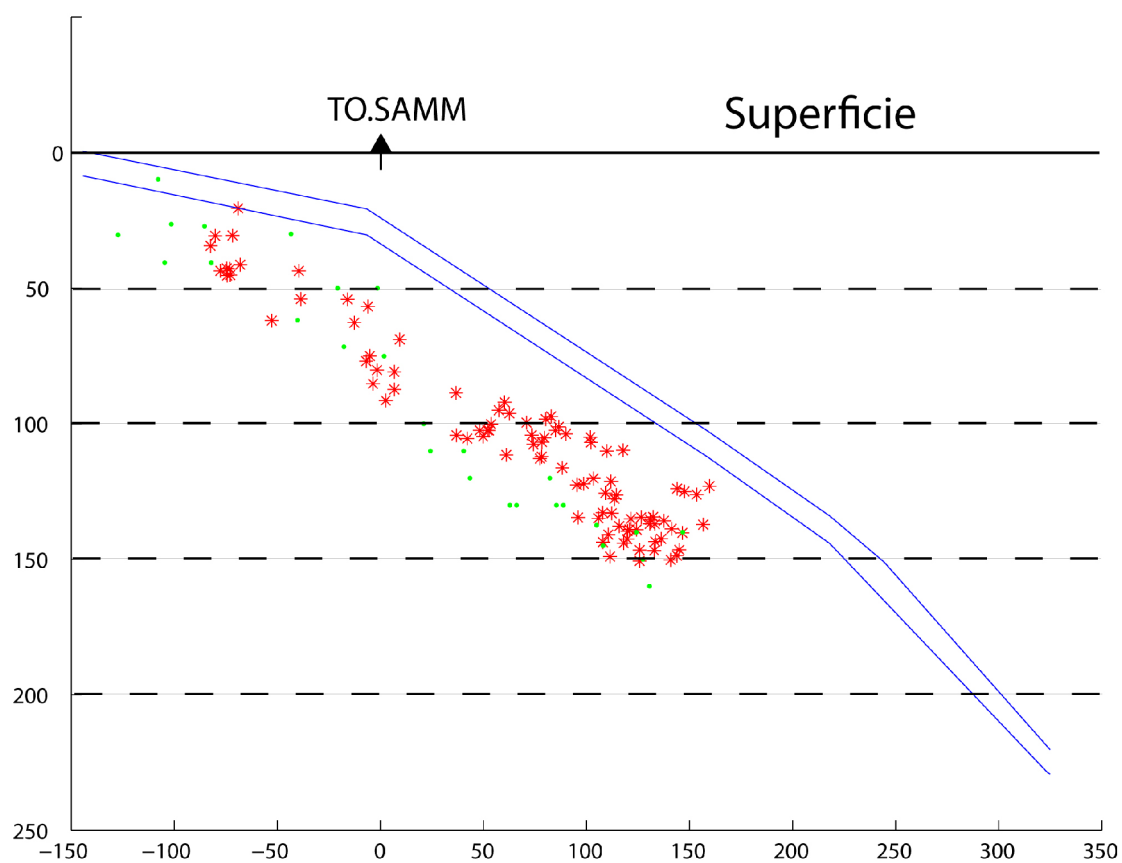


Fig. 23. Sección transversal sobre el perfil VEOX, a 0° con respecto del norte. Las líneas azules representan la placa encontrada por Melgar [2009]; los puntos verdes son las localizaciones obtenidas por Bravo et. al. 2004; los asteriscos rojos son las localizaciones de los eventos obtenidos por hypoDD.

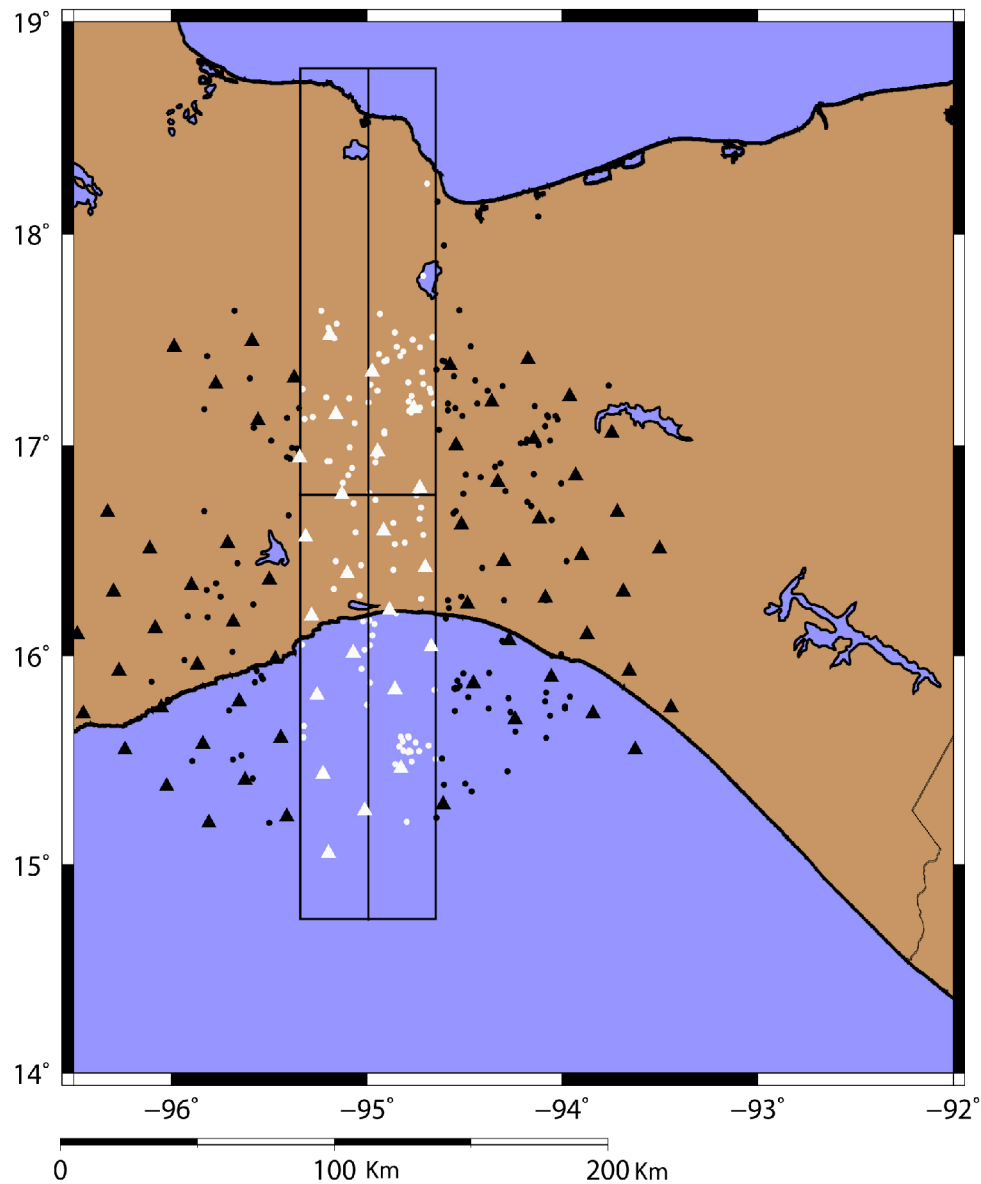


Fig. 24. Ubicación de la sección transversal sobre el perfil VEOX, con una dirección aproximada de 0° con respecto del Norte. Los triángulos representan las localizaciones de Bravo et. al. 2004; los puntos son las localizaciones obtenidas por hypoDD. Los símbolos de color blanco indican los eventos que fueron tomados en cuenta para la sección transversal.

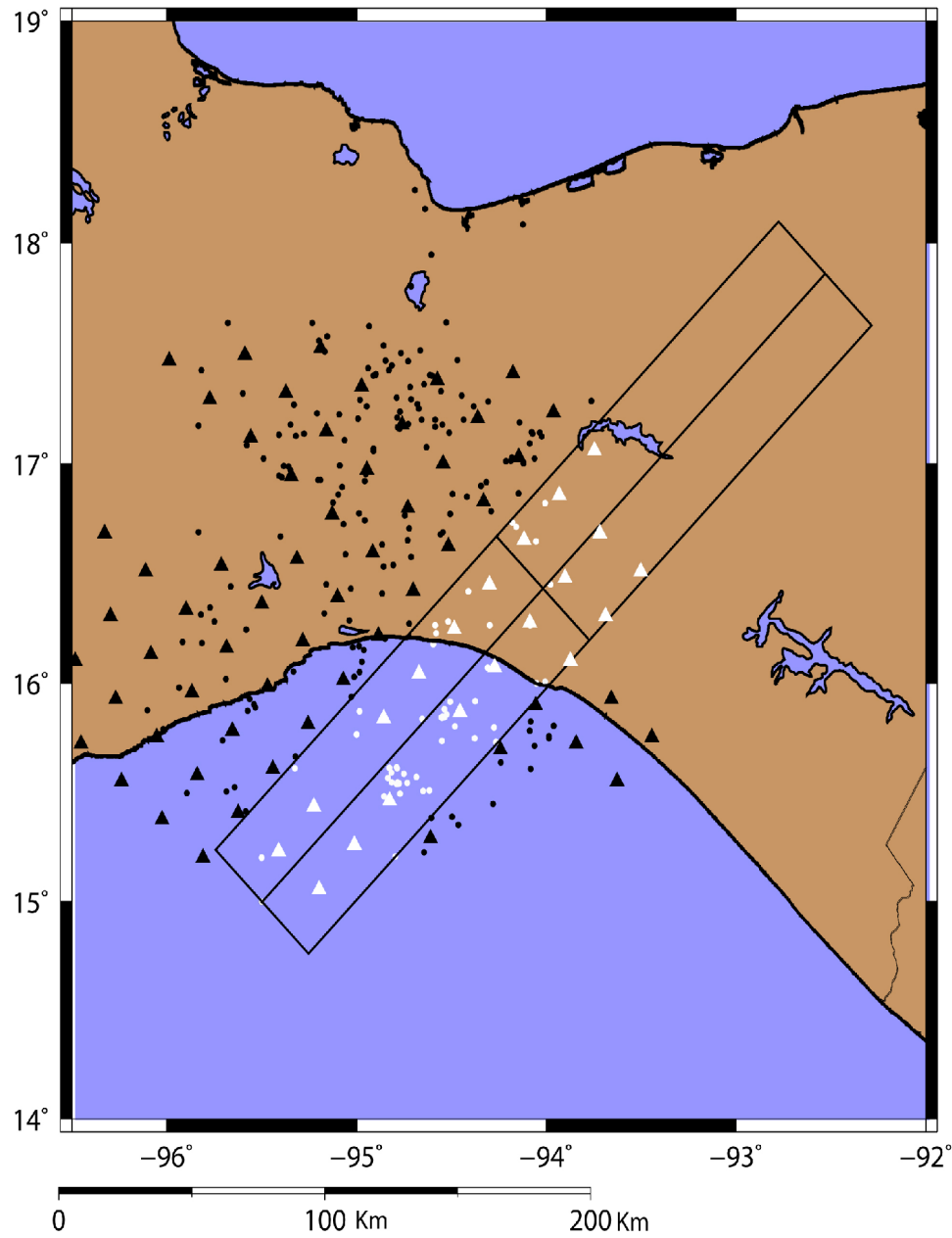


Fig. 25. Mapa de ubicación de la sección propuesta a 45° con respecto del Norte. Los triángulos son eventos localizados por Bravo et. al. 2004; por su parte los puntos representan las relocalizaciones obtenidas en este estudio. El color blanco en los símbolos es usado para los eventos considerados en el perfil.

Capítulo 6. Conclusiones.

En este trabajo de tesis se analizó y procesó un catálogo de 213 eventos, relocalizando la mayoría de ellos con *hypoDD* y calculando los mecanismos focales para todo evento con magnitud $M \geq 4.5$. De igual forma se obtuvieron dos secciones transversales, una de ellas sobre el perfil VEOX y la otra con un ángulo de 45° con respecto del norte. De esta forma se obtuvieron las siguientes conclusiones:

- Los resultados muestran que la dirección de máxima inclinación de la placa es aproximadamente 45° hacia el NE.
- La inclinación de la placa en esta zona es de aproximadamente 35° , que va de acuerdo con el aumento de inclinación propuesto por Pardo y Suárez (1995).
- La dirección de inclinación de la placa sobre el perfil VEOX es de aproximadamente 26° , lo cual es congruente con lo encontrado por Pardo y Suárez (1995) que es de 24° y con lo obtenido por Melgar (2009) de 28° .
- Se encontró un patrón complejo en el campo de esfuerzos que actúa en la zona, dado que los mecanismos focales presentan direcciones en sus ejes de presión y tensión que varían espacialmente
- Los mecanismos focales calculados tanto los obtenidos por *Global Centroid-Moment-Tensor Project*, muestran una clara componente de rumbo que puede estar asociada a la Dorsal de Tehuantepec.

Para lograr un mayor conocimiento y entendimiento de la zona se propone utilizar un arreglo de estaciones de banda ancha que engloben la zona de estudio y alcancen la mejor cobertura azimutal posible.

Este trabajo de tesis cumplió su meta final que es caracterizar la geometría de la zona Benioff. De igual forma, sirve como antecedente y suplemento para trabajos posteriores de la zona. Así mismo, se pretende que este trabajo busque ampliar el conocimiento local que tenemos de la zona para poder transformarlo en modelos más globales que incluyan y expliquen características de las zonas de subducción en el mundo.

Anexos

A.1. Tabla con las localizaciones de los eventos antes de la relocalización con *hypoDD*:

Num	Año	Mes	Día	Hora	Min	Seg	Lat [°]	Lon [°]	Prof [Km]
1	2007	9	3	11	31	28	16.95	-95.41	89.4
2	2007	9	6	5	4	55	15.79	-96.02	30.2
3	2007	9	7	7	22	17	16.43	-95.03	11.1
4	2007	9	8	20	41	53	16.59	-95.06	5
5	2007	9	9	23	22	33	17.29	-93.76	136.5
6	2007	9	10		52	42	15.8	-94.28	66
7	2007	9	11	9	51	3	16.9	-95.08	100.2
8	2007	9	14	21	46	34	16.73	-95.07	91.7
9	2007	9	15	9	1	17	17.32	-95.6	98.6
10	2007	9	15	10	30	48	17.42	-94.83	147.2
11	2007	9	15	18	17	53	17.25	-94.67	144.8
12	2007	9	16	21	32	36	17.23	-95.21	124.8
13	2007	9	27	11	42	36	15.35	-94.46	49.4
14	2007	9	30	3	49	51	17.64	-95.68	94.4
15	2007	10	1	14	41	53	17.28	-94.31	140
16	2007	10	1	20	16	39	16.82	-95.12	99
17	2007	10	3	21	58	31	16.85	-94.42	136.1
18	2007	10	4	3	23	47	17.24	-94.77	137.6
19	2007	10	5	3	52	43	17.17	-94.78	131.6
20	2007	10	12	22	11	32	17.31	-94.45	128.9
21	2007	10	19	5	13	36	17.64	-94.53	151.5
22	2007	10	20	15	14	44	16.31	-95.82	29.2
23	2007	10	24	18	25	51	15.73	-94.27	47.2
24	2007	11	1	7	30	27	17.95	-94.61	74.7
25	2007	11	13	5	18	58	17.01	-94.19	143.1
26	2007	11	16	11	6	19	16.03	-95.01	42
27	2007	11	16	20	21	59	17.4	-94.61	119.2
28	2007	11	21	11	49	46	16.65	-94.05	121.1
29	2007	11	21	20	18	13	16.2	-94.85	79
30	2007	11	27	7	13	33	16.25	-95.58	12.8
31	2007	11	30	6	55	53	17	-94.12	146.6
32	2007	12	2	16	29	1	15.48	-94.85	30.8
33	2007	12	3	4	31	1	17.33	-94.56	140.8
34	2007	12	5	19	22	25	16.99	-95.09	115.3
35	2007	12	7		28	0	15.94	-95.03	41.5
36	2007	12	8	2	13	5	15.84	-94.65	42.5
37	2007	12	9	18	48	49	17.27	-94.68	137.5
38	2007	12	16	17	32	5	15.89	-95.53	15.3
39	2007	12	16	18	48	25	15.9	-95.54	11
40	2007	12	21	14	52	50	17.18	-95.35	112.8
41	2007	12	22	4	58	29	15.54	-94.78	45
42	2007	12	27	14	57	41	17.4	-94.91	134.3
43	2008	1	11	11	9	27	15.57	-94.83	45.4
44	2008	1	12	15	47	44	17.64	-95.23	125
45	2008	1	12	19	19	44	15.74	-95.71	33.4
46	2008	1	14	1	3	27	17.47	-94.47	184.2

47	2008	1	15	21	1	17	16.19	-95.92	24.2
48	2008	1	18	1	5	27	16.16	-95.02	57.6
49	2008	1	18	21	34	24	16.86	-95.1	104.3
50	2008	1	20	4	20	16	16.78	-94.29	125
51	2008	1	21	1	53	17	17.51	-94.66	148.7
52	2008	1	21	17	10	6	16	-94.05	87
53	2008	1	25	3	16	6	17.81	-94.71	158.5
54	2008	1	26	2	25	5	17.14	-95.28	122.9
55	2008	1	31	22	51	42	16.42	-94.41	100.3
56	2008	2	11	1	53	37	17.14	-94.51	147.2
57	2008	2	11	20	33	31	16.9	-94.34	140.3
58	2008	2	11	22	20	33	16.26	-94.3	102.4
59	2008	2	12	12	50	18	16.28	-94.52	84
60	2008	2	22	7	49	43	15.84	-94.55	53.9
61	2008	2	22	19	47	35	16.35	-95.77	45
62	2008	2	23	9	19	35	15.86	-94.53	46.4
63	2008	2	26	12	4	19	17.4	-94.6	141.7
64	2008	2	27	4	50	54	17.45	-94.81	139.6
65	2008	2	28	4	42	2	15.84	-94.54	51.9
66	2008	2	29	1	51	58	17.43	-95.82	99.8
67	2008	3	2	5	17	22	16.05	-94.98	53.7
68	2008	3	3	2	30	11	17.29	-94.98	136.4
69	2008	3	8	16	24	17	17.21	-94.79	133.1
70	2008	3	9	3	21	17	16.07	-94.31	84.3
71	2008	3	9	7	10	21	16.53	-94.86	88.5
72	2008	3	10	18	24	43	15.75	-94.38	61.5
73	2008	3	11	12	43	50	15.78	-94.09	25
74	2008	3	11	20	33	47	16.63	-94.87	101.3
75	2008	3	12	18	19	13	16.69	-94.54	102.4
76	2008	3	15	12	2	31	15.67	-95.32	26.9
77	2008	3	16	8	4	1	17.35	-94.72	133.4
78	2008	3	17	8	35	17	17.51	-95.17	125.3
79	2008	3	18	3	43	50	17.02	-94.06	159
80	2008	3	19	7	53	19	17.4	-94.9	136.3
81	2008	3	23	17	23	35	15.88	-94.54	45.9
82	2008	3	23	23	57	7	15.92	-94.51	45.3
83	2008	3	24	15	9	22	16.27	-94.72	81.6
84	2008	3	30	2	13	41	15.55	-94.73	45.2
85	2008	4	1	22	42	7	15.85	-94.55	45.7
86	2008	4	4	14	10	10	15.85	-94.55	53
87	2008	4	7	12	17	25	15.85	-94.55	47.7
88	2008	4	11	5	10	2	16.99	-95.36	101.9
89	2008	4	21	11	25	20	18.08	-94.12	42.7
90	2008	4	21	12	2	40	17.43	-94.94	136.3
91	2008	4	26		38	23	15.98	-95.93	39.7
92	2008	5	3	5	46	16	17.13	-95.41	106.1
93	2008	5	4	20	12	42	17.03	-95.49	96.7
94	2008	5	5	5	6	43	15.88	-95.57	19
95	2008	5	6	4	8	8	17.62	-94.93	136.3
96	2008	5	9	13	4	35	15.93	-95.56	26.5
97	2008	5	12	4	37	55	16.97	-95.35	103.2
98	2008	5	18	9	9	32	17.13	-95.32	108.1
99	2008	5	19	15	6	21	16.69	-95.83	41.7

100	2008	5	22		28	7	16.44	-95.66	35
101	2008	5	22	7	27	32	15.5	-94.77	29.5
102	2008	5	24	21	59	3	15.76	-93.99	76
103	2008	5	25	9	1	21	15.81	-93.96	68.3
104	2008	5	25	11	51	11	15.75	-93.99	69.9
105	2008	5	26	14	2	5	16.99	-95.38	104.2
106	2008	5	30	7	6	59	16.82	-94.01	145
107	2008	5	30	15	39	36	15.87	-94.98	45.4
108	2008	5	31	2	30	45	15.21	-94.8	14.2
109	2008	6	2	17	27	60	17.17	-94.58	143.2
110	2008	6	3	23	46	6	16.18	-94.59	87.3
111	2008	6	9	7	52	23	16.54	-94.81	108.8
112	2008	6	19	15	25	3	16.77	-94.51	116.5
113	2008	6	21	2	54	56	17.5	-94.76	147.5
114	2008	6	22	1	32	6	16.71	-94.16	119.3
115	2008	6	22	16	31	1	17.2	-94.44	150.9
116	2008	6	23	12	59	47	15.55	-94.81	43.4
117	2008	6	24	1	5	58	16.27	-94.09	93.2
118	2008	6	26	10	23	29	17.41	-94.9	136.9
119	2008	6	28	9	51	12	16.93	-95.19	110
120	2008	6	29	14	28	12	17.47	-94.73	151
121	2008	6	30	5	3	46	17.16	-94.77	65.4
122	2008	7	3	2	24	30	17.13	-94.02	169.4
123	2008	7	3	12	24	2	17.47	-94.85	146.7
124	2008	7	3	18	21	20	15.8	-94.48	69.8
125	2008	7	4	16	31	43	17.09	-94.09	171.3
126	2008	7	5		36	56	15.55	-94.78	46.4
127	2008	7	7	1	26	36	15.61	-94.79	39.4
128	2008	7	9	12	36	19	15.39	-94.5	45.5
129	2008	7	10	5	10	33	16.01	-94.01	96.7
130	2008	7	10	21	22	29	16.17	-94.99	79.5
131	2008	7	11	10	42	32	16.86	-94.15	129
132	2008	7	13	3	22	59	15.51	-94.62	45.7
133	2008	7	16		50	7	17.18	-94.73	145.5
134	2008	7	22	2	38	39	16.29	-95.04	70.2
135	2008	7	30	23	56	26	17.21	-94.99	126.5
136	2008	8	2	3	29	14	18.16	-94.64	52.8
137	2008	8	5	20	1	12	17.14	-94.03	175.1
138	2008	8	7	11	38	59	18.24	-94.69	58.4
139	2008	8	8	17	59	14	16.71	-94.72	104.3
140	2008	8	14	4	26	5	15.41	-95.58	33.7
141	2008	8	19	10	23	18	16.65	-94.73	105.9
142	2008	8	21	15	59	29	15.71	-94.06	71.8
143	2008	8	24	8	19	8	15.2	-95.5	33.1
144	2008	8	29	15	1	28	15.59	-94.75	22.7
145	2008	8	31	16	30	38	15.88	-96.1	17
146	2008	9	2	11	40	13	16.95	-94.95	112.1
147	2008	9	5	5	57	42	17.56	-95.2	124.6
148	2008	9	8	15	37	11	16.32	-95.17	73.1
149	2008	9	10	5	4	59	16.1	-94.97	60.7
150	2008	9	11	15	8	49	16.74	-94.96	95
151	2008	9	19	11	54	12	15.64	-94.24	34.8
152	2008	9	21	21	48	17	15.92	-94.38	96.1

153	2008	9	22	1	2	58	17.27	-95.33	109.7
154	2008	9	22	13	11	48	16.27	-94.59	85.6
155	2008	9	23	1	15	30	15.61	-95.33	41.7
156	2008	10	4	20	0	57	15.39	-94.6	45.9
157	2008	10	11	9	43	48	15.61	-94.08	58.4
158	2008	10	13	9	6	36	16.02	-95.69	35
159	2008	10	13	21	5	33	17.01	-94.21	159.3
160	2008	10	14	1	8	26	16.92	-94.32	131.6
161	2008	10	14	3	18	59	17.07	-94.91	57.2
162	2008	10	15	5	51	4	16.68	-94.56	101
163	2008	10	19	14	11	53	16.23	-94.58	92.7
164	2008	10	20	7	20	29	16.18	-95.82	18.3
165	2008	10	24	5	14	39	17.11	-95.06	124.5
166	2008	11	7	14	48	21	15.77	-95	19.6
167	2008	11	7	20	13	31	16.93	-95.2	105.5
168	2008	11	8	7	51	48	15.5	-95.89	17.6
169	2008	11	9	5	35	36	17.09	-95.58	93.9
170	2008	11	12	11	16	28	17.17	-95.83	83.3
171	2008	11	23	18	6	38	17.14	-94.08	168.2
172	2008	11	23	18	25	21	17.03	-94.18	147.2
173	2008	11	24	17	36	27	16.92	-94.96	113.3
174	2008	11	28	12	0	50	16.78	-94.99	98.2
175	2008	11	29	6	40	18	17.06	-94.91	123.5
176	2008	12	4	5	38	11	16.45	-95.16	76
177	2008	12	8	8	22	1	16.86	-94.49	116.6
178	2008	12	8	13	24	30	15.61	-94.83	45.3
179	2008	12	9	11	38	3	17.26	-94.38	45.5
180	2008	12	18	3	57	47	15.51	-94.65	45
181	2008	12	18	10	22	5	17.36	-94.64	149.7
182	2008	12	20	21	11	54	17.14	-94.07	168.4
183	2008	12	23	7	43	6	15.51	-95.69	34.1
184	2008	12	24	5	34	8	17.08	-94.63	136.1
185	2008	12	26	22	35	29	15.83	-94.08	86.6
186	2008	12	31	6	52	13	15.53	-95.64	23.8
187	2008	12	31	14	21	54	17.2	-94.58	151.1
188	2008	12	31	17	21	53	16.45	-93.98	141.6
189	2009	1	3	4	23	6	15.54	-94.79	44.5
190	2009	1	3	8	35	0	15.74	-94.55	60.5
191	2009	1	8	22	55	19	17.26	-94.95	125.4
192	2009	1	9	5	36	10	15.62	-94.79	45.2
193	2009	1	9	16	51	43	17.23	-95.09	127.1
194	2009	1	13	1	20	1	15.57	-94.69	29.9
195	2009	1	14	14	54	54	16.58	-94.71	106.4
196	2009	1	20	9	1	52	17.2	-94.66	134.4
197	2009	1	22	5	56	55	15.23	-94.64	18.7
198	2009	1	27	14	21	57	15.45	-94.28	34
199	2009	1	29	5	9	34	16.15	-94.96	76.5
200	2009	1	29	14	2	14	17.54	-94.86	138.7
201	2009	1	31	6	55	43	17.18	-94.55	152.5
202	2009	2	2	10	4	0	16.94	-95.39	96.5
203	2009	2	10	4	0	2	16.73	-94.18	139.2
204	2009	2	16	1	53	0	16.77	-94.75	113.2
205	2009	2	20		22	45	17.3	-94.79	140.7

206	2009	2	25	16	15	19	15.59	-94.82	45.8
207	2009	2	26	17	44	40	16.28	-95.75	9.2
208	2009	2	27	2	12	28	17.58	-95.15	127.7
209	2009	2	27	10	51	45	16.41	-94.86	83.6
210	2009	2	27	14	49	51	16.67	-95.4	81
211	2009	3	2	21	20	51	16.05	-95.33	38.4
212	2009	3	8	11	46	15	17.29	-94.71	144.4
213	2009	3	8	17	19	2	17.19	-94.14	176

A.2. Tabla con las relocalizaciones de *hypoDD*:

Num.	Lat [°]	Lon[°]	Prof [Km]	Año	Mes	Día	Hora	Min
1	16.931	-95.296	98.316	2007	9	3	11	31
5	17.197	-94.074	180.996	2007	9	9	23	22
7	16.877	-94.893	107.613	2007	9	11	9	51
8	16.751	-95.055	92.015	2007	9	14	21	46
10	17.405	-94.747	146.8	2007	9	15	10	30
11	17.272	-94.659	144.034	2007	9	15	18	17
12	17.216	-95.186	121.303	2007	9	16	21	32
15	17.290	-94.359	143.615	2007	10	1	14	41
16	16.847	-95.070	99.577	2007	10	1	20	16
17	16.840	-94.394	132.631	2007	10	3	21	58
18	17.253	-94.728	137.782	2007	10	4	3	23
19	17.162	-94.671	134.894	2007	10	5	3	52
20	17.329	-94.541	139.034	2007	10	12	22	11
23	15.719	-94.283	52.555	2007	10	24	18	25
25	17.033	-94.201	149.166	2007	11	13	5	18
27	17.386	-94.777	136.949	2007	11	16	20	22
28	16.647	-94.061	121.297	2007	11	21	11	49
29	16.193	-94.858	80.187	2007	11	21	20	18
31	16.995	-94.160	154.054	2007	11	30	6	55
32	15.466	-94.912	34.401	2007	12	2	16	29
33	17.342	-94.626	146.567	2007	12	3	4	31
34	17.004	-95.085	116.233	2007	12	5	19	22
36	15.852	-94.597	43.616	2007	12	8	2	13
37	17.289	-94.710	139.604	2007	12	9	18	48
38	15.884	-95.521	13.507	2007	12	16	17	32
39	15.894	-95.520	10.727	2007	12	16	18	48
40	17.198	-95.366	110.095	2007	12	21	14	52
41	15.539	-94.768	45.341	2007	12	22	4	58
42	17.400	-94.939	134.37	2007	12	27	14	57
44	17.647	-95.236	122.984	2008	1	12	15	47
47	16.197	-95.920	23.151	2008	1	15	21	1
48	16.154	-95.003	56.771	2008	1	18	1	5
49	16.870	-95.113	104.182	2008	1	18	21	34
50	16.772	-94.293	127.371	2008	1	20	4	20
51	17.505	-94.709	148.636	2008	1	21	1	53
52	15.983	-94.061	86.741	2008	1	21	17	10
54	17.140	-95.277	120.138	2008	1	26	2	25
56	17.162	-94.491	146.456	2008	2	11	1	53

57	16.917	-94.300	139.695	2008	2	11	20	33
59	16.266	-94.513	84.938	2008	2	12	12	50
60	15.851	-94.531	51.05	2008	2	22	7	49
62	15.870	-94.513	43.561	2008	2	23	9	19
63	17.410	-94.647	143.438	2008	2	26	12	4
64	17.482	-94.843	138.754	2008	2	27	4	50
65	15.850	-94.534	49.576	2008	2	28	4	42
67	16.065	-94.984	54.115	2008	3	2	5	17
68	17.303	-94.951	135.043	2008	3	3	2	30
69	17.220	-94.797	133.048	2008	3	8	16	24
71	16.540	-94.846	88.669	2008	3	9	7	10
72	15.743	-94.364	59.584	2008	3	10	18	24
74	16.643	-94.817	102.446	2008	3	11	20	33
75	16.683	-94.566	102.46	2008	3	12	18	19
77	17.348	-94.747	134.5	2008	3	16	8	4
78	17.506	-95.173	123.923	2008	3	17	8	35
79	17.031	-94.084	159.196	2008	3	18	3	43
80	17.408	-94.910	137.015	2008	3	19	7	53
81	15.876	-94.534	45.221	2008	3	23	17	23
82	15.905	-94.513	45.666	2008	3	23	23	57
83	16.270	-94.735	80.857	2008	3	24	15	9
86	15.861	-94.547	53.985	2008	4	4	14	10
87	15.859	-94.534	44.123	2008	4	7	12	17
88	16.988	-95.363	101.132	2008	4	11	5	10
90	17.448	-94.939	135.761	2008	4	21	12	2
92	17.126	-95.418	104.96	2008	5	3	5	46
93	17.026	-95.484	96.917	2008	5	4	20	12
95	17.619	-94.950	137.236	2008	5	6	4	8
96	15.921	-95.558	25.987	2008	5	9	13	4
97	16.974	-95.338	102.394	2008	5	12	4	37
98	17.129	-95.333	106.923	2008	5	18	9	9
101	15.486	-94.773	30.681	2008	5	22	7	27
102	15.766	-93.976	75.236	2008	5	24	21	59
103	15.794	-93.965	69.556	2008	5	25	9	1
104	15.758	-93.984	68.711	2008	5	25	11	51
105	17.019	-95.364	103.795	2008	5	26	14	2
109	17.205	-94.570	140.866	2008	6	2	17	27
110	16.176	-94.590	85.22	2008	6	3	23	46
111	16.541	-94.787	104.241	2008	6	9	7	52
112	16.760	-94.520	115.061	2008	6	19	15	25
113	17.515	-94.763	146.494	2008	6	21	2	54
114	16.695	-94.183	119.374	2008	6	22	1	32
115	17.213	-94.432	149.836	2008	6	22	16	31
116	15.550	-94.807	42.897	2008	6	23	12	59
118	17.388	-94.925	135.401	2008	6	26	10	23
119	16.914	-95.198	106.759	2008	6	28	9	51
120	17.477	-94.743	150.213	2008	6	29	14	28
122	17.116	-94.041	171.781	2008	7	3	2	24
123	17.436	-94.837	142.456	2008	7	3	12	24
124	15.800	-94.486	70.075	2008	7	3	18	21
125	17.097	-94.086	170.635	2008	7	4	16	31
126	15.552	-94.792	45.217	2008	7	5	0	36
127	15.596	-94.780	41.345	2008	7	7	1	26

129	16.005	-93.993	96.548	2008	7	10	5	10
130	16.146	-94.986	76.899	2008	7	10	21	22
131	16.836	-94.152	128.394	2008	7	11	10	42
133	17.181	-94.705	143.652	2008	7	16	0	50
134	16.293	-95.030	68.913	2008	7	22	2	38
135	17.192	-94.981	125.568	2008	7	30	23	56
137	17.140	-94.034	176.392	2008	8	5	20	1
139	16.693	-94.730	100.128	2008	8	8	17	59
141	16.658	-94.727	104.69	2008	8	19	10	23
142	15.715	-94.055	71.283	2008	8	21	15	59
144	15.586	-94.759	20.573	2008	8	29	15	1
146	16.914	-94.942	112.175	2008	9	2	11	40
147	17.538	-95.198	124.963	2008	9	5	5	57
149	16.094	-94.965	62.738	2008	9	10	5	4
150	16.726	-94.944	95.022	2008	9	11	15	8
153	17.270	-95.313	109.821	2008	9	22	1	2
154	16.269	-94.577	87.37	2008	9	22	13	11
159	17.015	-94.190	158.977	2008	10	13	21	5
160	16.911	-94.323	129.892	2008	10	14	1	8
162	16.676	-94.569	102.385	2008	10	15	5	51
163	16.232	-94.569	91.373	2008	10	19	14	11
164	16.188	-95.818	17.435	2008	10	20	7	20
165	17.097	-95.032	122.123	2008	10	24	5	14
167	16.926	-95.175	105.186	2008	11	7	20	13
169	17.090	-95.574	92.113	2008	11	9	5	35
171	17.131	-94.078	168.41	2008	11	23	18	6
172	17.042	-94.188	148.565	2008	11	23	18	25
173	16.906	-94.962	112.849	2008	11	24	17	36
174	16.772	-94.997	96.184	2008	11	28	12	0
175	17.067	-94.905	122.592	2008	11	29	6	40
177	16.855	-94.483	114.382	2008	12	8	8	22
180	15.509	-94.645	43.599	2008	12	18	3	57
181	17.342	-94.646	150.613	2008	12	18	10	22
182	17.129	-94.085	169.281	2008	12	20	21	11
184	17.073	-94.626	134.611	2008	12	24	5	34
185	15.835	-94.082	86.529	2008	12	26	22	35
187	17.212	-94.551	149.005	2008	12	31	14	21
189	15.536	-94.764	42.675	2009	1	3	4	23
190	15.734	-94.560	61.958	2009	1	3	8	35
191	17.232	-94.958	127.681	2009	1	8	22	55
193	17.239	-95.077	126.265	2009	1	9	16	51
194	15.562	-94.682	30.542	2009	1	13	1	20
195	16.588	-94.692	105.441	2009	1	14	14	54
196	17.180	-94.617	132.826	2009	1	20	9	1
199	16.162	-94.945	75.012	2009	1	29	5	9
200	17.529	-94.856	140.278	2009	1	29	14	2
201	17.205	-94.534	151.983	2009	1	31	6	55
202	16.955	-95.372	97.284	2009	2	2	10	4
204	16.759	-94.734	111.512	2009	2	16	1	53
205	17.297	-94.785	139.009	2009	2	20	0	22
208	17.591	-95.140	126.118	2009	2	27	2	12
212	17.287	-94.704	142.536	2009	3	8	11	46
213	17.194	-94.141	176.485	2009	3	8	17	19

Bibliografía:

- Aki, K., Richards Paul G. (1980). *Quantitative seismology*, Freeman and Co.
- Bouchon, M., 1981, A simple method to calculate Green's functions in elastic layered media. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**(4), 959–971.
- Bravo, H., Rebollar, C., Uribe, A., Jimenez, O., 2004, Geometry and state of stress of the Wadatti-Benioff zone in the Gulf of Tehuantepec, *J. Geophys. Res.*, **109**, doi: 10.1029/2003JB002854.
- DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., Stein, S., 1994, Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale one estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.
- Eaton, J. P., 1969. HYPOLAYR, a computer program for determining hypocenters of local earthquakes in an earth consisting of uniform flat layers over a half space, *Open File Report, U.S. Geological Survey*, 155 pp.
- Geiger, L., 1912, Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only (translated from Geiger's 1910 German article), *Bulletin of St. Louis University*, **8**(1), 56-71.
- Graybill, F.A. (1969). *Introduction to Matrices with Applications in Statistics*, Wadsworth. Publishing Co. Inc., Belmont.
- Guzmán-Speziale, M., Pennington, W., Matumoto, T., 1989, The triple junction of the Northamerica, Cocos and Carriibbean paltes: seismicity and tectonics, *Tectonics*, **8**, 981-997.
- Herrmann, R. B., Wang, C.-Y. 1985, A comparison of synthetic seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 41-56.
- Kanjorski, M. N., 2003, Cocos plate structure along the Middle America Subduction zone off Oaxaca and Guerrero, Mexico: influence of subducting plate morphology on tectonics and seismicity, *tesis de doctorado, University of California San Diego*, 190 pp.
- Klitgord, K.D., Mammerickxi, J., 1982, *Northern east Pacific rise: magnetic anomaly and bathymetric framework*, *J. Geophys. Res.*, **87**, 6725-6750.e
- Langston, C. A., 1981, Source inversion of seismic waveforms: the Koyna, India, Earthquakes of 13 September, 1967, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 1-24.
- Lee, W. H. K., Lahr, J. C., 1972, HYP071: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, *Open File Report, U. S. Geological Survey*, 100 pp.
- Lines, L. R., Treitel, S., 2006, A review of the least-squares inversion and its application to geophysical problems, *Geophysycal Prospecting*, **32**, 2, 159-186.
- Machorro, R., Mickus, K., 1993, Structural continuity of the Polochic Fault into southwest Mexico, *Eos, Transactions of the American Geophysical Union*, **74**, 576.

Manea, M., Manea, V. C., Ferrari, L., Kostoglodov, V., Bandy, W., 2005, Tectonic evolution of the Tehuantepec ridge, *Earth Planet Sci.*, **238**, 64-77.

Melgar, D. 2009, El proceso de subducción en la zona del Istmo de Tehuantepec a partir de funciones receptor, tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.

Menke, W., 1989, *Geophysical Data Analysis; Discrete Inverse Theory, Revised Edition*: Academic Press, Inc., Harcourt Brace Jovanovich Publishers, San Diego.

Molnar, P., Sykes, L. R., 1969, Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **80**, 1639-1684.

Pardo, M., Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico, seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, **100**, 12, 357-12, 373.

Pérez-Campos X., YoungHee Kim, A. Husker, P. M. Davis, R. W. Clayton, A. Iglesias, J. F. Pacheco, S. K. Singh V. Manea, M. Gurnis, 2008, Horizontal Subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 35, L18303, doi:10.1029/2008GL035127

Ponce, L., Gaulon, R., Suárez, G., Lomas, E., 1992, Geometry and state of stress of the downgoing Cocos plate in the isthmus of Tehuantepec, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 773-776.

Shearer, P. M. 1999. *Introduction to Seismology*: Cambridge University Press.

Stein, S., Wysession, M.; 2003, *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*; Blackwell Publishing 1a Ed. E.U., 498 pp.

Tarantola, A., 1987, *Inverse problem theory*: Elsevier.

Truchan, M., Larson, R. L., 1973, Tectonic lineaments on the Cocos plate, *Earth and Planetary Science Letters*, **17**, 2, 426-432.

Waldhauser, F., Ellsworth, W. L., 2000, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am*, **90**, 1353-1368.

Waldhauser, F., 2001, hypoDD: A program to compute double-difference hypocenter locations, *Open File Report, U. S. Geological Survey*, 01-113.

SITIOS DE INTERNET:

Earthquake Topics – Locating Earthquakes

<http://earthquake.usgs.gov/learn/topics/?topicID=64>

<http://www.ldeo.columbia.edu/~felixw/hypoDD.html>