

03077
1



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO



**INSTITUTO DE GEOFISICA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**ESTRUCTURA TRIDIMENSIONAL DE LA ZONA DE
SUBDUCCIÓN EN GUERRERO, MÉXICO: UN ANÁLISIS
DE TRAZADO DE RAYOS CON BASE EN
SISMOS REGIONALES MEXICANOS**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

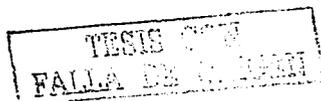
**MAESTRÍA EN SISMOLOGÍA
Y FÍSICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA**

PRESENTA

CARIDAD CÁRDENAS MONROY

México, D.F.

Enero, 2003.





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Contenido

1. Introducción	1
2. Sismotectónica del estado de Guerrero	3
2.1. Análisis documental de la sismicidad	3
2.2. Modelos de subducción propuestos para el estado de Guerrero	6
2.2.1. Modelos Combinados	9
3. Teoría de trazado de rayos	11
3.1. Fundamentos de la teoría de rayos	11
3.2. Trazado de rayos para trayectorias de tiempo mínimo	12
3.3. Programa RAY3D	16
4. Relocalización de eventos	17
4.1. Selección de eventos	17
4.2. Método de Relocalización	19
4.2.1. Programa JHD	19
4.3. Resultados de la relocalización conjunta con JHD	21
5. Comparación de modelos propuestos	25
5.1. Resultados de la comparación de modelos	28
6. Modelo final	36
6.1. Nuevos modelos propuestos	36
6.2. Resultados del análisis del modelo final	38
7. Conclusiones	47
Apéndice	48
Referencias Bibliográficas	91

TESIS DE GRADO
FALLA DE GUERRERO

Capítulo 1

Introducción

La definición de un modelo de velocidades es una de las bases para cualquier estudio sísmológico que se pretenda realizar. Generalmente se determinan modelos promedios de espesores y velocidades en dos dimensiones. Sin embargo, con estos modelos no se toman en cuenta heterogeneidades laterales. En este estudio se propone un modelo tridimensional de espesores y velocidades, con el cual pretendemos aportar mas información para la comprensión de la geometría de la placa de Cocos subducida y de la estructura coortical en el estado de Guerrero.

El área de estudio está comprendida entre las latitudes 16° y 19.5° N y las longitudes 98° y 103° W. Esta región comprende el estado de Guerrero en el SW de la República Mexicana.

La tectónica al SW de México, en el estado de Guerrero, está dominada por un contacto de convergencia litosférica en donde la placa de Cocos subduce bajo la placa de Norteamérica y está definido por la Trincheras Mesoamericana (fig. 1.1).

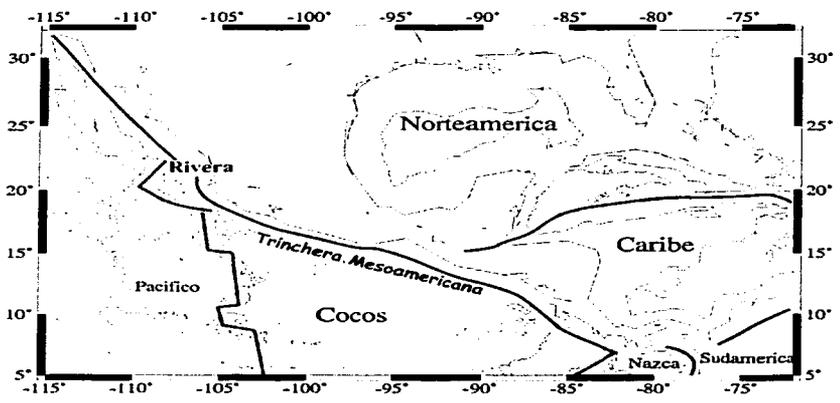


Figura 1.1. Tectónica de la República Mexicana.

TESIS
FALLA D. ...

En la costa del estado de Guerrero existe uno de los *gaps* (brechas sísmicas) más importantes de la República Mexicana. Un *gap* sísmico es un segmento del contacto entre las placas en el cual no ha ocurrido un sismo fuerte desde hace mucho tiempo y la energía acumulada es suficiente para producir un sismo de grandes magnitudes. Esta es una de las razones que hacen del estado de Guerrero una región de gran interés sísmico.

Al ocurrir un sismo en la costa del Pacífico mexicano, las ondas viajan por la astenósfera, por la corteza subducida oceánica y por la corteza continental hasta llegar a la superficie terrestre, de esta manera las ondas sísmicas hacen un muestreo de las diferentes estructuras acumulando esta información en su forma de onda y los respectivos tiempos de arribo para cada fase. Para conocer a detalle la estructura por la cual viajan las ondas se pueden comparar los tiempos de arribo de ondas de cuerpo de sismos reales con tiempos de arribo teóricos calculados con modelos existentes en la literatura.

Las ondas sísmicas de periodo corto se pueden representar por medio de rayos, esto es de gran utilidad cuando trabajamos con medios estratificados de diferentes velocidades. Con la ley de Snell se puede interpretar el ángulo que seguirá la trayectoria de cada rayo al pasar por un medio en específico.

Los registros sísmicos en la Cd. de México de eventos de la zona de subducción por lo general presentan gran amplitud, esto puede significar que la geometría de la zona de Wadati-Benioff es tal, que las ondas reflejadas llegan directamente a la Cd. de México. La cantidad de rayos reflejados y refractados que llegan a la ciudad depende de la geometría de la placa de Cocos en subducción y el Moho (contacto entre la corteza continental y el manto).

Para realizar este análisis de tiempos de arribo necesitamos modelos de la geometría de subducción de la placa de Cocos y modelos de velocidades y capas. Los dos modelos más recientes son: la geometría de subducción propuesta por Pardo y Suárez (1995) y el modelo con geometría y estructura de velocidades publicada por Valdés-González y Meyer (1996). Sin embargo, existen discrepancias geométricas entre ambos modelos, principalmente para la forma de la placa oceánica subducente.

Realizando un trazado de rayos para los dos modelos mencionados anteriormente para la zona de subducción en el estado de Guerrero podremos saber si alguno de ellos refleja lo que efectivamente se observa en los registros sísmicos. Las repercusiones sísmicas para la ciudad de México suponiendo modelos diferentes serían muy distintas.

TESIS CON
FALLA DE COPIEN

Capítulo 2

Sismotectónica del estado de Guerrero

2.1. Análisis documental de la sismicidad

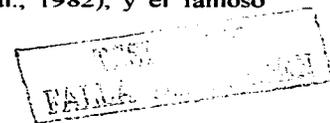
México es un país sísmicamente muy activo, la mayoría de sus sismos son producto de la subducción con profundidades entre los 5 –25 km . Ocurre también sismicidad en el interior de la placa subducente con profundidades entre 40 y 200 km (Dewey y Suárez,1991) y algunos sismos someros alejados de la trinchera que son producto de volcanismo y de fallas locales.

En la figura 2.1.1 se observa la sismicidad ($M \geq 4.5$) en México reportada por el Servicio Sismológico Nacional entre los años de 1988 a 1994, la densidad de epicentros es mayor en las cercanías de la Trincherla Mesoamericana y en los límites de la placa de Rivera. Algunos sismos dispersos pueden estar asociados a fallas superficiales o a volcanismo.

En la región central de México, en los estados de Michoacán, Guerrero y Oaxaca, la placa de Cocos subduce con un ángulo somero de aproximadamente 12° - 15° , lo cual refleja probablemente la relativa juventud de la litósfera oceánica en subducción (Bevis y Isacks, 1984), y es sismogénica a profundidades de hasta 100 km (Burbach et al., 1984; Pardo y Suárez, 1995). Los sismos con profundidades mayores a 40 km ocurren en el interior de la placa de Cocos subducida y no en la interface de ambas placas; muchos de estos sismos presentan mecanismos focales de falla normal con ejes de máxima extensión aproximadamente paralelos a la dirección de subducción de la corteza oceánica.

Varios segmentos de la zona de subducción, en la región central de México, tienen periodos de recurrencia de 30 a 40 años para sismos de magnitudes 7.5 o mayor con mecanismos de falla inversa (Dewey y Suárez,1991). Sin embargo, han existido también sismos destructivos con mecanismos de falla normal; por ejemplo el sismo del 15 de enero de 1931 con $M = 8.0$, el cual se localizó en el interior de la placa de Cocos subducida inmediatamente debajo de la interface entre la placa de Cocos y de Norteamérica (Singh et al., 1985).

Desde 1973 han ocurrido algunos sismos importantes en *gaps* conocidos, por ejemplo: 30 de enero de 1973 con $M = 7.5$ (Reyes et al., 1973), 29 de noviembre de 1978 con $M = 7.8$ (Singh, 1979), 14 de marzo de 1979 con $M = 7.6$ (Valdés et al., 1982), y el famoso



terremoto del 19 de septiembre de 1985 con $M = 8.1$ (UNAM Seismology Group, 1986). Actualmente el gap potencialmente más peligroso en México es el gap de Guerrero, entre los 100°W a 101°W .

Como se observa en la figura 2.1.2, los sismos que ocurren en territorio mexicano, cuyos hipocentros son profundos, se encuentran alejados de la costa mientras que los sismos someros tienen sus epicentros, en la mayoría de los casos, muy cerca de la Trinchera Mesoamericana.

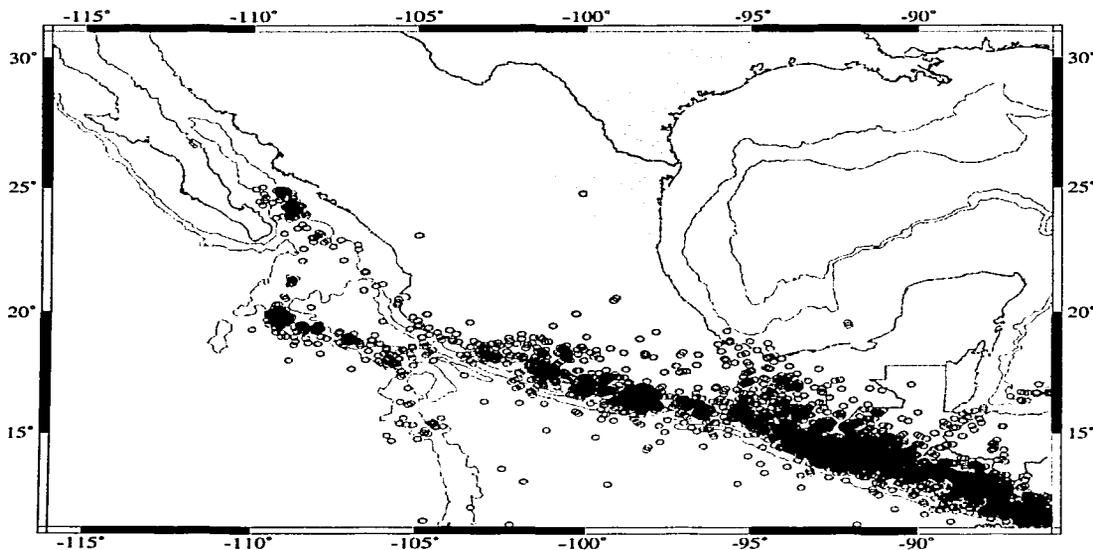


Figura 2.1.1. Mapa de epicentros de eventos sísmicos reportados por el Servicio Sismológico Nacional de magnitud ≥ 4.5 en territorio mexicano, de 1988 a 1994.

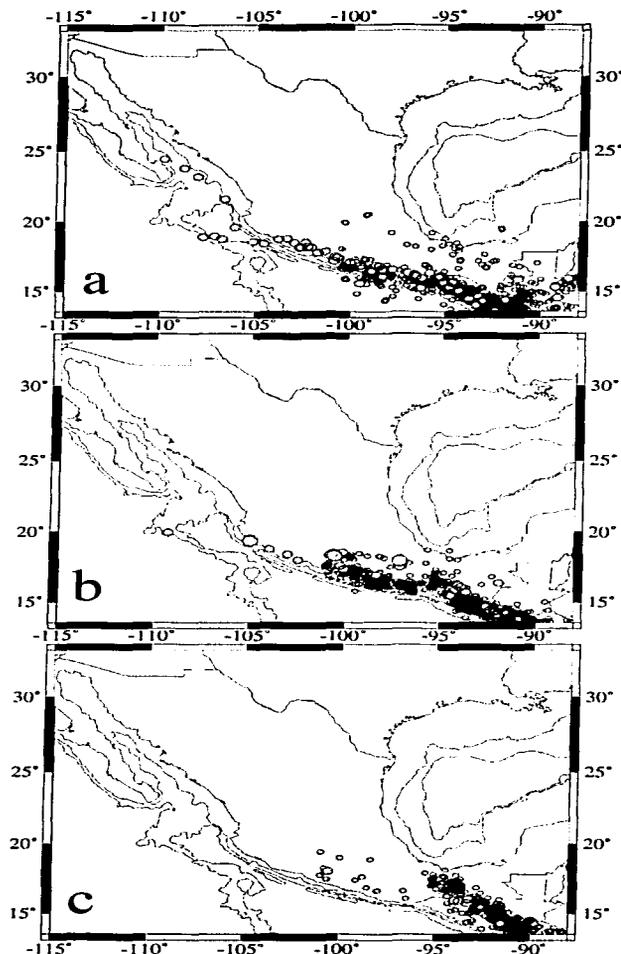


Figura 2.1.2. Epicentros de eventos sísmicos reportados por el ISC (International Seismological Centre) desde 1964 a 1986. a) Sismos con profundidades menores a 50 km. b) Sismos con profundidades de 50 a 100 km. c) Sismos con profundidades mayores a 100 km.

INSTITUTO
NACIONAL DE ESTADÍSTICA
Y CENSOS
FALSA DE ORIGEN

2.2. Modelos de subducción propuestos para el estado de Guerrero

Uno de los modelos de la geometría de subducción para la placa de Cocos más recientes y más utilizados es el publicado por Pardo y Suárez (1995) (figura 2.2.1).

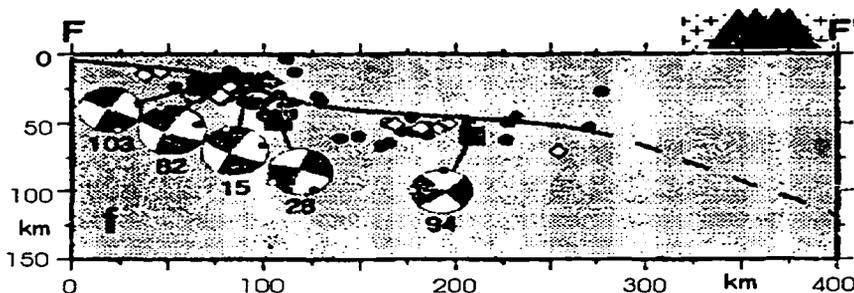


Figura 2.2.1. Geometría de subducción para zona de Guerrero propuesta por Pardo y Suárez (1995).

Ellos definen la geometría de la zona de Wadati-Benioff con base en hipocentros de eventos sísmicos y algunos mecanismos focales. Encuentran que en la costa de Oaxaca la placa de Cocos subduce con un ángulo aproximado de 30-35°, para la zona de Guerrero la placa en subducción se encuentra subhorizontal entre los 110 y 275 km de distancia a la Trinchera Mesoamericana y alcanza una profundidad media de 50 km en esta región, doblándose luego hasta alcanzar los 100 km bajo la zona de volcanes (figura 2.2.1).

Valdés y Meyer, (1996) proponen un modelo bidimensional de la geometría de la placa de Cocos para la zona de subducción de Guerrero (figura 2.2.2), el cual obtienen haciendo un trazado de rayos usando los tiempos de arribo de ondas P y S de las réplicas del sismo del 14 de marzo de 1979 en Petatlan. En este modelo se proponen también capas con profundidades y velocidades bien definidas. La geometría de la placa en subducción para este modelo presenta una pendiente constante de aproximadamente 12°.

Existen otros modelos de subducción para la zona de Guerrero, obtenidos con diversos métodos, uno de ellos es el modelo de Domínguez, et al. (1999) que se obtuvo mediante una tomografía sísmica a partir de primeros arribos y ts-tp. En este modelo se definen velocidades para la onda P entre 5.4 y 7.1 km/s para la corteza continental y velocidades entre 7.2 y 7.7 km/s para la corteza oceánica (figura 2.2.3). La profundidad que obtienen para la corteza continental es de aproximadamente 32 km y el ángulo de subducción de la



placa oceánica es de 26° aproximadamente. Bajo la placa oceánica encuentran que la velocidad promedio del manto es 8.2 km/s.

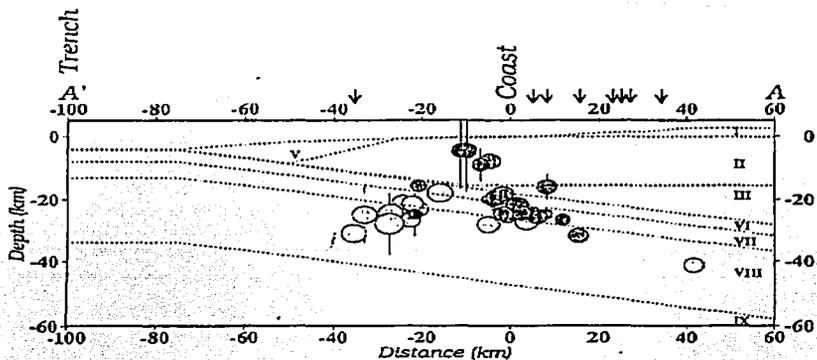


Figura 2.2.2. Modelo de subducción para la zona de Guerrero (Petatlán) propuesto por Valdés y Meyer (1996). La capa I tiene una velocidad de propagación de onda P de 4.6 a 5.8 km/s, la capa II de 5.95 km/s, la capa III de 6.15 km/s, la capa VI de 7.15 km/s, la capa VII de 7.4 km/s, la capa VIII de 7.9 km/s y la capa IX de 8.1 km/s.

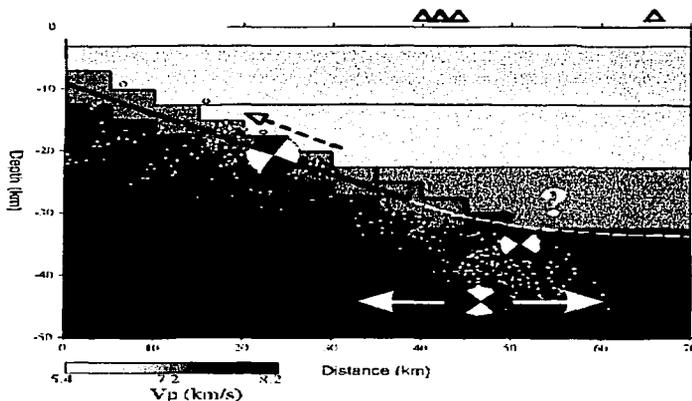


Figura 2.2.3. Modelo de subducción para la zona de Guerrero propuesto por Domínguez et al. (1999).

TECNOLOGÍA
FALLA DE ORIGIN

Un modelo para la zona de subducción de Guerrero obtenido a partir de datos gravimétricos es el propuesto por Pelaez (1999) y se muestra en la figura 2.2.4. Este modelo de subducción presenta una geometría subhorizontal de la placa oceánica entre los 100 y 240 km de distancia de la Trinchera Mesoamericana para la zona de Guerrero, con una profundidad de aproximadamente 35 km en la región subhorizontal. A partir de los 240 km de distancia de la trinchera la placa se dobla con un ángulo aproximado de 35° .

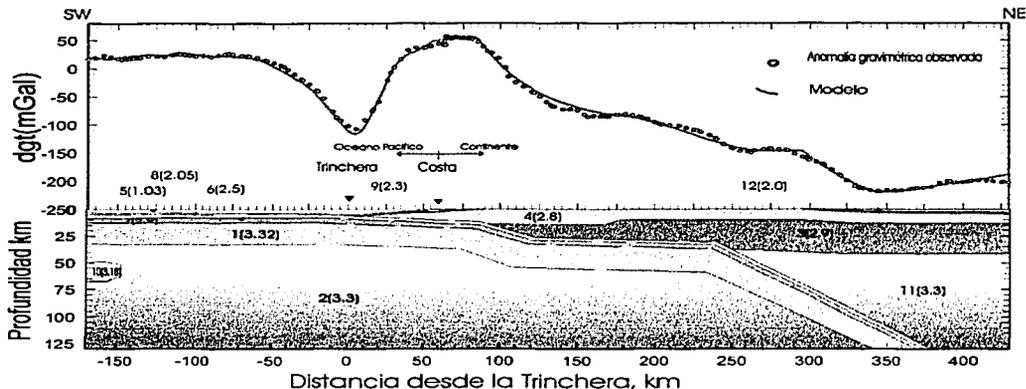


Figura 2.2.4. Modelo de subducción para la zona de Guerrero propuesto por Pelaez (1999) basado en datos gravimétricos. Los valores entre paréntesis representan la densidad en g/cm^3 .

Tanto el modelo de Pelaez (1999) como el de Pardo y Suárez (1995), obtenidos con diferente tipo de datos (figuras 2.2.4 y 2.2.1 respectivamente), proponen una geometría subhorizontal de la placa de Cocos en subducción en la región de Guerrero variando solo en el largo y profundidad de la parte subhorizontal de la placa oceánica.

Si comparamos a su vez el modelo de Valdés y Meyer (1996) con el modelo de Pelaez (1999) (figuras 2.2.2 y 2.2.4 respectivamente) observamos que, aunque el modelo de Pelaez (1999) presenta mayor detalle en sus estructuras, ambos proponen el mismo número de capas tanto en la corteza continental como en la corteza oceánica, las cuales pueden ser correlacionadas fácilmente.

2.2.1. Modelos Combinados

Los parámetros de velocidades y espesores propuestos por Valdés y Meyer (1996) (figura 2.2.2) junto con la geometría de subducción propuesta por Pardo y Suárez (1995) la cual se observa en la figura 2.2.1, se usaron para formar el modelo de la figura 2.2.5. Este es uno de los modelos del cual se partirá para calcular los tiempos de arribo teóricos y compararlos con tiempos de arribo observados de los sismos seleccionados en el presente trabajo.

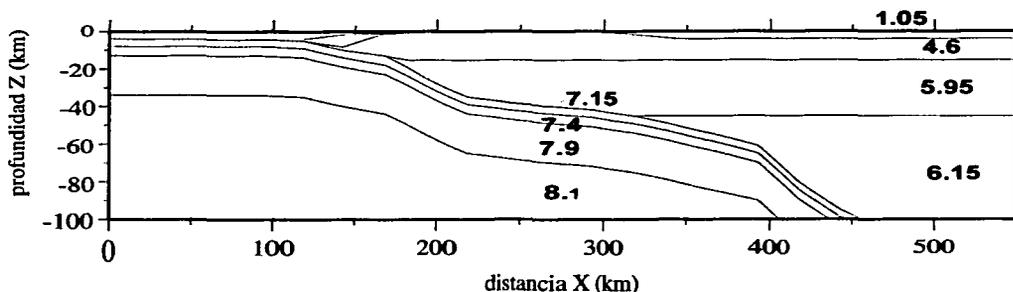


Figura 2.2.5. Modelo de subducción para la zona de Guerrero basado en la geometría propuesta por Pardo y Suárez (1995) y las velocidades propuestas por Valdés y Meyer (1996). Los números representan las velocidades de onda P.

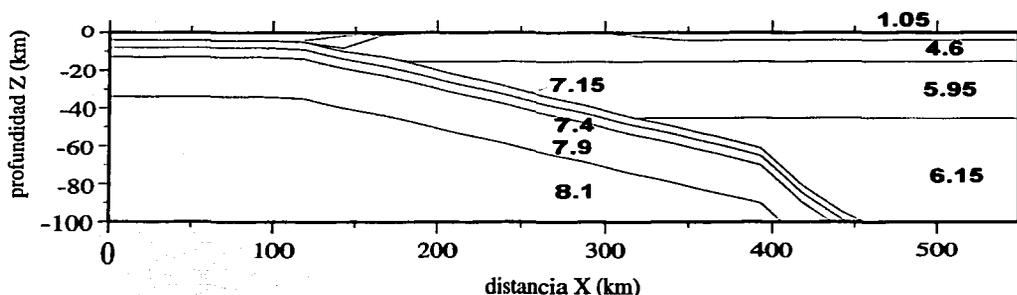
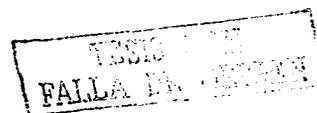
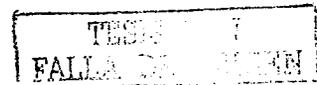


Figura 2.2.6. Modelo de subducción para la zona de Guerrero basado en el modelo de Valdés y Meyer (1996). Los números representan las velocidades de onda P.



El otro modelo del cual se partirá para calcular los tiempos de arribo teóricos, se basa en el modelo de Valdés y Meyer (1996), el cual sugiere que la placa podría subducir con un ángulo constante de aproximadamente 12° , lo que indicaría que efectivamente alcanza los 100 km de profundidad en la zona de volcanes sin necesidad de plegamiento después de los 275 km de distancia de la trinchera como lo proponen Pardo y Suárez (1995). (Fig. 2.2.6).

En las figuras 2.2.5 y 2.2.6 solo aparece la cara XZ del modelo tridimensional de velocidades con la geometría de la zona de subducción. Esta geometría se conserva para la componente Y. Con estos dos modelos se realizó el trazado de rayos cuyos resultados se muestran en el capítulo 5 y posteriormente el trazado de rayos para el modelo final (capítulo 6).



Capítulo 3

Teoría de trazado de rayos

3.1. Fundamentos de la teoría de rayos

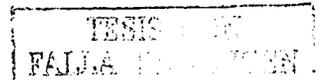
En Sismología se define un rayo como una línea normal al frente de onda y tiene una dirección en el sentido de la propagación de la onda. Se entiende como frente de onda el lugar geométrico de todos los puntos que tienen el mismo estado de vibración o igual tiempo de viaje. En el caso de ondas planas, los rayos son familias de líneas rectas paralelas. En el caso de ondas esféricas los rayos son líneas radiales a partir de la fuente sísmica.

Los rayos son especialmente útiles al estudiar las reflexiones y refracciones de las ondas sísmicas. Estos nos indican el viaje que realizó la onda desde la fuente hasta el receptor, de acuerdo con un modelo específico de propiedades del medio, que contiene especialmente la velocidad de propagación de ondas elásticas. La condición para que esto sea válido es que la longitud de onda sea menor a unos cientos de kilómetros, lo cual por lo general ocurre en el interior de la Tierra.

La teoría geométrica de rayos tiene tres bases fundamentales: El principio de Huygens, el principio de Fermat y la ley de Snell.

El principio de Huygens nos dice que todo punto en un frente de onda puede ser considerado una nueva fuente generadora de ondas. Utilizando este principio se pueden construir los frentes de onda para cualquier tipo de distribución de velocidades sísmicas.

El principio de Fermat nos dice que el movimiento ondulatorio entre dos puntos, sigue la trayectoria de tiempo mínimo. De acuerdo con este principio, la trayectoria entre dos puntos no siempre tiene que ser una línea recta, esto solo ocurre en un medio homogéneo e isotrópico. Para cualquier otro medio, la trayectoria dependerá de la distribución de velocidades.



La ley de Snell se obtiene a partir de estos dos principios. Relaciona los ángulos de incidencia, de reflexión y refracción de la onda, con la velocidad del medio en que se propaga:

$$\frac{\text{sen } i}{V_i} = \frac{\text{sen } j}{V_j} \quad (3.1.)$$

donde i es el ángulo de incidencia en el medio 1, j es el ángulo de refracción en el medio 2, V_i es la velocidad en el medio 1 y V_j es la velocidad en el medio 2 como se observa en la figura 3.1. En el caso de la figura, la velocidad del medio 2 es mayor que la del medio 1.

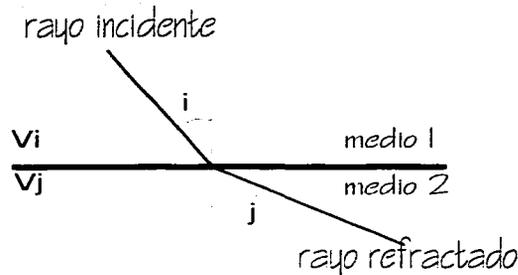


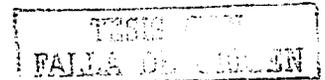
Figura 3.1. Interpretación geométrica de la ley de Snell.

3.2. Trazado de rayos para trayectorias de tiempo mínimo

La solución al problema de trazado de rayos para una trayectoria de tiempo mínimo, se obtiene a partir de la solución de un sistema de ecuaciones diferenciales de primer orden.

Primero introducimos el vector de posición \mathbf{r}

$$\mathbf{r} = \begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} \quad (3.2.)$$



y la lentitud u que es el inverso de la velocidad

$$u(\mathbf{r}) = 1 / v(\mathbf{r}) . \quad (3.3.)$$

La ecuación general de rayo está dada por:

$$\begin{aligned} \frac{d}{ds} \left(\frac{1}{v} \frac{dx}{ds} \right) - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{v} \right) &= 0, \\ \frac{d}{ds} \left(\frac{1}{v} \frac{dy}{ds} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{v} \right) &= 0, \\ \frac{d}{ds} \left(\frac{1}{v} \frac{dz}{ds} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{v} \right) &= 0, \end{aligned} \quad (3.4.)$$

donde ds es un elemento de la trayectoria del rayo, x , y , y z son las componentes del vector de posición \mathbf{r} , y v es la velocidad.

Esta última ecuación, puede escribirse de forma más compacta como:

$$\frac{d}{ds} \left[u \left(\frac{d\mathbf{r}}{ds} \right) \right] = \nabla u \quad (3.5.)$$

donde ∇u es el gradiente de u y está dado por:

$$\nabla u = \begin{pmatrix} \partial u / \partial x \\ \partial u / \partial y \\ \partial u / \partial z \end{pmatrix} . \quad (3.6.)$$

Diferenciando la ecuación 3.5:

$$\frac{d^2 \mathbf{r}}{ds^2} = \frac{1}{u} \left(\nabla u - \frac{d\mathbf{r}}{ds} \frac{du}{ds} \right) . \quad (3.7.)$$

Para simplificar la notación hacemos $G = \frac{du}{ds}$ (para simplificar la notación), de tal forma que:

$$G = \frac{\partial u}{\partial x} \frac{dx}{ds} + \frac{\partial u}{\partial y} \frac{dy}{ds} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{dz}{ds} \quad (3.8)$$



y para simplificar aun más escribimos la ecuación anterior como:

$$G = u_x \dot{x} + u_y \dot{y} + u_z \dot{z} \quad (3.9)$$

en donde el punto arriba denota diferenciación con respecto a s , y $u_x = \partial w / \partial x$, $u_y = \partial w / \partial y$, y $u_z = \partial w / \partial z$. Con esta nueva notación, la ecuación 3.7 se puede escribir como tres ecuaciones diferenciales de segundo orden:

$$\begin{aligned} \ddot{x} &= v(u_x - G \dot{x}), \\ \ddot{y} &= v(u_y - G \dot{y}), \\ \ddot{z} &= v(u_z - G \dot{z}). \end{aligned} \quad (3.10)$$

Para visualizar mejor las variables que se quieren resolver del sistema de ecuaciones anterior, las denotamos por el vector w , cuyos componentes son:

$$\begin{aligned} w_1 &= x, & w_2 &= \dot{x}, \\ w_3 &= y, & w_4 &= \dot{y}, \\ w_5 &= z, & w_6 &= \dot{z}, \end{aligned}$$

así obtenemos un sistema de 6 ecuaciones diferenciales de primer orden a partir de las ecuaciones 3.10:

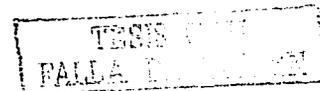
$$\begin{aligned} \dot{w}_2 &= v(u_x - G w_2), & \dot{w}_1 &= w_2, \\ \dot{w}_4 &= v(u_y - G w_4), & \dot{w}_3 &= w_4, \\ \dot{w}_6 &= v(u_z - G w_6), & \dot{w}_5 &= w_6, \end{aligned}$$

donde G esta dado por:

$$G = u_x w_2 + u_y w_4 + u_z w_6.$$

Introducimos una variable adicional que toma en cuenta el tiempo de viaje parcial a lo largo de un segmento del rayo a partir de un punto A :

$$\dot{w}_7 = u.$$



El tiempo de viaje total entre dos puntos, el punto A y el punto B esta dado por:

$$T = \int_A^B u ds = \tau(B) = w_7(S)$$

donde S es la longitud total del trayecto y se calcula con la misma precisión que las coordenadas que describen la trayectoria del rayo. El tiempo total de viaje de viaje esta dado por $T = \tau(\text{en el punto } B) = w_7(S)$. Para determinar S se introduce una variable mas:

$$w_8 = S,$$

$$\dot{w}_8 = 0.$$

Utilizamos \dot{x} para indicar diferenciación con respecto a s , para indicar diferenciación con respecto a t usaremos x' , donde $t = s / S$.

Finalmente tenemos un sistema de 8 ecuaciones diferenciales de primer orden con 8 incógnitas:

$$w'_1 = w_8 w_2,$$

$$w'_5 = w_8 w_6,$$

$$w'_2 = w_8 v(u_x - G w_2),$$

$$w'_6 = w_8 v(u_z - G w_6),$$

$$w'_3 = w_8 w_4,$$

$$w'_7 = w_8 u,$$

$$w'_4 = w_8 v(u_y - G w_4),$$

$$w'_8 = 0,$$

donde $t \in [0,1]$.

Las variables que resuelven este sistema de ecuaciones son:

$$w_1 = x,$$

$$w_5 = z,$$

$$w_2 = \frac{dx}{ds},$$

$$w_6 = \frac{dz}{ds},$$

$$w_3 = y,$$

$$w_7 = \tau,$$

$$w_4 = \frac{dy}{ds},$$

$$w_8 = S,$$

que condiciones de frontera toman los siguientes valores:

$$w_1(0) = x_A,$$

$$w_1(1) = x_B,$$

$$w_3(0) = y_A,$$

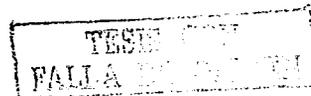
$$w_3(1) = y_B,$$

$$w_5(0) = z_A,$$

$$w_5(1) = z_B,$$

$$w_7(0) = 0,$$

$$w_2^2(0) + w_4^2(0) + w_6^2(0) = 1,$$



donde x_A, y_A, z_A son las coordenadas del punto inicial A y x_B, y_B, z_B son las coordenadas del punto final B (Lee y Stewart, 1981).

3.3. Programa RAY3D

El paquete de programas computacionales RAY3D creado por Valdés (1988), utiliza la solución al problema de trazado de rayos para una trayectoria de tiempo mínimo explicada en la sección anterior. Utiliza modelos tridimensionales de subducción y calcula las trayectorias y los tiempos de viaje de los rayos sísmicos que cruzan por el modelo partiendo de un hipocentro determinado.

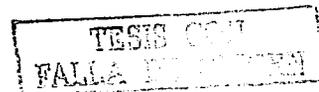
En este trabajo se utilizó la versión 1.0 del programa RAY3D que consta de dos programas: PROMODEL y RAY3D.

El programa PROMODEL tiene el propósito de transformar un modelo simple de velocidades en un modelo detallado. El archivo de entrada para el programa PROMODEL contiene la velocidad de cada unidad y las coordenadas X, Y, Z de las interfaces. Arroja como archivo de salida una fina malla de velocidades en tres dimensiones que sirve como archivo de entrada para el programa RAY3D.

El programa RAY3D traza un conjunto de rayos sísmicos en el modelo de velocidades de 3 dimensiones obtenido con el programa PROMODEL, la salida del programa es un gráfico con la trayectoria de los rayos en tres dimensiones y un gráfico de camino-tiempo.

Cada rayo sísmico inicia en un punto inicial específico con un azimut y ángulo de salida (con respecto a la vertical) dados. El programa permite al usuario interactuar cambiando los parámetros en la pantalla y redibujar los rayos.

El archivo de salida del programa nos da información sobre las dimensiones de la malla en 3 dimensiones, las velocidades de onda P para cada región, los límites entre cada región, las coordenadas de la trayectoria de cada rayo y los valores de los parámetros de rayo $w_1, w_2, w_3, w_4, w_5, w_6$ y w_7 explicados en la sección anterior.



Capítulo 4

Relocalización de eventos

4.1. Selección de eventos

Los eventos relocalizados en esta sección sirvieron para realizar el estudio general de la estructura de subducción en la zona del estado de Guerrero. Se necesitaron registros sísmicos de banda ancha de buena calidad y que cumplieron con características específicas.

Es conveniente tener un número considerable de trayectorias (entre el epicentro y la estación en que se registró) que crucen el modelo tridimensional en varias direcciones para obtener información de la estructura en diferentes ángulos. Para esto se consideró suficiente la selección de 20 eventos sísmicos, los cuales se eligieron bajo un criterio que toma como características principales las siguientes:

- Eventos ocurridos entre 1994 a 1999 por ser este el periodo que lleva en funcionamiento la red de banda ancha (fig. 4.1.1);
- Eventos cuyo epicentro se encuentre dentro del área de estudio, comprendida entre los 16° y 19.5° N y los 98° y 103° W;
- Eventos con magnitud ≥ 4.5 ;
- Eventos registrados en, por lo menos, 2 estaciones de banda ancha comprendidas en el área de estudio (tabla 4.1). Esto con el objeto de tener el mayor número de trayectorias posible;
- Eventos cuyos registros en estaciones de banda ancha presenten una buena calidad, es decir, una alta relación señal-ruido y en cuyos registros los arribos de las ondas P y S sea claro;

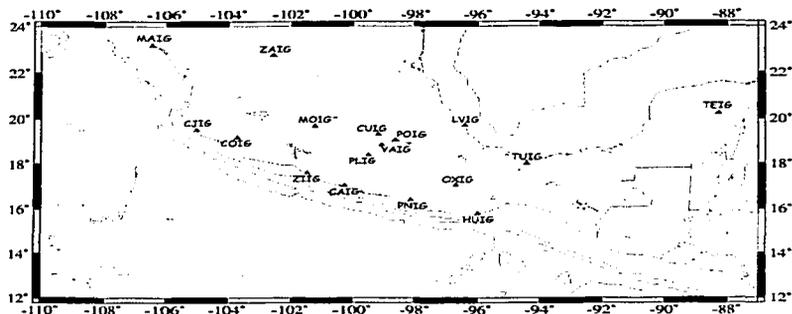


Figura 4.1.1. *Ubicación de las estaciones de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional.*

Se eligió utilizar solo los eventos registrados en estaciones de banda ancha porque los registros sísmicos en estas estaciones cuentan, por lo general, con mejor calidad (alto valor en la relación señal-ruido) que los registros en las estaciones convencionales. Las estaciones de banda ancha que se encuentran dentro del área de estudio se presentan en la tabla 4.1.

Estación	Latitud (°N)	Longitud (°W)
CAIG	17.048	100.267
CUIG	19.329	99.178
PLIG	18.392	99.502
YAIG	18.862	99.066
ZIIG	17.607	101.465

Tabla 4.1. *Localización de las estaciones de banda ancha que se encuentran dentro de área de estudio.*

La buena calidad de los registros es indispensable para que los primeros arribos de las fases se distingan con claridad y poder compararlas con los tiempos teóricos.

Se seleccionaron eventos con magnitud ≥ 4.5 porque son los eventos que se registran en mayor número de estaciones y el primer arribo es más claro en los sismos de magnitud alta.

4.2. Método de Relocalización

Inicialmente se obtuvo la información de las fases de mas de 50 eventos sísmicos localizados por el ISC (International Seismological Centre) y el USGS (United States Geological Survey), que hubieran ocurrido en el área de estudio, y que cumplieran con los criterios de selección arriba mencionados. La localización reportada por el ISC y el USGS sirvió como localización preliminar para la utilización del programa JHD (Joint Hypocentral Determination) creado por Dewey (1971). Las relocalizaciones que arrojó el programa JHD sufrieron una segunda selección con base en los elipsoides de error que proporciona este programa.

4.2.1. Programa JHD

El paquete de programas JHD (Joint Hypocentral Determination) ha sido utilizado por varios autores para relocalizar eventos sísmicos obteniendo muy buenos resultados (e.g. Dewey y Algermissen, 1974; Quintanar, 1985; Guzmán-Speziale et al., 1989; Malave, 1992; Pardo y Suárez, 1995). Este método utiliza un proceso iterativo que proporciona localizaciones relativas de hipocentros mediante la solución simultánea de los parámetros hipocentrales y las correcciones por estación, usando tablas de camino-tiempo. Analiza las diferencias entre los tiempos de arribo de fases teóricas y observadas en cada estación mediante el cálculo de los hipocentros de todos los eventos sísmicos de un grupo, eliminando los valores con residuales altos.

El método de localización de hipocentros de Geiger (1912), propone un hipocentro solución (x, y, z) y un tiempo de origen t_0 con el cual se calcula el tiempo de viaje $T_i(x, y, z)$ para la i ésima estación y la diferencia Δt_i entre el tiempo observado y el tiempo calculado:

$$\Delta t_i = t_i - (T_i(x, y, z) + t_0). \quad (4.1)$$

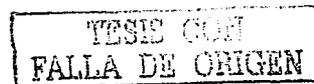
Aproximando los residuales con una expansión de Taylor de primer orden, obtenemos los residuales τ_i :

$$\tau_i = w_i \left(t_i - T_i - t_0 - \Delta t_0 - \Delta x \frac{\partial T_i}{\partial x} - \Delta y \frac{\partial T_i}{\partial y} - \Delta z \frac{\partial T_i}{\partial z} \right) \quad (4.2)$$

donde w_i son factores de peso normalizados.

Si consideramos M temblores registrados en N estaciones, tal como lo hace Dewey (1971), las correcciones por estación se pueden determinar replanteando la ecuación 4.2 de la forma:

$$\Delta t_{ij} = dT_j + \frac{\partial T_j}{\partial x} dx_j + \frac{\partial T_j}{\partial y} dy_j + \frac{\partial T_j}{\partial z} dz_j + \frac{\partial T_j}{\partial s} ds_j, \quad (4.3)$$



donde $i = 1, 2, \dots, N$ y $j = 1, 2, \dots, M$.

T_j y (x_j, y_j, z_j) son las estimaciones del tiempo de origen e hipocentro de cada evento, t_{ij} es el tiempo de arribo calculado para la i ésima estación del j ésimo sismo, y s_i es la corrección por estación. La forma matricial es:

$$\Delta t_j = A_j dx_j + S_j ds \quad (4.4)$$

donde A_j es la matriz de derivadas de $N \times 4$ (el número 4 involucra los parámetros: tiempo de origen, latitud, longitud y profundidad), S_j es una matriz diagonal de $N \times N$ con unos para las estaciones en donde se registró el evento y ceros para las otras. dx_j es el vector de ajuste del tiempo de origen e hipocentro, y ds es el vector de ajuste de las correcciones por estación.

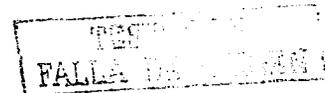
La solución de este sistema de ecuaciones es conocido como "determinación hipocentral conjunta" o JHD (joint hypocentral determination).

En este trabajo se utilizó la versión JHD89 (Dewey, 1989), que consta de tres programas: SST89, JHD89 y SE89. El programa SST89 cuenta el número de fases P, pP y S de todos los eventos por cada estación y las ordena en una distribución por azimuts alrededor de la región de estudio. Presenta los datos ordenados en un archivo que se anexa al inicio de las lecturas de los eventos; éste nuevo archivo sirve de entrada para los programas JHD89 y SE89.

El programa JHD89 utiliza los tiempos de arribo y los intervalos de tiempo entre los pares de fases para determinar los hipocentros. Puede estabilizar la solución mediante un evento de calibración o con una estación-fase de calibración. El evento de calibración, o evento maestro, es un sismo que se considera bien localizado y de preferencia debe ser de una magnitud ≥ 5 para que tenga lecturas en la mayoría de las estaciones en las que se registraron los demás eventos. La estación-fase de calibración es una fase que siempre puede ser bien identificada en una estación específica.

El método utilizado en este caso fue el del evento maestro, para lo cual se eligió el sismo del 23 de mayo de 1994 con magnitud 6.3 y epicentro en 18.145° N y 100.580° W, con profundidad de 58 km; del cual se utilizaron lecturas en 426 estaciones de fases P, pP y S. La localización de este sismo es confiable pues ha sido ya estudiado con anterioridad (Singh, et al., 1995; Quintanar, et al., 1999). Y para observar si variaban mucho las localizaciones al utilizar otro evento maestro, también se utilizó el sismo del 23 de abril de 1996 con magnitud 4.6 y epicentro en 17.193° N y 101.434° W, con profundidad de 22.8 km.

El parámetro más difícil de determinar en el hipocentro es la profundidad, debido a la sensibilidad del proceso iterativo de localización, especialmente cuando existen pocos datos. El programa JHD utiliza lecturas de fases pP para determinar la profundidad con mayor precisión.



Con el Programa JHD89 se pueden relocalizar conjuntamente hasta 25 eventos. Para mejores resultados en las localizaciones es muy útil contar con lecturas en estaciones locales y telesísmicas, y con un número de lecturas por evento no menor a 50. Para relocalizar un número mayor de eventos sísmicos se debe usar el programa SE89.

El programa SE89 utiliza la misma estructura de datos del programa JHD89, pero este programa se usa para la determinación individual de hipocentros usando los parámetros establecidos por el programa JHD89 con los residuales de las estaciones-fase. Con el programa SE89 se pueden relocalizar hasta 300 eventos en cada corrida.

Los programas JHD89 y SE89 arrojan los resultados con un índice de error que se expresa mediante un elipsoide del 90% de confiabilidad.

4.3. Resultados de la relocalización conjunta con JHD

En total se relocalizaron con el programa JHD 20 eventos, éstos se seleccionaron por tener elipsoides de error cuyo eje mayor es ≤ 30 km; un evento que presenta un elipsoide de estas dimensiones se puede considerar como bien localizado (Dewey y Algermissen, 1974).

Dewey y Algermissen (1974) clasifican los eventos sísmicos relocalizados de acuerdo a la calidad de su localización en A, B, C y D; los eventos de mejor calidad son los A, que presentan un elipsoide con eje mayor ≤ 10 km; los eventos de calidad B tienen un eje mayor entre 10 y 20 km; la calidad C corresponde a los eventos con eje mayor entre los 20 y 30 km; y finalmente los eventos con eje mayor ≥ 30 km corresponden a la calidad D. Para este trabajo se seleccionaron únicamente los eventos de calidad A, B y C (tabla 4.2).

Las dimensiones de los elipsoides de confiabilidad están dadas por la longitud de cada uno de sus tres ejes, y el azimut e inclinación de los mismos. Estos ejes no siempre están orientados en las direcciones de la latitud, longitud y profundidad, sino que miden tres parámetros definidos por Dewey (1989) como latitud-longitud, latitud-profundidad y longitud-profundidad. Para conocer el error en alguna dirección específica debemos hacer una proyección de los ejes del elipsoide sobre esa dirección.

La proyección horizontal de los elipsoides de confiabilidad se muestra en la figura 4.3.1

Los errores en la profundidad, obtenidos con el programa JHD89 se pueden observar en la figura 4.3.2.

La distribución de estaciones telesísmicas, de las cuales se obtuvieron lecturas para la relocalización con el programa JHD89, se puede apreciar en la figura 4.3.3; en ella se observa que hacia el SW del área de estudio no hay estaciones sísmicas que hayan registrado los eventos, y al NE solo están las estaciones europeas, que se encuentran a mayor distancia, lo cual puede causar cierta incertidumbre en la dirección NE-SW de la mayoría de los elipsoides. Sin embargo, esta incertidumbre se compensa con una buena distribución azimutal por cuadrantes.



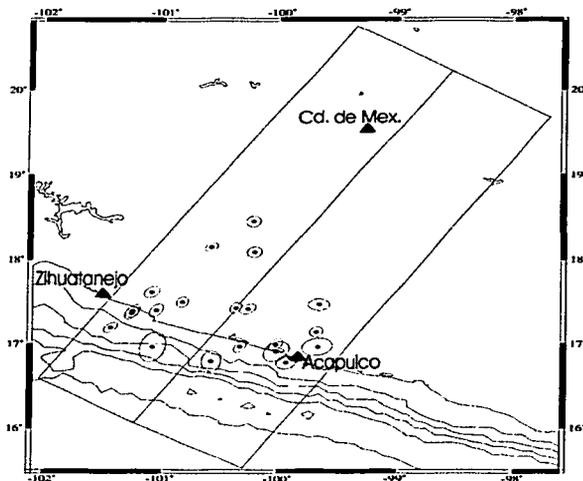


Figura 4.3.1 Mapa de las localizaciones finales de eventos sísmicos con sus respectivos elipsoides del 90% de confiabilidad

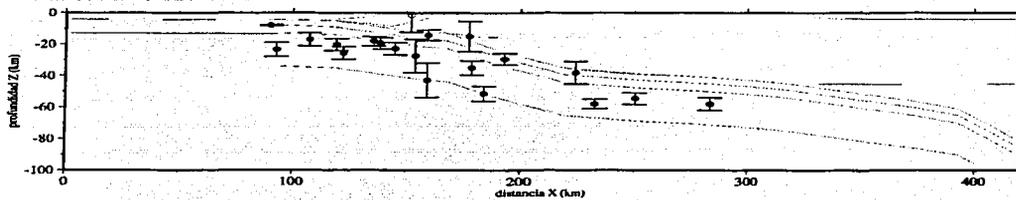


Figura 4.3.2 Sección hipocentral en la que se muestran los errores en profundidad de las localizaciones de los eventos sísmicos obtenidos con el programa JHD.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

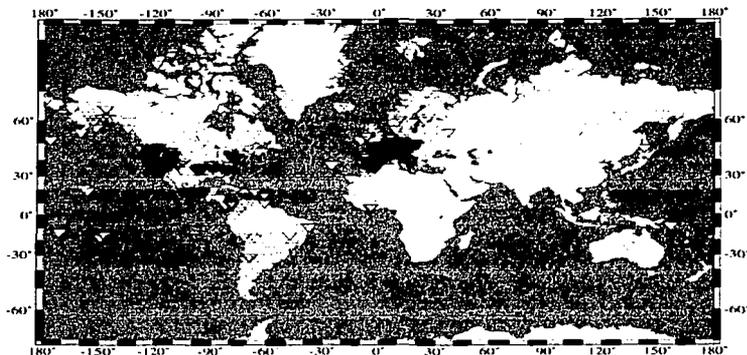


Figura 4.2.3 Mapa de las estaciones que se utilizaron en la localización de los eventos con el programa JHD.

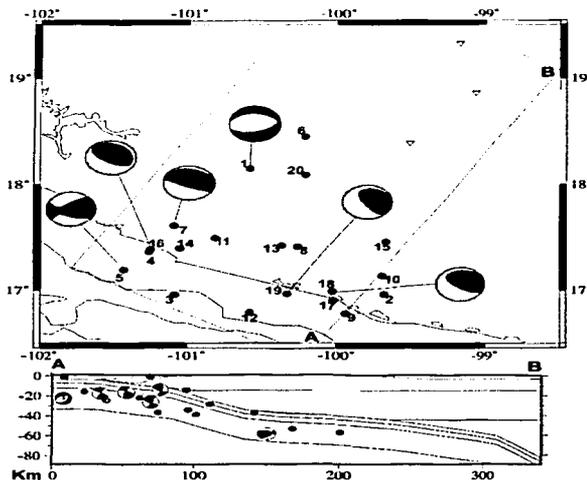


Figura 4.2.4 Mecanismos focales de algunos de los eventos relocados con el programa computacional JHD.

Para tener mayor confianza en las relocalizaciones se hicieron relocalizaciones con dos eventos maestros: el sismo del 23 de mayo de 1994 y el sismo del 23 de abril de 1996. La variación en las coordenadas de los eventos en ambas relocalizaciones no fue significativa. Los promedios de las diferencias de los epicentros son: diferencia horizontal promedio: 4.02 km, diferencia en profundidad promedio: 2.89 km, diferencia total promedio: 5.15 km. Todos los hipocentros de la 2ª relocalización quedan dentro del elipsoide de error de la 1ª relocalización

En la figura 4.2.4 se muestran mecanismos focales de algunos de los eventos sísmicos relocalizados con JHD. Estos mecanismos focales fueron reportados por Harvard.

Tabla 4.2. *Localizaciones finales con JHD. El primer evento de la tabla es el que se utilizó como evento maestro o evento de calibración*

No.	Evento	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Profundidad (km)	Magnitud	Calidad
1	1994 05 23 014142.3	18.145	100.580	58.0	6.3	A
2	1995 05 15 223617.1	16.965	99.681	15.0	4.8	C
3	1996 02 28 151947.2	16.959	101.078	1.0	4.6	C
4	1996 04 18 221622.9	17.387	101.247	25.6	4.9	B
5	1996 04 23 065333.6	17.193	101.434	23.3	5.3	B
6	1996 06 21 161250.3	18.448	100.214	58.0	4.7	A
7	1996 07 18 081643.3	17.610	101.085	26.8	4.9	B
8	1996 07 19 090052.2	17.414	100.263	39.8	4.8	A
9	1996 09 03 114501.9	16.780	99.938	22.8	4.9	B
10	1997 03 22 034912.8	17.141	99.693	29.4	4.7	A
11	1997 03 23 202313.6	17.496	100.820	37.7	4.9	A
12	1997 04 21 040836.1	16.792	100.577	16.9	4.6	B
13	1997 05 08 155827.0	17.423	100.367	35.0	5.0	A
14	1997 12 22 052207.4	17.396	101.046	18.0	5.1	B
15	1998 05 15 091706.4	17.462	99.669	38.2	4.2	B
16	1998 05 16 174153.6	17.361	101.257	20.3	5.0	A
17	1998 06 01 075929.0	16.910	100.020	1.4	4.8	C
18	1998 07 05 195505.7	16.993	100.025	14.3	4.9	B
19	1998 07 12 081126.4	16.966	100.332	19.5	5.1	A
20	1998 08 05 164955.6	18.088	100.209	54.5	4.6	A

Capítulo 5

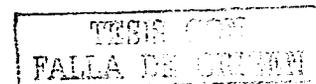
Comparación de modelos propuestos

Se utilizó el programa RAY3D para trazar las trayectorias de los 20 eventos relocalizados con los dos modelos de subducción mencionados en el capítulo 2 para la zona de Guerrero, al modelo de la figura 2.2.5 se le llamo *modelo 1* y al de la figura 2.2.6 *modelo 2*. Ambos modelos tienen el mismo número de capas y las mismas velocidades para cada capa. La diferencia entre ambos modelos es la geometría de la placa subducente; el modelo 1 presenta una geometría subhorizontal de la placa (propuesta por Pardo y Suarez, 1995), y el modelo 2 presenta una geometría con un ángulo de subducción constante de 12° aproximadamente (propuesta por Valdés y Meyer, 1996).

Cada modelo tridimensional consta de tres secciones o planos XZ que son perpendiculares a la trinchera y el eje Y es paralelo a la trinchera. Los dos modelos tridimensionales tienen dimensiones de 0 a 300 km en el eje X (perpendicular a la trinchera), de 412 a 626 en el eje Y (paralelo a la trinchera) y de -4 a 130 km en el eje Z (profundidad). Los valores en el eje Y se deben a que el modelo de Pardo y Suárez (1995) para todo México consta de 12 secciones hipocentrales, el valor cero del eje Y correspondería a la primer sección hipocentral realizada por Pardo y Suárez (1995) que se encuentra en la zona de Oaxaca, y para este trabajo se tomaron únicamente las tres secciones hipocentrales que corresponden a la zona de Guerrero y sus correspondientes valores en el eje Y. En las tres secciones, la geometría de la placa subducente es básicamente la misma para cada modelo, cambiando únicamente la posición de la costa en el eje X. En la sección que se encuentra hacia el S, la costa tiene un valor mayor en el eje X (mas hacia la derecha), mientras que la sección al N tiene un valor menor en el eje X (hacia la izquierda).

Los tiempos de arribo observados en el registro sísmico se compararon con los tiempos de de arribo calculados con las velocidades de los modelos tridimensionales propuestos, y se realizó un análisis de las trayectorias en las cuales los tiempos observado y calculado ajustaban bien y las que no ajustaban.

Las velocidades para las ondas S se calcularon usando un cociente de Poisson entre 0.20 y 0.32, con valores pequeños del cociente de Poisson en capas superficiales y valores mayores para las capas mas profundas.



El total de trayectorias calculadas para ambos modelos, utilizando los 20 eventos relocalizados registrados en las estaciones de banda ancha que se encuentran dentro del area de estudio, fue de 85 tanto para ondas P como para ondas S.

Tabla 5.1 Ajustes en las trayectorias para los modelos 1 y 2

NO.	EVENTO	MODELO 1		MODELO 2	
		SI ajustó	NO ajustó	SI ajustó	NO ajustó
1	940523	CUIG PLIG ZIIG		CUIG PLIG YAIG	
2	950515	CAIG CUIG PLIG ZIIG		CAIG ZIIG	CUIG PLIG
3	960228		YAIG ZIIG	YAIG	ZIIG
4	960418	CUIG PLIG ZIIG	YAIG	PLIG YAIG ZIIG	CUIG
5	960423	CUIG PLIG YAIG	ZIIG	CUIG YAIG	PLIG ZIIG
6	960621	CAIG CUIG PLIG YAIG		CAIG CUIG PLIG YAIG	
7	960718	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG YAIG ZIIG	PLIG
8	960719	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG	
9	960903	CAIG	CUIG	CAIG	CUIG
10	970322	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG YAIG ZIIG	PLIG
11	970323	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG	
12	970421	CAIG ZIIG	CUIG YAIG	CAIG CUIG YAIG ZIIG	
13	970508	CAIG PLIG ZIIG	CUIG	CAIG CUIG PLIG ZIIG	
14	971222	CAIG CUIG PLIG ZIIG		CAIG CUIG PLIG ZIIG	
15	980515	CAIG CUIG PLIG YAIG	ZIIG	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG	

TESE
FALLA DE

16	980516	CAIG PLIG ZIIG	CUIG YAIG	CAIG PLIG YAIG ZIIG	CUIG
17	980601	CAIG PLIG YAIG	CUIG ZIIG	CAIG CUIG PLIG YAIG	ZIIG
18	980705	CAIG PLIG ZIIG	CUIG YAIG	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG	
19	980712	CAIG PLIG ZIIG	CUIG YAIG	CAIG CUIG YAIG ZIIG	PLIG
20	980805	CUIG PLIG YAIG ZIIG	CAIG	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG	
	Total	67	18	73	12

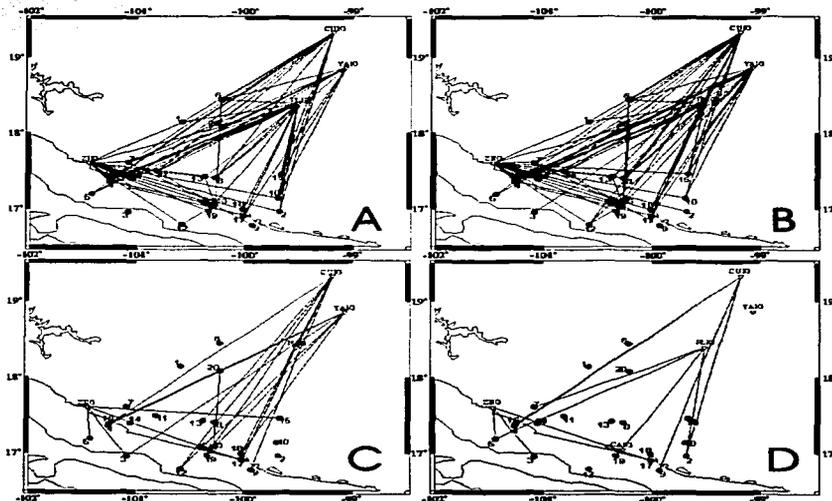


Figura 5.1.1. Total de trayectorias para los modelos 1 y 2. Figura A: trayectorias que si ajustan en el modelo 1. Figura B: trayectorias que si ajustan en el modelo 2. Figura C: trayectorias que no ajustan en el modelo 1. Figura D: trayectorias que no ajustan en el modelo 2.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Se trabajó con 20 sismos y 5 estaciones de banda ancha, sin embargo son solo 85 trayectorias debido a que no todos los eventos sísmicos se registraron en las 5 estaciones.

Se realizaron también pruebas variando el hipocentro dentro del elipsoide de confiabilidad para observar el cambio en el ajuste entre los tiempos calculados y observados, y evaluar el rango de error detectable debido a la localización.

5.1. Resultados de la comparación de modelos.

Para el modelo 1 ajustaron 67 de las 85 trayectorias y para el modelo 2 ajustaron 73 trayectorias. En la tabla 5.1 se muestran con detalle las trayectorias que ajustaron y las que no.

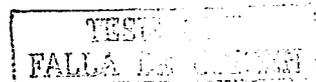
En la tabla 5.2 se resume la cantidad de trayectorias en las que ajustó el tiempo de arribo calculado y el observado en cada estación. De tal forma que la estación con un porcentaje mayor de ajuste es la estación CAIG, en la cual arriban trayectorias que mapean el modelo en una zona cercana a la costa.

Tabla 5.2. Número de trayectorias que ajustaron y no ajustaron para cada estación.

Estación	Modelo 1		Modelo 2	
	Si ajustó	No ajustó	Si ajustó	No ajustó
CAIG	15	1	16	0
CUIG	12	7	15	4
PLIG	17	0	12	5
YAIG	9	6	15	0
ZIIG	14	4	15	3

El total de trayectorias se pueden observar en planta en la figura 5.1.1. En esta figura también se aprecia la cobertura que se tiene del modelo. En general se observa que el número de trayectorias que si ajustan es mayor para el modelo 2. De hecho, en las estaciones CAIG y YAIG se tiene un buen ajuste para el total de sus trayectorias en el modelo 2, mientras que para el modelo 1 la estación PLIG tiene buen ajuste para todas sus trayectorias, mientras las demás estaciones en el modelo 1 tienen por lo menos una trayectoria que no ajusta.

En las figuras 5.1.2, 5.1.3, 5.1.4 y 5.1.5 se muestran las trayectorias vistas en corte. Se puede observar por cuales capas atraviesan los rayos y la cobertura que se tiene del modelo tridimensional. La figura 5.1.2 ilustra las trayectorias que si ajustan para el modelo 1, la figura 5.1.3. las trayectorias que no ajustan para el mismo modelo 1; mientras que la figura 5.1.4 muestra las trayectorias que si ajustan para el modelo 2 y la figura 5.1.5 las que no ajustan en el modelo 2. Los hipocentros de color negro son de los eventos cuyos tiempos de viaje observado y calculado si ajustan; los hipocentros en color blanco son los que no ajustan.



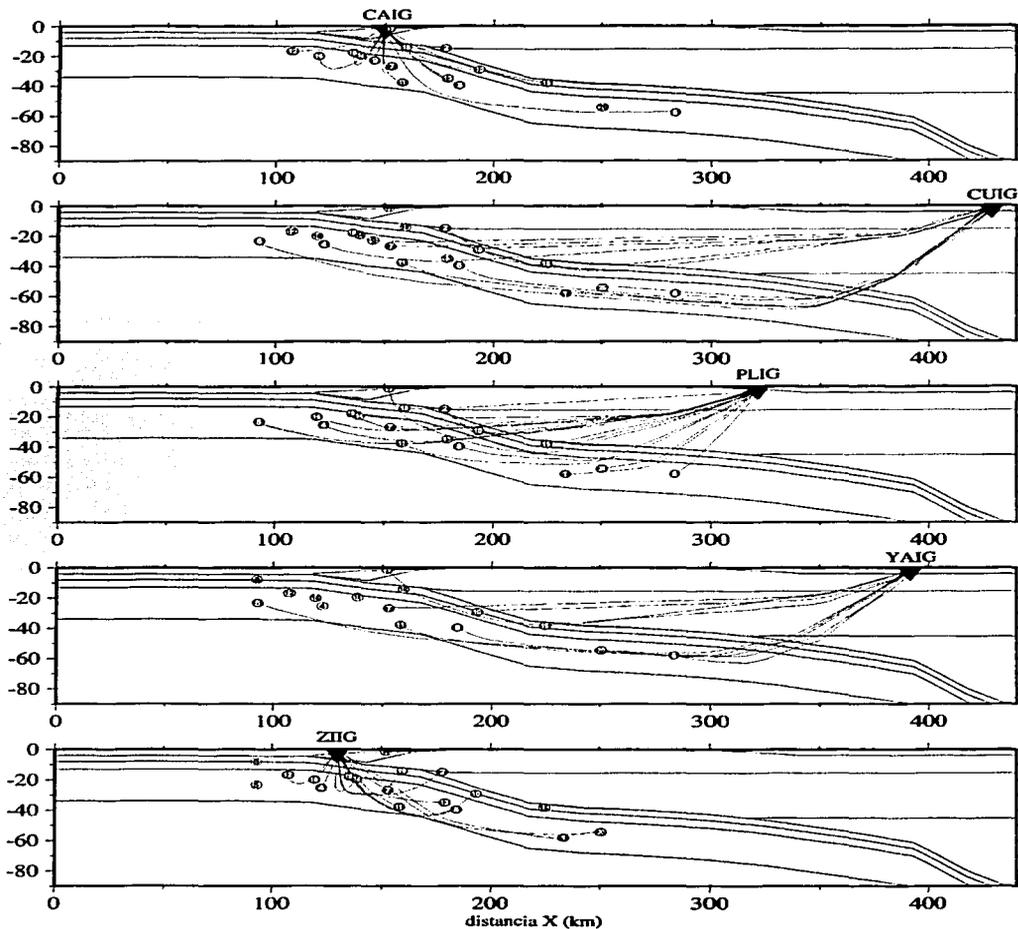


Figura 5.1.2. Trayectorias que si ajustaron para cada estación en el modelo 1. Los hipocentros de los eventos que si ajustan para cada estación estan en negro y los que no ajustan estan en blanco.

TECNOLOGÍA
FALLA DE CAJEN

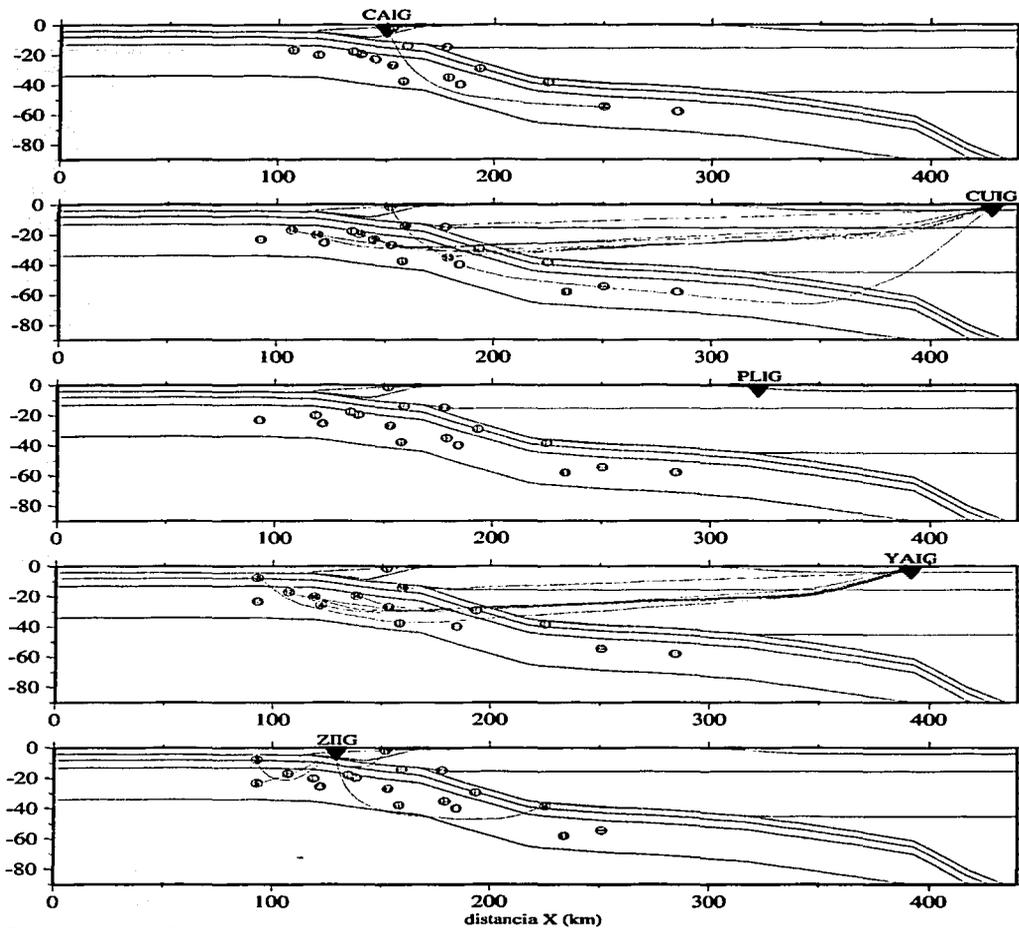
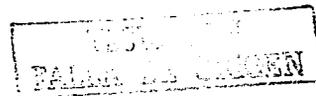


Figura 5.1.3. Trayectorias que no ajustaron para cada estación en el modelo 1. Los hipocentros de los eventos que si ajustan para cada estación estan en negro y los que no ajustan estan en blanco.



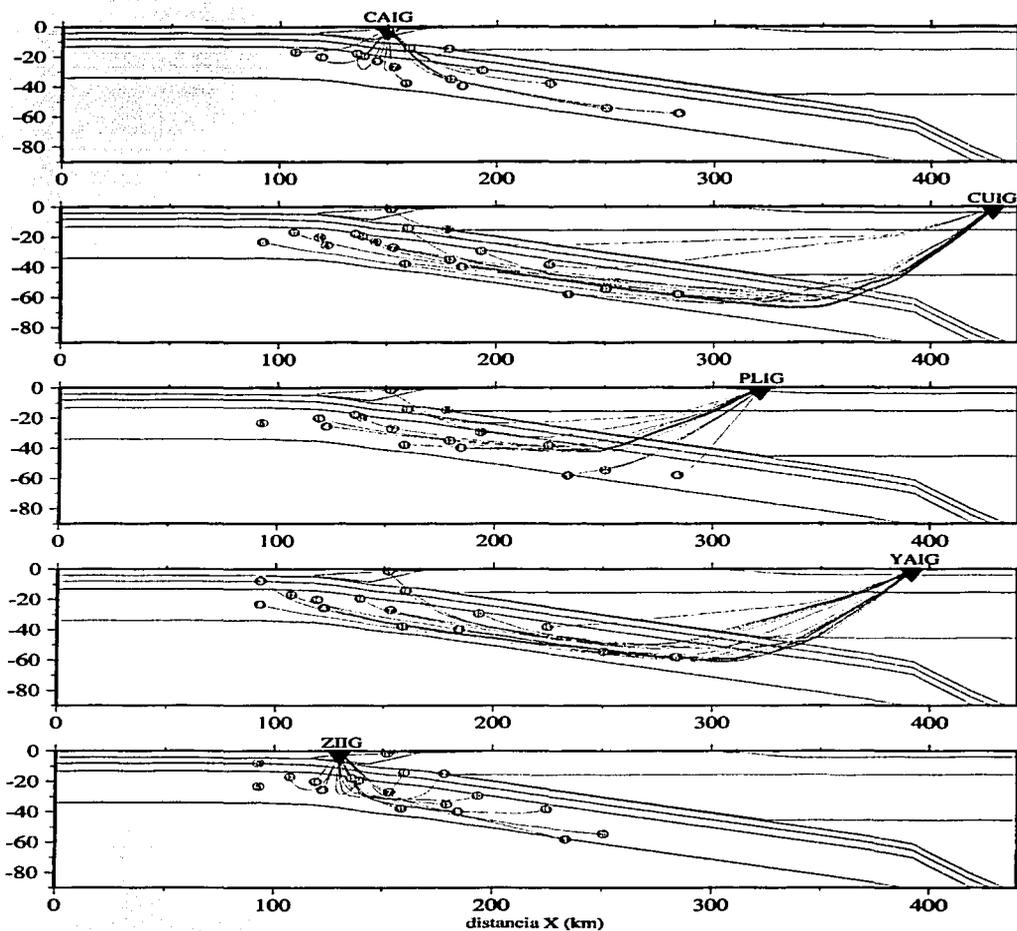


Figura 5.1.4. Trayectorias que si ajustaron para cada estación en el modelo 2. Los hipocentros de los eventos que si ajustan para cada estación estan en negro y los que no ajustan estan en blanco.

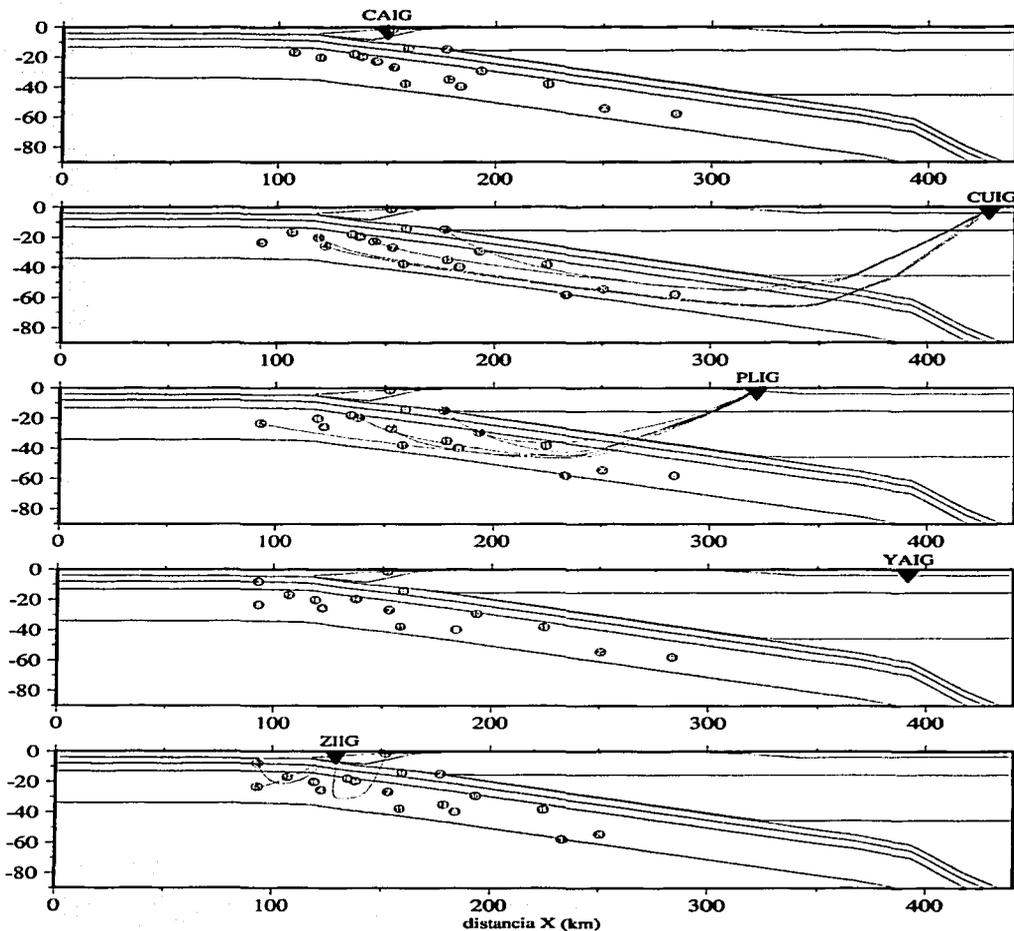


Figura 5.1.5. Trayectorias que no ajustaron para cada estación en el modelo 2. Los hipocentros de los eventos que si ajustan para cada estación estan en negro y los que no ajustan estan en blanco.

TESIS CON
FALLA EN EL TEMEN

La región en la cual los modelos difieren en su geometría comprende aproximadamente 150 km de la sección XZ y muchas de las trayectorias que ajustaron en ambos modelos pasan por regiones en las que ambos modelos son iguales. Existen solo 5 trayectorias que no ajustaron en ninguno de los dos modelos, tres de ellas son rayos que arriban a la estación ZIIG, las otras dos trayectorias que no ajustan en ninguno de los dos modelos arriban a la estación CUIG y pasan por zonas en donde los modelos son muy diferentes, en estos casos los errores pueden adjudicarse a la geometría del modelo.

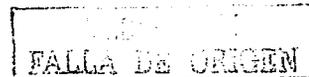
La estación en donde ajustan un mayor porcentaje de trayectorias es la estación CAIG, con un porcentaje de trayectorias que ajustan de 93.75% en el modelo 1 y 100% en el modelo 2. La estación que tiene el menor porcentaje de ajuste es la estación CUIG con 63.16% de trayectorias que ajustan en el modelo 1 y 78.95% en el modelo 2. En el caso de la estación CUIG, las trayectorias que no ajustan para el modelo 1 pasan por la zona donde la placa subducente se curva.

El caso de la estación YAIG es interesante pues presenta un porcentaje de ajuste de tan solo 60% para el modelo 1 contra un 100% para el modelo 2. La mayoría de los rayos que llegan a esta estación en el modelo 2 recorren una parte importante de su trayectoria por debajo de la placa subducente (fig. 5.1.4), y es gracias a la geometría del modelo 2 que los tiempos de arribo calculado y observado concuerdan.

Por otro lado, la estación PLIG tiene un porcentaje de ajuste del 100% en el modelo 1 y 70.59% para el modelo 2. En este caso algunas de las trayectorias en el modelo 1 viajan por la placa subducente, pero la mayoría de ellas no lo hace debido a la flexión de la placa que se vuelve subhorizontal (fig. 5.1.2). La geometría de la placa en el modelo 1 influye en el buen ajuste de las trayectorias para esta estación.

Al tomar en cuenta el total de trayectorias, ambos modelos tienen porcentajes de ajuste significativos: el modelo 1 tiene un ajuste del 78.8%, mientras que el modelo 2 tiene un porcentaje de ajuste del 85.9%. Aunque el porcentaje de ajuste en el modelo 2 es mayor que en el modelo 1, la diferencia en el porcentaje de ajuste de ambos modelos no es muy grande. Aparentemente existe cierta ventaja en el modelo 2 sobre el modelo 1, sin embargo no resulta muy evidente al observar los porcentajes totales de ajuste.

Los registros sísmicos en la Cd. de México de sismos ocurridos en la zona de subducción generalmente presentan gran amplitud, esto podría significar que las ondas reflejadas llegan directamente a la ciudad debido a la geometría de la placa subducente. La cantidad de rayos que arriban a la Cd. de México depende de la geometría de la placa de Cocos en subducción. Alguno de los modelos tridimensionales analizados en este capítulo podría provocar que un mayor número de rayos arribara a la ciudad; para observar si esto ocurre se generaron las figuras 5.1.6. y 5.1.7.



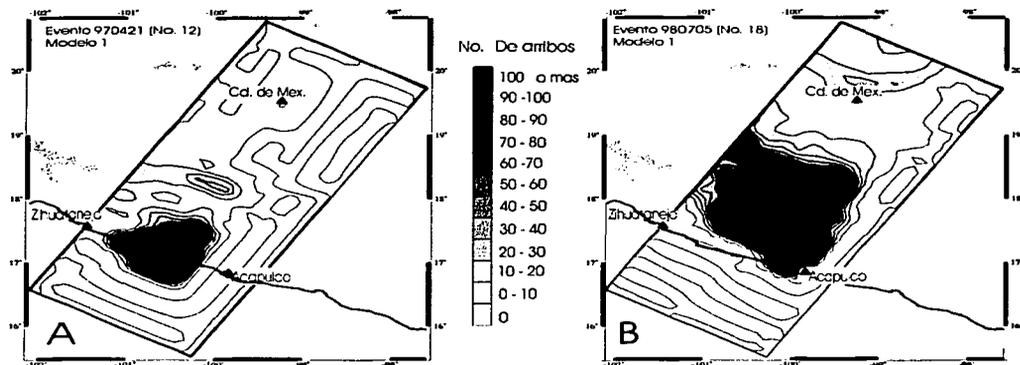


Figura 5.1.6. La figura A muestra las curvas de igual número de arribos para el evento ocurrido en 970421 (No.12). Y la figura B muestra las curvas de igual número de arribos para el evento 980705 (No. 18). En ambos casos el número de arribos fue calculado usando el modelo 1.

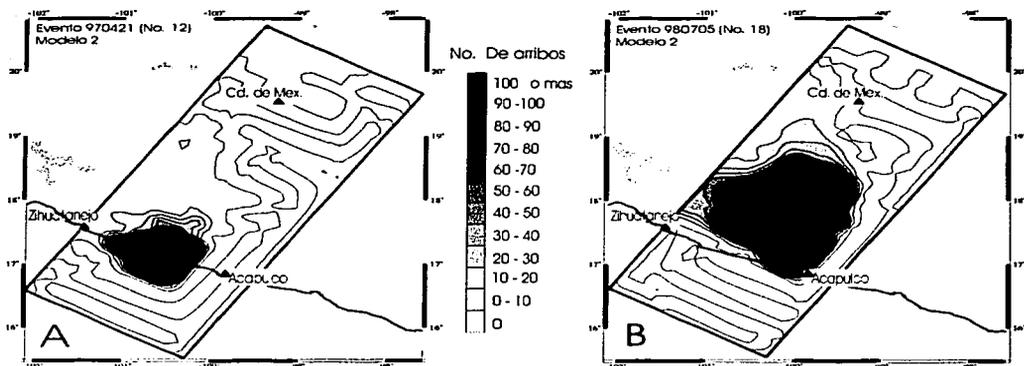


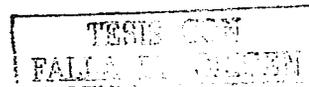
Figura 5.1.7. La figura A muestra las curvas de igual número de arribos para el evento ocurrido en 970421 (No.12). Y la figura B muestra las curvas de igual número de arribos para el evento 980705 (No. 18). En ambos casos el número de arribos fue calculado usando el modelo 2.

En la figura 5.1.6. se observa un par de mapas con curvas de nivel que muestran el número de rayos por unidad de área que arriban en el área de estudio para un sismo determinado utilizando el modelo 1 con geometría subhorizontal. Estos mapas se generaron usando una variación del programa computacional RAY3D descrito en el capítulo 3, el cual envía rayos a partir del hipocentro del evento variando el azimut cada grado desde 0° a 360° y la inclinación desde 0° a 180° cubriendo todo el modelo tridimensional. El mapa A fue generado con el hipocentro del sismo ocurrido el en 970421 (No.12) y el mapa B con el hipocentro del evento del 980705 (No. 18).

La figura 5.1.7. presenta los dos mapas con curvas de igual número de arribos generadas con el modelo 2 de geometría con un ángulo de subducción constante. Para el mapa A se usó el hipocentro del evento 970421 (No.12) y el mapa B con el hipocentro del evento 980705 (No. 18).

Se utilizaron dos eventos ocurridos en la costa para observar las variaciones en la distribución de los rayos en todo el modelo y con cual modelo arriban mayor cantidad de rayos a la Cd. de México. Comparando las figuras 5.1.6. y 5.1.7. se observa que los mapas generados con el modelo 1 presentan una distribución con mayor número de rayos que arriban en la Cd. de México, mientras que en los mapas generados con el modelo 2 el número de rayos que arriban a la Cd. de México es menor para ambos sismos.

Para buscar un modelo final que presentara un porcentaje de ajuste mayor que los dos modelos analizados en este capítulo, se propusieron otros modelos tridimensionales que combinan los modelos analizados hasta ahora, y de esta manera proponer un modelo final, el cual se describe en el capítulo 6.



Capítulo 6

Modelo Final

6.1. Nuevos modelos propuestos

Los modelos 1 y 2 analizados en el capítulo anterior son modelos tridimensionales en los que la geometría de la placa subducente se conserva en todo el modelo; lo único que cambia es la posición de la costa en el eje X. Lo anterior se ilustra en la figura 6.1.1., las tres secciones en el modelo 1 tienen una geometría subhorizontal de la placa, y las tres secciones del modelo 2 muestran una geometría de la placa subducente con un ángulo constante.

Para buscar un modelo que presente un mejor ajuste que los modelos 1 y 2, y por lo tanto sea más cercano a la realidad, se propusieron 4 modelos nuevos que combinan los modelos

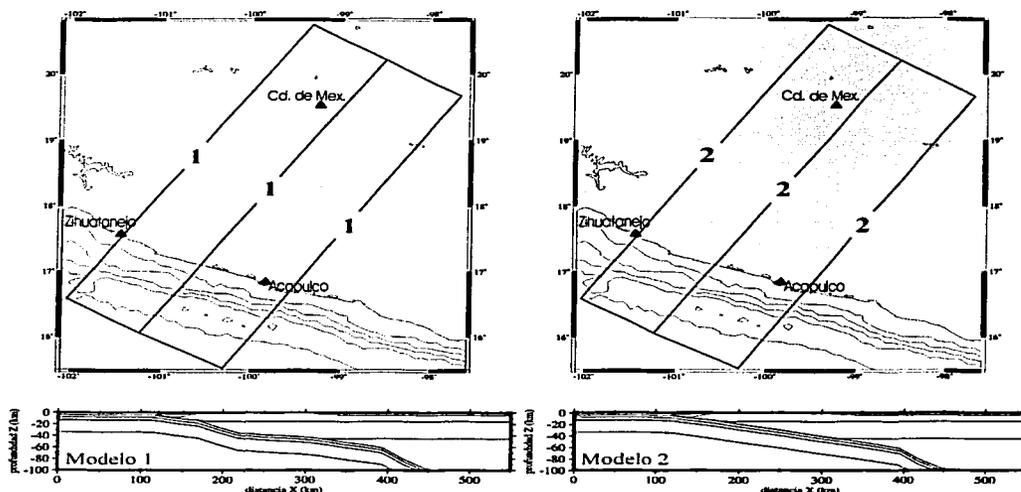


Figura 6.1.1. Modelos tridimensionales 1 y 2 analizados en el capítulo 5.

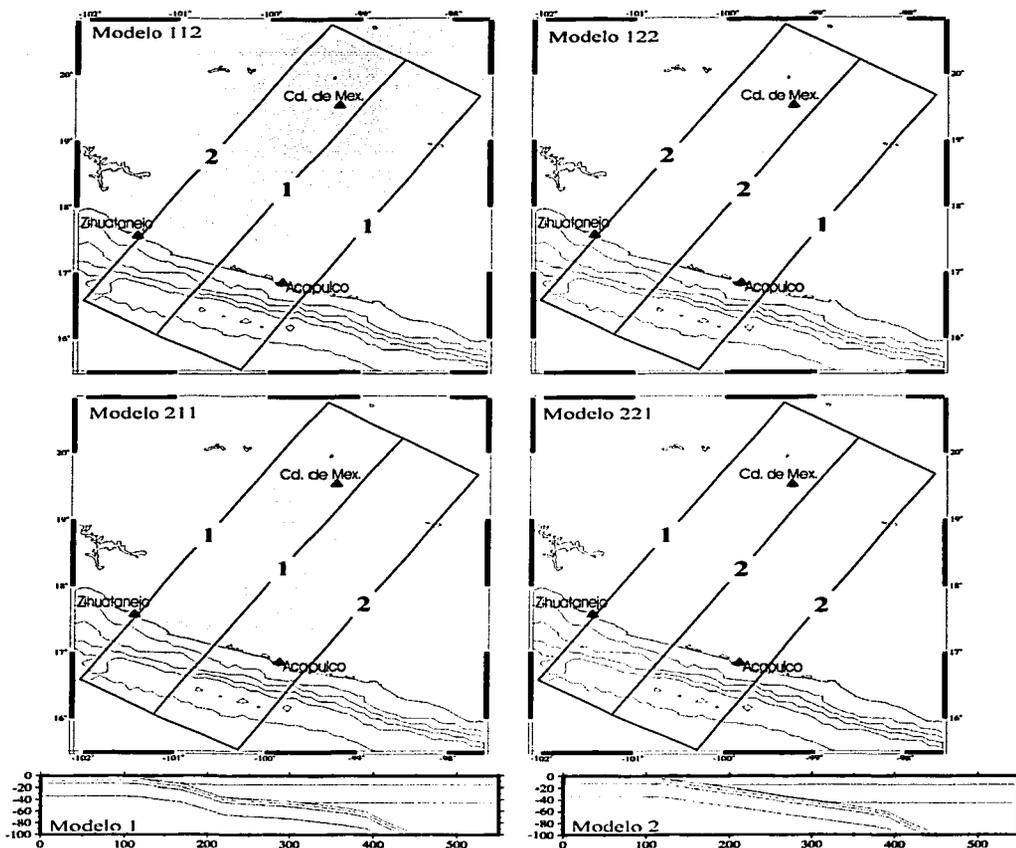


Figura 6.1.2. Modelos tridimensionales en los que se combinan los modelos 1 y 2.

1 y 2 ya analizados. El primero de estos modelos se denominó modelo 112 porque toma al modelo 1 en las primeras dos secciones, de sur a norte, del modelo tridimensional y al modelo 2 en la última sección. El segundo modelo es el modelo 122 y tiene al modelo 1 en la primer sección y al modelo 2 en las últimas dos secciones. El modelo 211 tiene en la primer sección al modelo 2 y al modelo 1 en las otras dos secciones. Y finalmente el modelo



221 toma al modelo 2 en las primeras dos secciones de sur a norte, y al modelo 1 en la última sección. Los cuatro modelos combinados se pueden ver en la figura 6.1.2.

Se hizo el trazado de las trayectorias de los 20 sismos con el programa RAY3D para los cuatro modelos de la figura 6.1.2. y los resultados se muestran a continuación.

6.2. Resultados del análisis del modelo final

En la tabla 6.1. se presentan en detalle las trayectorias que ajustaron y las que no ajustaron para cada modelo. Hay 3 trayectorias que no ajustaron en ningún modelo: dos rayos que arriban a la estación CUIG y uno a la estación ZIIG. El rayo que arriba a la estación ZIIG es del evento 3 (960228), el cual obtuvo una calidad C en la relocalización conjunta con JHD y es posiblemente por esta razón que presenta error en el ajuste. En los tres casos, el tiempo de arribo calculado es menor al tiempo de arribo observado.

En el modelo 112 ajustaron 68 trayectorias del total de 85, en el modelo 122 tuvieron buen ajuste 79, en el modelo 211 ajustaron 69 trayectorias y 73 para el modelo 221. De esta manera, los porcentajes de ajuste quedarán de la siguiente manera: para el modelo 112 el porcentaje de ajuste fue del 80%, para el modelo 122 el 92.9%, para el modelo 211 el 81.2% y para el modelo 221 el 85.9%.

En todos los modelos el porcentaje de ajuste fue mayor o igual a 80%, lo cual nos indica que ninguno de estos modelos se aleja demasiado de la realidad. Sin embargo, el modelo que tiene un mejor ajuste es el modelo 122 (92.9%), en el cual hay únicamente 6 trayectorias que no ajustaron. En este modelo presentan buen ajuste una mayor cantidad de trayectorias, tanto para ondas P como para ondas S; por lo tanto, podemos pensar que este modelo es el que podría describir mejor lo que ocurre en la placa subducente en esta zona. Esta es la razón por la cual se eligió como “modelo final”.

Tabla 6.1 Ajustes en las trayectorias para los modelos 112, 122, 211 y 221.

No.	Eventos	Modelos							
		112		122		211		221	
		Si ajustó	No ajustó	Si ajustó	No ajustó	Si ajustó	No ajustó	Si ajustó	No ajustó
1	940523	CUIG PLIG ZIIG		CUIG PLIG ZIIG		CUIG PLIG ZIIG		CUIG PLIG ZIIG	
2	950515	CAIG ZIIG	CUIG PLIG	CAIG CUIG PLIG ZIIG		CAIG ZIIG	CUIG PLIG	CAIG CUIG ZIIG	PLIG
3	960228	YAIG ZIIG		YAIG	ZIIG	YAIG ZIIG			YAIG ZIIG
4	960418	PLIG ZIIG	CUIG YAIG	PLIG YAIG ZIIG	CUIG	CUIG PLIG ZIIG	YAIG	PLIG YAIG ZIIG	CUIG
5	960423	CUIG PLIG YAIG	ZIIG	CUIG YAIG ZIIG	PLIG	CUIG PLIG YAIG	ZIIG	CUIG YAIG	PLIG ZIIG

TEST
PALLA

6	960621	CAIG CUIG PLIG YAIG		CAIG CUIG PLIG YAIG		CAIG CUIG PLIG YAIG		CAIG CUIG PLIG YAIG	
7	960718	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG YAIG ZIIG	PLIG	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG YAIG ZIIG	PLIG
8	960719	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG	
9	960903	CAIG	CUIG	CAIG	CUIG	CAIG	CUIG	CAIG	CUIG
10	970322	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG YAIG ZIIG	PLIG
11	970323	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG	
12	970421	CAIG YAIG ZIIG	CUIG	CAIG CUIG YAIG ZIIG		CAIG YAIG ZIIG	CUIG	CAIG CUIG YAIG ZIIG	
13	970508	CAIG PLIG ZIIG	CUIG	CAIG CUIG PLIG ZIIG		CAIG PLIG ZIIG	CUIG	CAIG CUIG PLIG ZIIG	
14	971222	CAIG CUIG PLIG ZIIG		CAIG CUIG PLIG ZIIG		CAIG CUIG PLIG ZIIG		CAIG CUIG PLIG ZIIG	
15	980515	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG	
16	980516	CAIG PLIG ZIIG	CUIG YAIG	CAIG PLIG YAIG ZIIG	CUIG	CAIG PLIG ZIIG	CUIG YAIG	CAIG PLIG YAIG ZIIG	CUIG
17	980601	CAIG PLIG YAIG	CUIG ZIIG	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG PLIG YAIG	CUIG ZIIG	CAIG CUIG PLIG YAIG	ZIIG
18	980705	CAIG PLIG ZIIG	CUIG YAIG	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG PLIG ZIIG	CUIG YAIG	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG	
19	980712	CAIG CUIG ZIIG	PLIG YAIG	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CAIG CUIG ZIIG	PLIG YAIG	CAIG CUIG YAIG ZIIG	PLIG
20	980805	CUIG PLIG YAIG ZIIG	CAIG	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG		CUIG PLIG YAIG ZIIG	CAIG	CAIG CUIG PLIG YAIG ZIIG	
	Total	68	17	79	6	69	16	73	12
	Percentajc	79%	21%	92.9%	7.1%	81.2%	18.8%	85.9%	14.1%

TRON
FALLA

La figura 6.2.1. muestra una vista en planta de las trayectorias analizadas; en la figura A estan los rayos que si ajustaron en el modelo final (122) y en la figura B se aprecian las pocas trayectorias que no ajustaron en el modelo final. En esta figura tambien podemos ver la cobertura que se tiene del modelo tridimensional.

Una vista de las trayectorias que siguen los rayos a traves del modelo final en corte se puede observar en las figuras 6.2.2. y 6.2.3. En la primera de ellas se encuentran los rayos cuyos arribos si ajustaron con los tiempos de arribo observado. En la segunda se muestran los rayos que no ajustaron con los tiempos observados.

En la figura 6.2.2. se aprecia que la mayoría de los rayos que si ajustan, y que arriban a las estaciones CUIG, PLIG y YAIG, recorren una parte importante de sus trayectorias por la placa subducente con un ángulo de subducción constante. Solo algunos de los rayos que si ajustan para estas estaciones salen antes de la placa subducente debido a la parte del modelo final que presenta una geometría subhorizontal de la placa subducente.

El número de trayectorias que no ajustaron y las que si ajustaron en cada estación, para los cuatro modelos analizados en este capítulo, se presenta en la tabla 6.2. Aquí vemos que en los modelos 112 y 211, las cinco estaciones tienen al menos una trayectoria que no ajusta; y hasta 8 trayectorias que no ajustan en la estación CUIG para el modelo 122. En el modelo 221 solo la estación CAIG presenta buen ajuste para todas las trayectorias.

Para el modelo final (modelo 122), de las seis trayectorias que no ajustaron, tres arriban a la estación CUIG, dos a la estación PLIG y una a la estación ZIIG. Las trayectorias que arriban a las estaciones CAIG y YAIG ajustan en su totalidad.

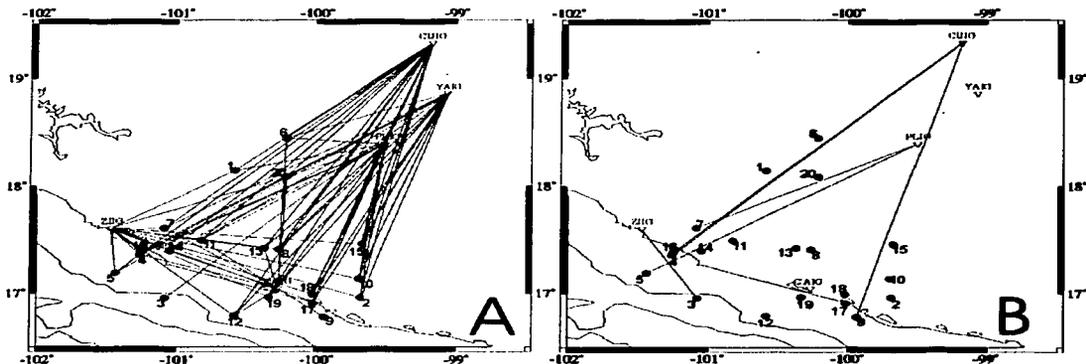


Figura 6.2.1. Trayectorias analizadas para el modelo final. En la figura A se observan las trayectorias que si ajustaron y en la figura B las trayectorias que no ajustaron.



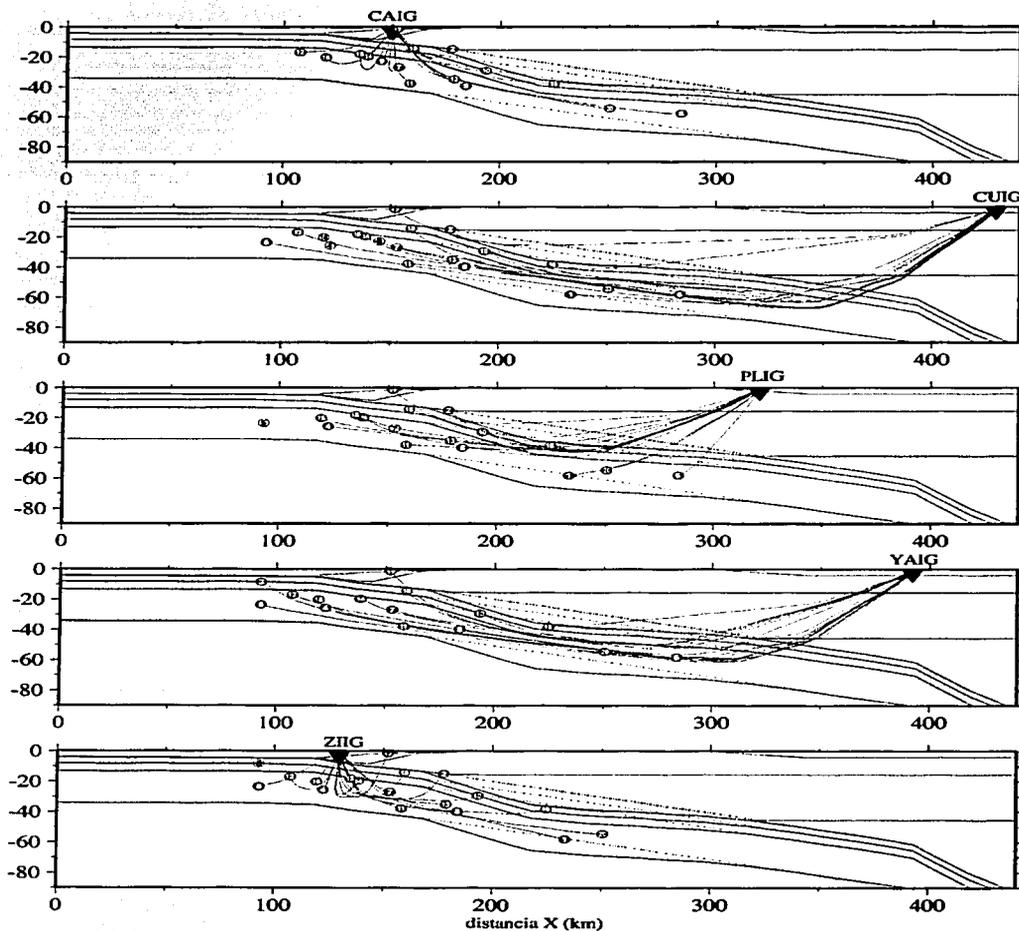


Figura 6.2.2. Trayectorias que si ajustaron para el modelo tridimensional final (122). Los hipocentros de los eventos que si ajustan para cada estación estan en negro y los que no ajustan estan en blanco

TESIS CON
FALLA DE CALIFICACION

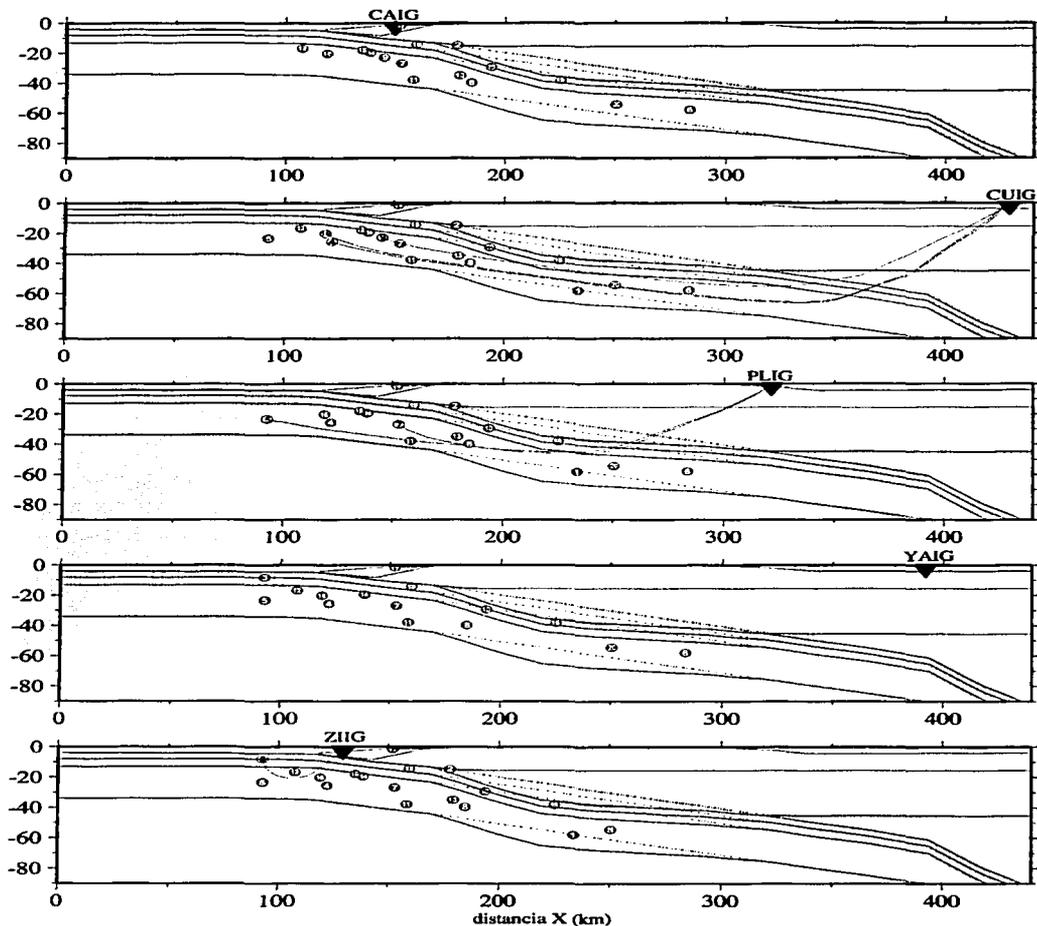


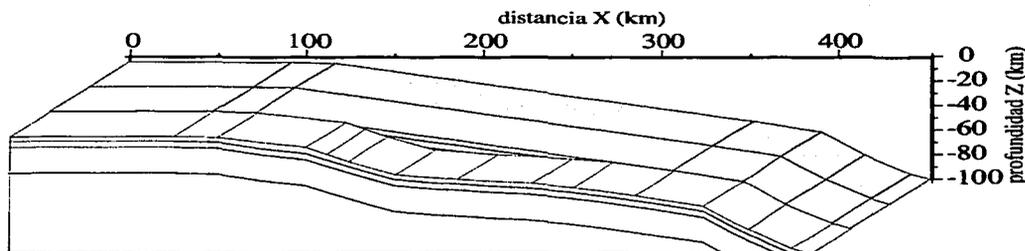
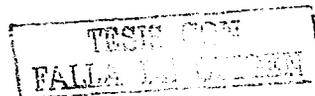
Figura 6.2.3. Trayectorias que no ajustaron para el modelo tridimensional final (122). Los hipocentros de los eventos que si ajustan para cada estación estan en negro y los que no ajustan estan en blanco.

Tabla 6.2. *Número de trayectorias que ajustaron y no ajustaron para cada estación.*

Estación	Modelo 112		Modelo 122		Modelo 211		Modelo 221	
	Si ajustó	No ajustó						
CAIG	15	1	16	0	15	1	16	0
CUIG	11	8	16	3	12	7	16	3
PLIG	15	2	15	2	15	2	12	5
YAIG	11	4	15	0	11	4	14	1
ZIIG	16	2	17	1	16	2	15	3

Dentro de los seis rayos que no ajustaron en el modelo final, existen dos que tienen trayectorias muy similares debido a que se localizan muy cerca el uno del otro: el evento número 4 (960418) y el evento número 16 (980516) que arriban a la estación CUIG. En este caso es poco probable que el error en el ajuste se deba a la relocalización de los hipocentros, pues estos eventos tienen calidad B y A en la relocalización con JHD. El error podría deberse, en este caso, a alguna capa local de baja velocidad, pues en ambos casos el tiempo de arribo observado es mayor al calculado y la diferencia de ajuste en las dos trayectorias es similar.

Los rayos de los eventos 5 (960423) y 7 (960718) que arriban a la estación PLIG, y el evento 9 (960903) que arriba a la estación CUIG, pasan por una zona del modelo tridimensional final en donde se presenta el cambio en la geometría de la placa subducente, del modelo 1 al modelo 2. Este cambio es algo abrupto, como se observa en la figura 6.2.4. y es probable que esto sea lo que origina el error en el ajuste para estas tres trayectorias.

Figura 6.2.4. *Vista del modelo tridimensional final (122).*

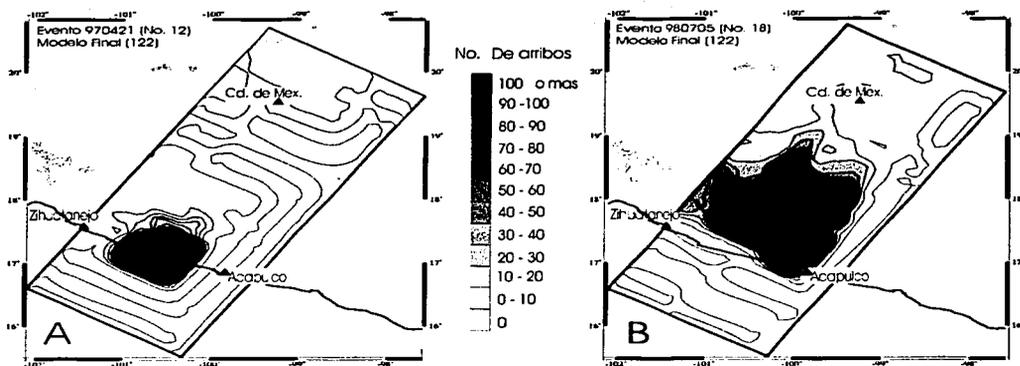


Figura 6.2.5. La figura A muestra las curvas de igual número de arribos para el evento ocurrido en 970421 (No.12). Y la figura B muestra las curvas de igual número de arribos para el evento 980705 (No. 18). En ambos casos el número de arribos fue calculado usando el modelo final (122).

Para comparar el número de rayos que arriban a la Cd. de México con el modelo final se generó la figura 6.2.5., en donde se observan dos mapas con contornos que muestran el número de rayos que arriban en la región de estudio para un sismo determinado utilizando el modelo final (122). Estos mapas se generaron de la misma forma que las figuras 5.1.6. y 5.1.7. del capítulo 5; usando una variación del programa computacional RAY3D descrito en el capítulo 3, el cual envía rayos a partir del hipocentro del evento variando el azimut cada grado desde 0° a 360° y la inclinación desde 0° a 180° cubriendo todo el modelo tridimensional. El mapa A fue generado con el hipocentro del sismo ocurrido el en 970421 (No.12) y el mapa B con el hipocentro del evento del 980705 (No. 18).

Al comparar los mapas de las figuras 5.1.6., 5.1.7. y 6.2.5. se observa que los mapas generados con el modelo 1 (figura 5.1.6.) presentan la distribución con mayor número de rayos arribando a la zona geográfica donde se encuentra la Cd. de México, mientras que en los mapas generados con el modelo 2 (figura 5.1.7.) y con el modelo final (figura 6.2.5.) el número de rayos que arriban a la Cd. de México es menor para ambos sismos.

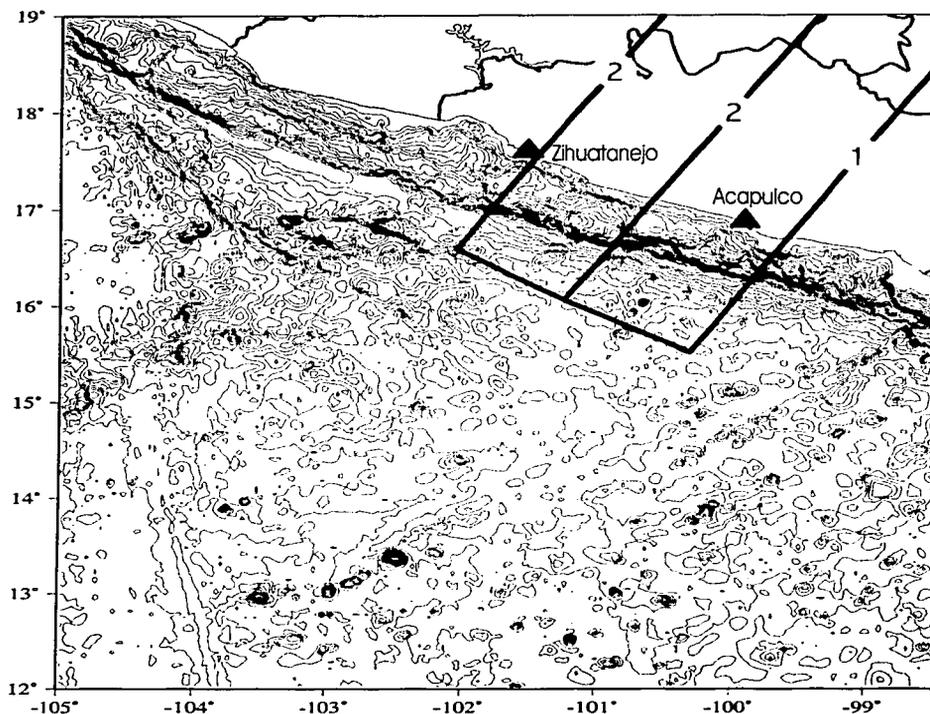


Figura 6.2.6. Topografía del suelo oceánico en la región cercana a la zona de estudio.

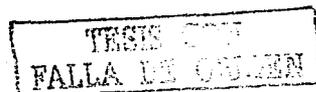
De todos los modelos tridimensionales analizados en el presente capítulo y en el anterior, el modelo final es el que mas se ajusta a lo que pasa en la placa subducente, a juzgar por el alto porcentaje de ajuste, entre tiempos de arribo calculados y observados, que presenta. Sin embargo, el salto abrupto que presenta el modelo final, al cambiar de la geometría subhorizontal a una geometría con un ángulo de subducción constante, debe ser suave y gradual en la realidad.

Se lograría un modelo mas real al hacer las secciones mas cercanas e ir cambiando la geometría gradualmente.

En la figura 6.2.6. se observa que la batimetría del suelo oceánico cercana a la zona de estudio es mas rugosa en la región hacia el NW del área de estudio que en la zona hacia el SE.

La placa de Cocos subducente es mas joven al NW que al SE de la zona de estudio, y la litósfera joven tiene un ángulo de subducción menor que la litósfera mas antigua (Cross y Pilger, 1982). Por lo que en la placa en la sección 1 es ligeramente mas antigua y ángulo de subducción debería ser mayor, lo cual no concuerda con el modelo final.

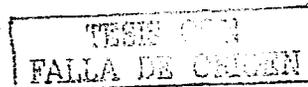
Por otro lado, la velocidad de subducción es mayor hacia el SE, teniendo en cuenta que el polo relativo de rotación entre la placa de Cocos y la placa de Norteamérica es: 36.823° N, 108.629° W (DeMets et al., 1990); de tal forma que la placa de Cocos subduce ligeramente mas rápido en la sección 1 y según Cross y Pilger (1982) el ángulo de subducción decrece al incrementarse la velocidad de convergencia, lo cual concuerda con el modelo final (modelo 122) en donde el ángulo de subducción decrece en la sección 1.



Capítulo 7

Conclusiones

1. Es posible que algún error en el ajuste de las trayectorias se deba a la localización del hipocentro. Sin embargo, las localizaciones de los eventos sísmicos que se utilizaron para este estudio son de buena calidad, lo que permite atribuir la mayoría de los errores de ajuste al modelo tridimensional.
2. El modelo tridimensional con geometría de subducción de ángulo constante (modelo 2) presenta un mejor ajuste que el modelo tridimensional con la geometría subhorizontal (modelo1). Sin embargo, la diferencia entre porcentajes de ajuste no es sustancial.
3. El modelo final que presenta mejor ajuste entre tiempos de arribo calculado y observado (92.9%) tiene una geometría con ángulo de subducción constante en la zona de Zihuatanejo y cambia a una geometría subhorizontal en la región de Acapulco.
4. Petatlán se encuentra cerca de Zihuatanejo por lo que según nuestro modelo final, la geometría en esa zona, con un ángulo de subducción constante, concuerda con Valdés y Meyer (1996).
5. El modelo basado en datos gravimétricos de Peláez (1999) es para la zona de Acapulco, y tiene una geometría subhorizontal, lo cual concuerda con nuestro modelo final.
6. Se lograría un modelo tridimensional con mejor ajuste haciendo secciones mas cercanas e ir cambiando la geometría gradualmente.



Apéndice

Las gráficas que se obtienen del programa RAY3D son 4, las cuales se describen a continuación:

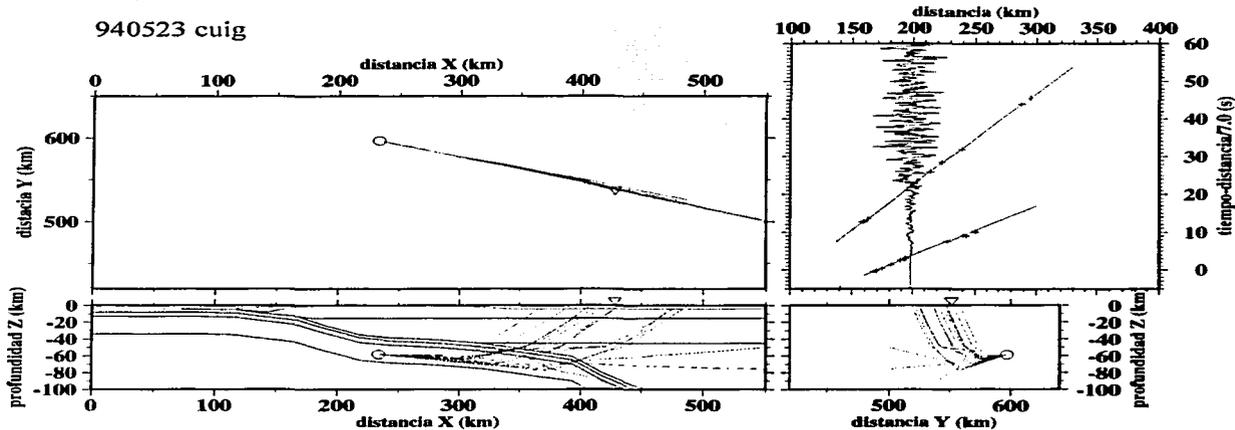
La gráfica de la esquina inferior izquierda es la sección XZ, donde se muestra la trayectoria de viaje de los rayos y la geometría propuesta por el modelo.

La gráfica de la esquina inferior derecha es la trayectoria de los rayos vista lateralmente en una sección YZ.

La gráfica de la esquina superior izquierda es la trayectoria de los rayos vista en planta, es decir, en el plano XY.

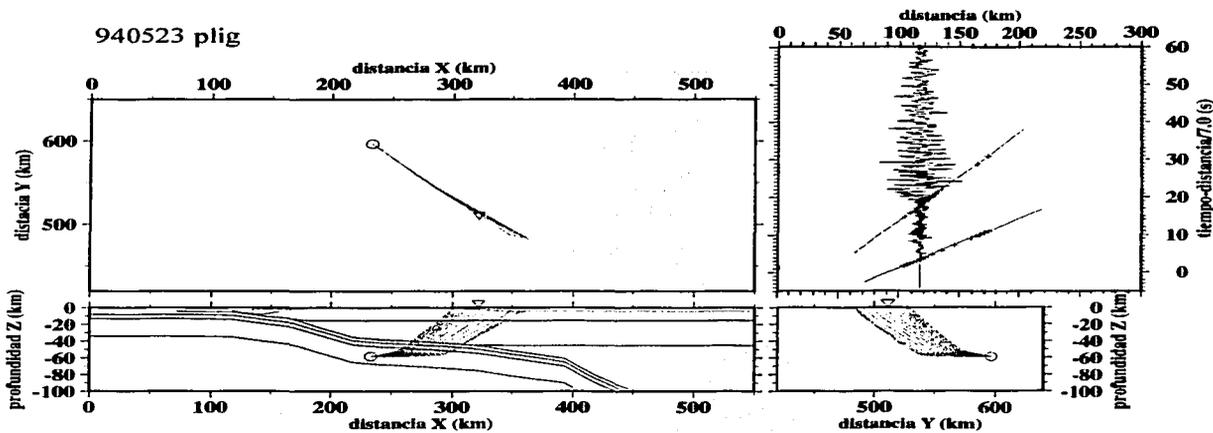
La gráfica de la esquina superior derecha es una gráfica de la distancia en X (km) contra los tiempos de arribo de las ondas P y S en la superficie, y la traza sísmica del evento registrada en cada estación.

Todas las figuras que se muestran en el apéndice tienen esta disposición.

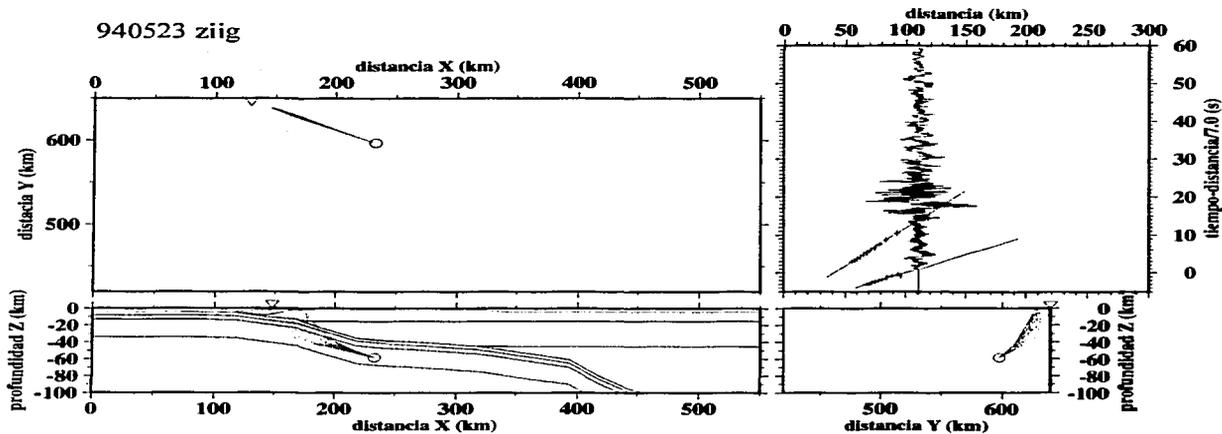


TRAZA
FALLA DE ORIGIN

940523 plig



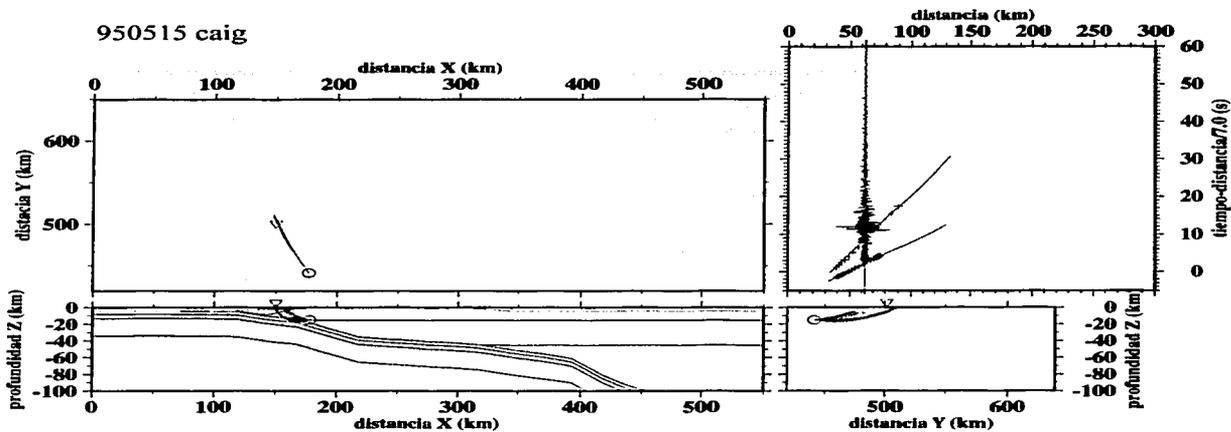
940523 ziig



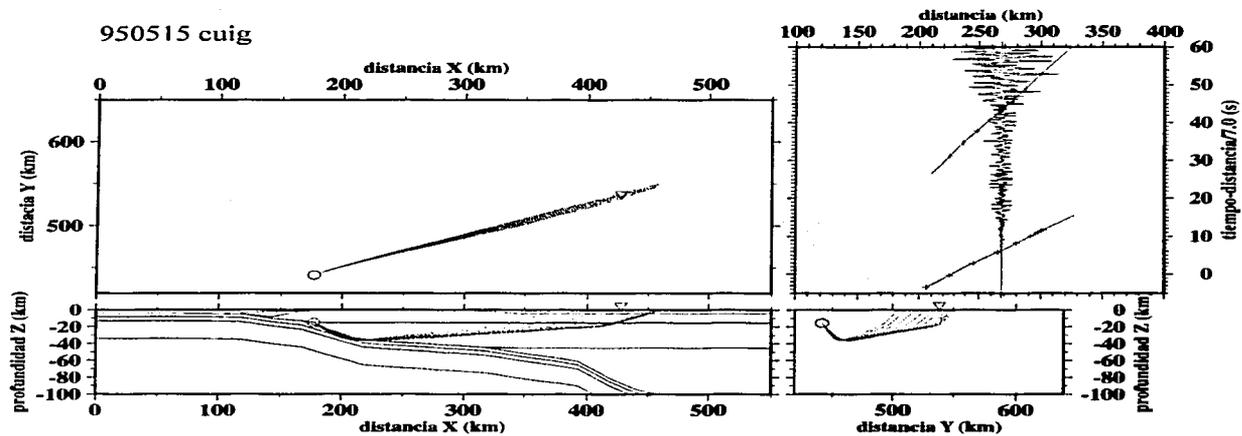
1980

PAIS

950515 caig

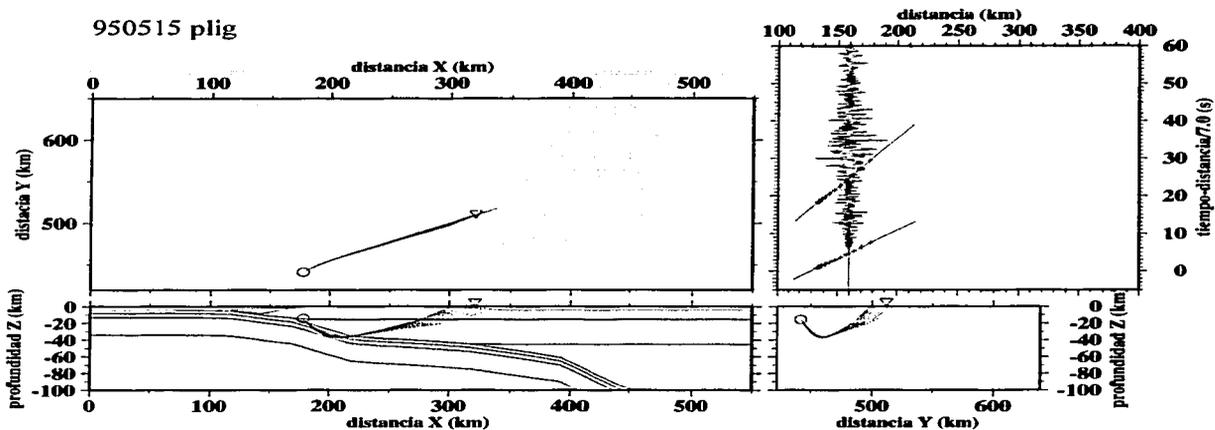


950515 cuig

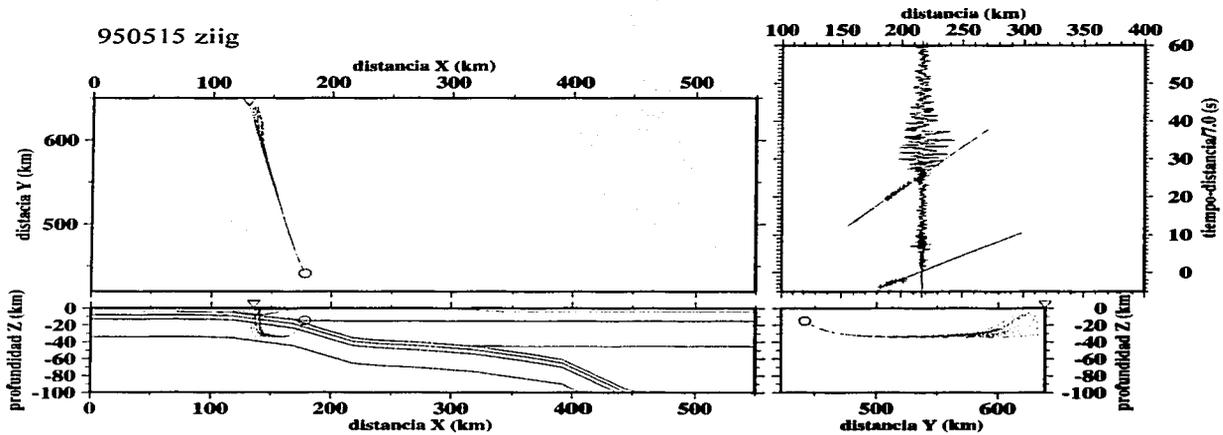


WATER
 FALL

950515 plig

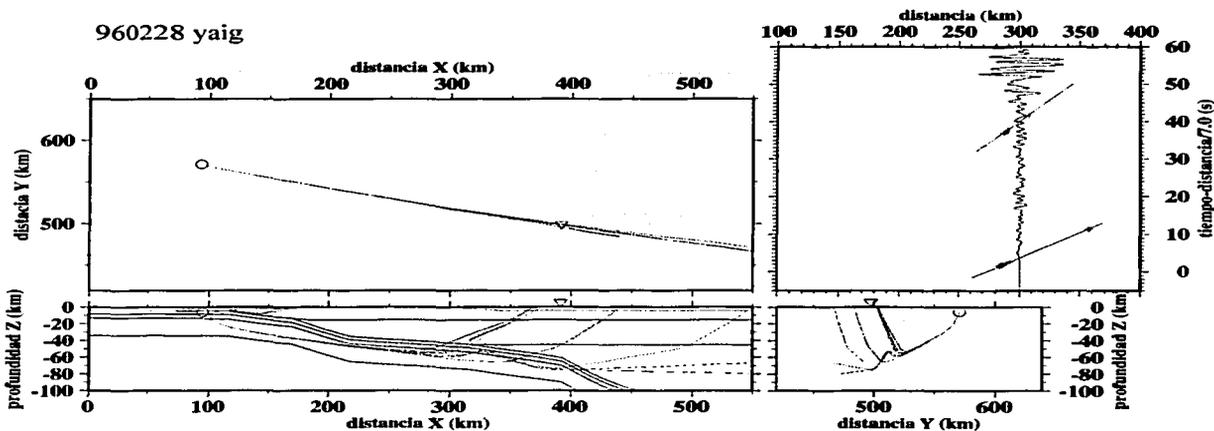


950515 ziig

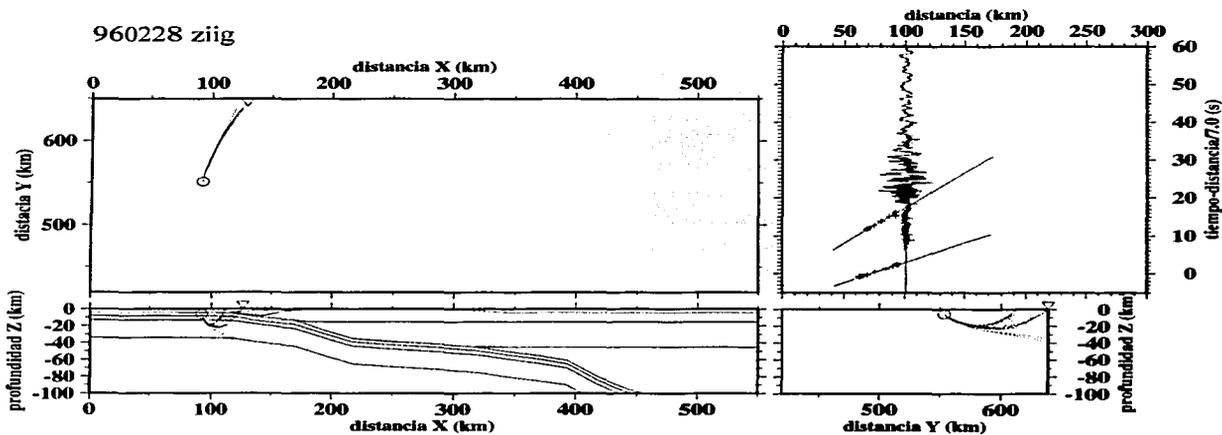


FALLA 1

960228 yaig

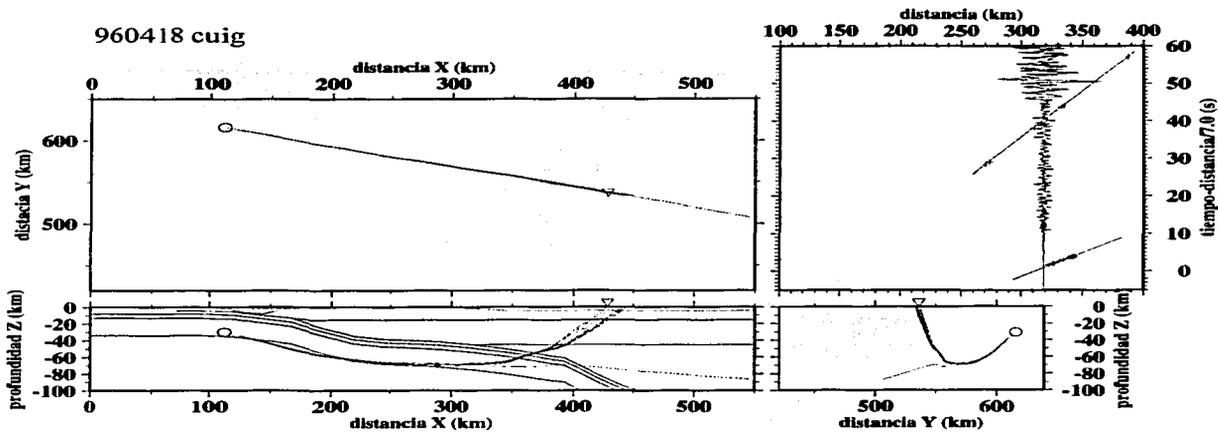


960228 ziig

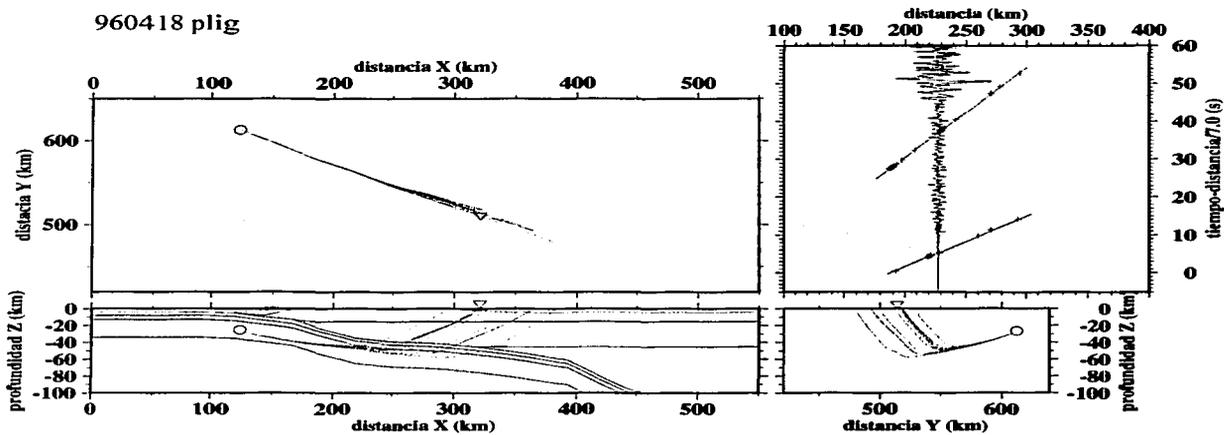


FALLA 2

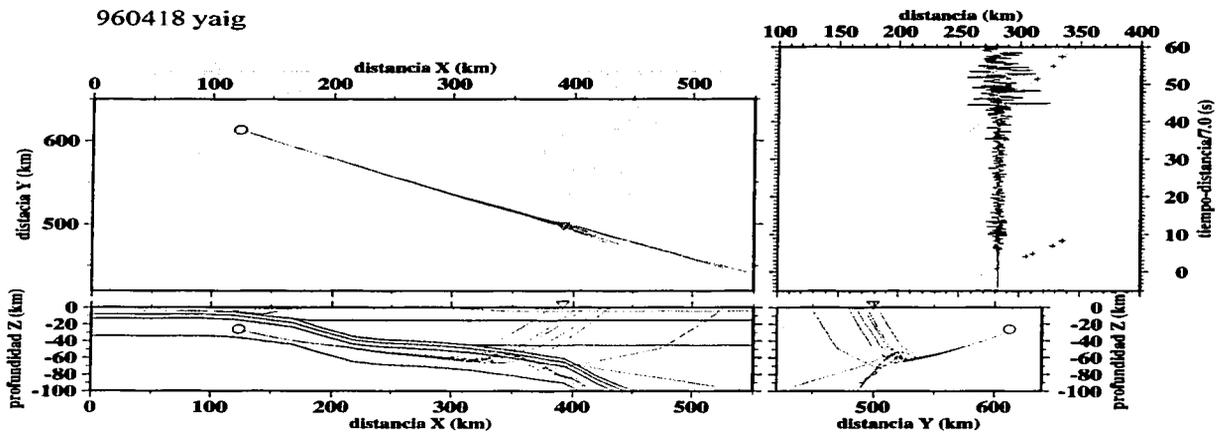
960418 cuig



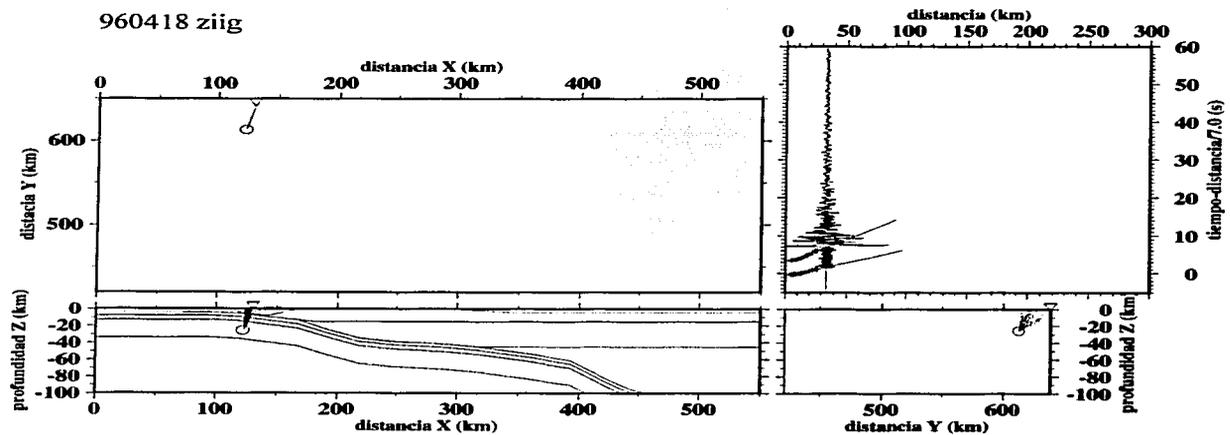
960418 plig



960418 yaig

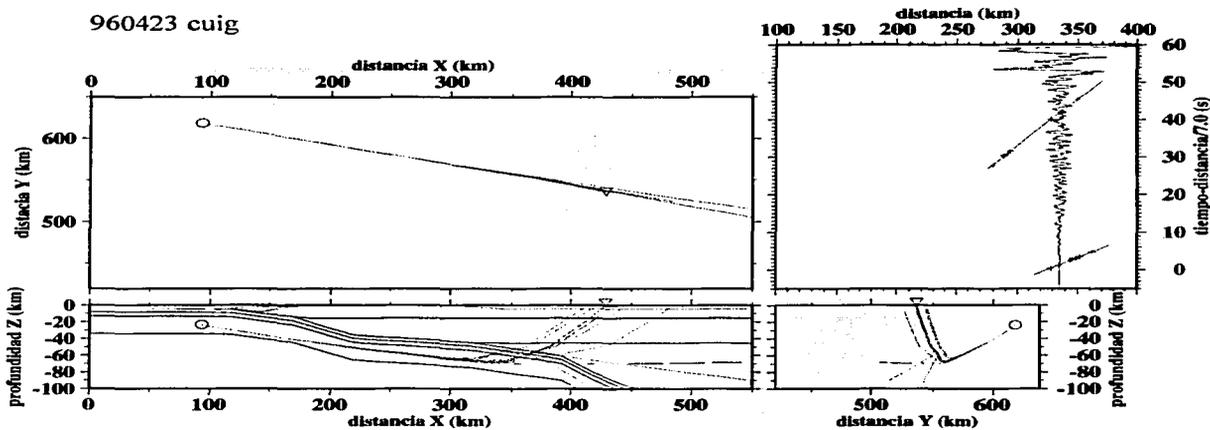


960418 ziig

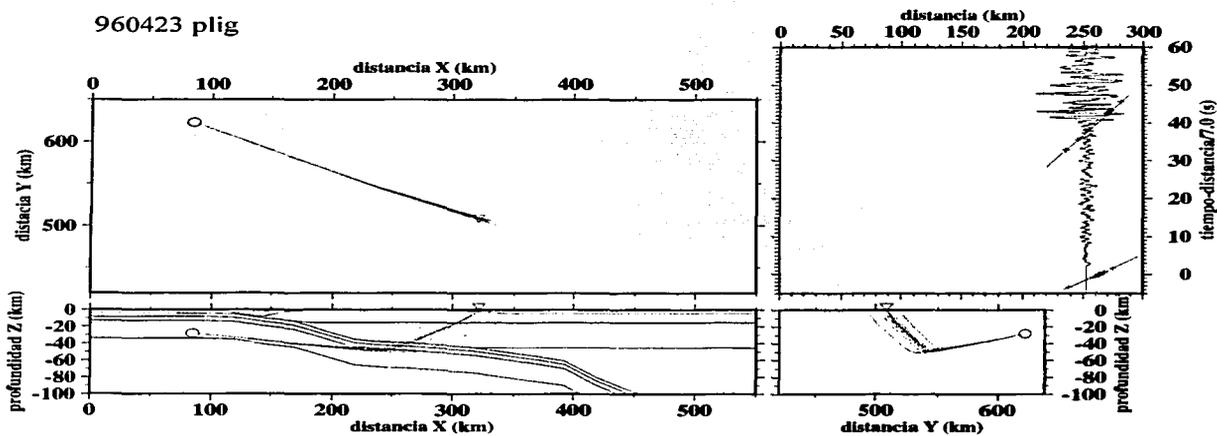


1977
FALLA

960423 cuig

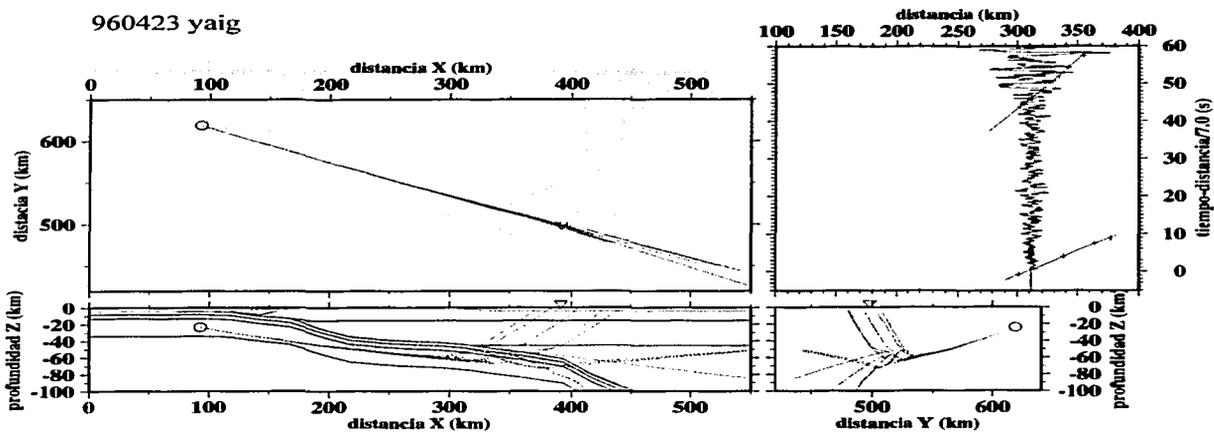


960423 plig

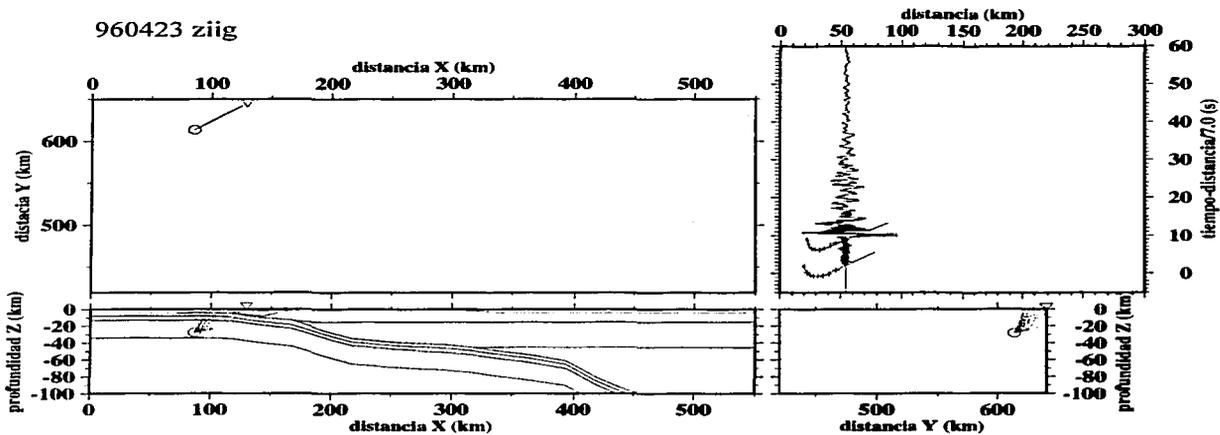


INSTITUTO
NACIONAL
DE GEOLÓGIA Y
MINERÍA
PALMA LA SOBERANA

960423 yaig

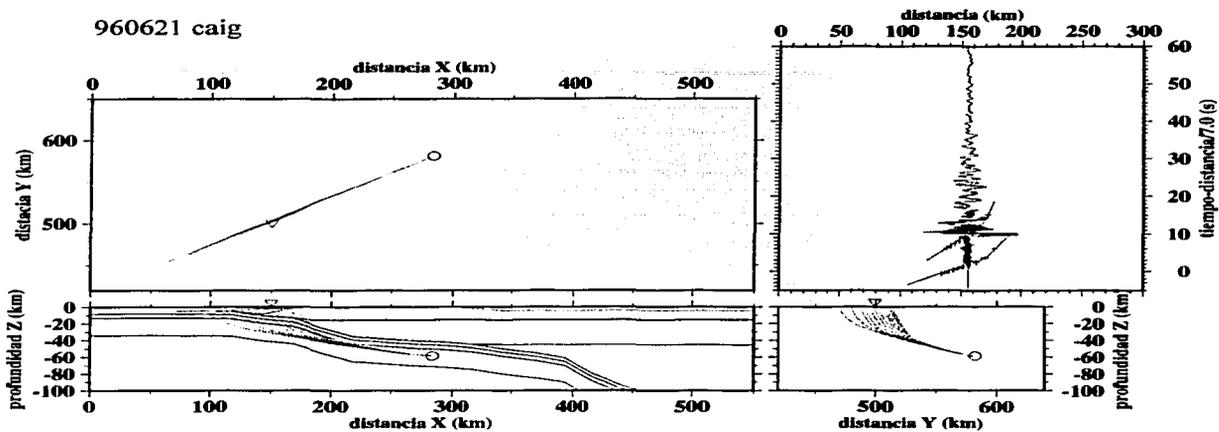


960423 ziig

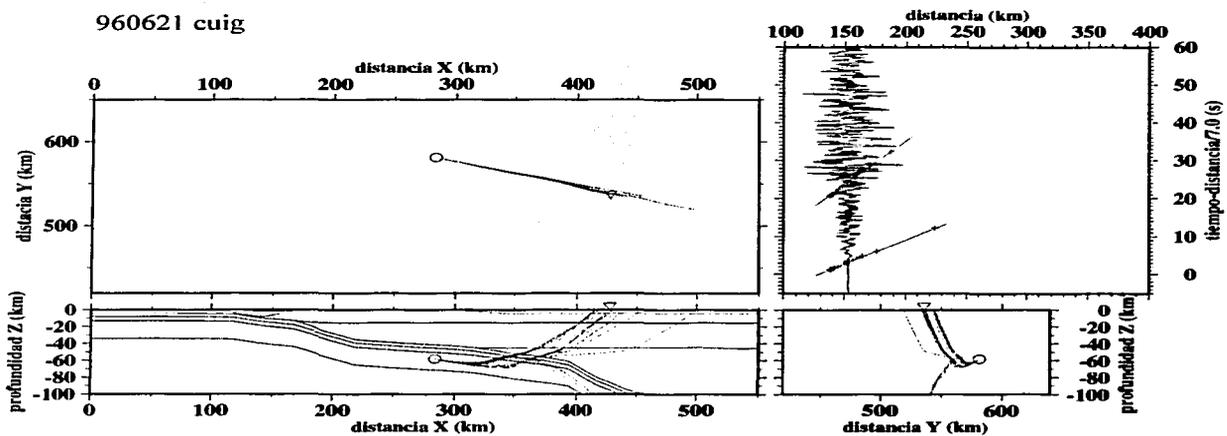


YES
FALLA LA CALERA

960621 caig

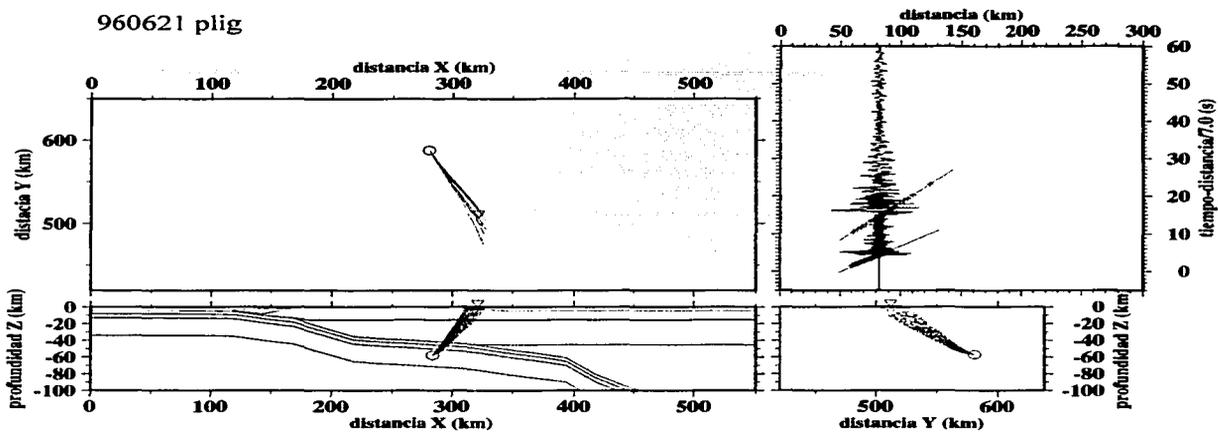


960621 cuig

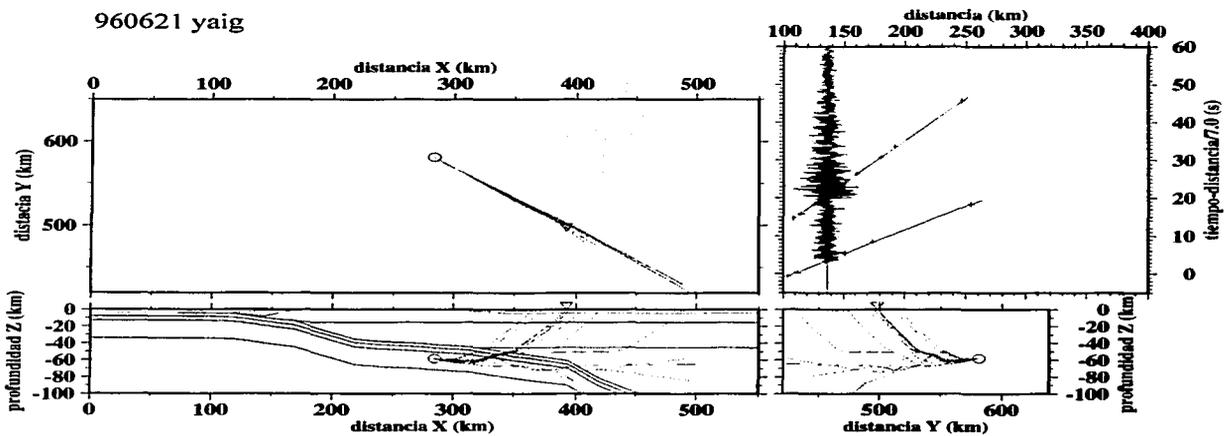


TESIS DE GRADO
FALLA DE GRAN

960621 plig

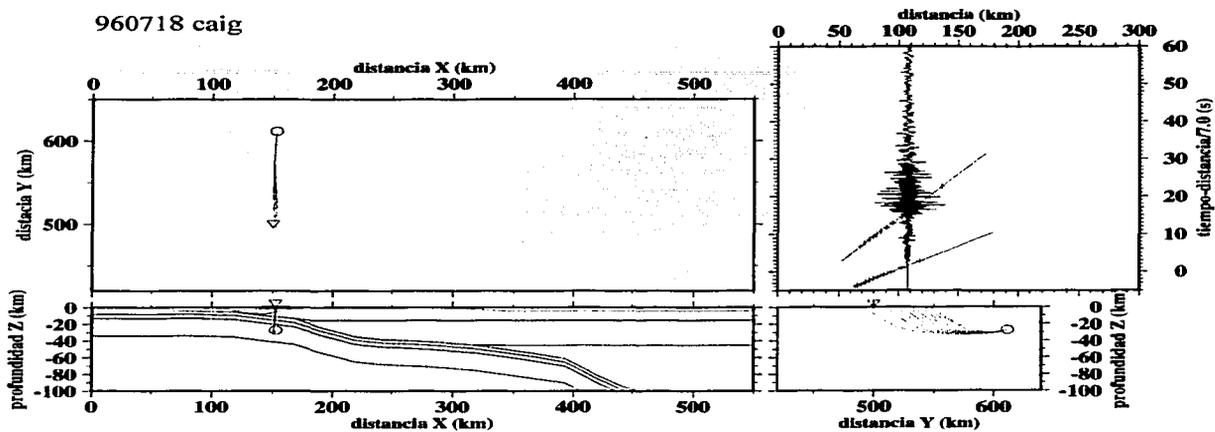


960621 yaig

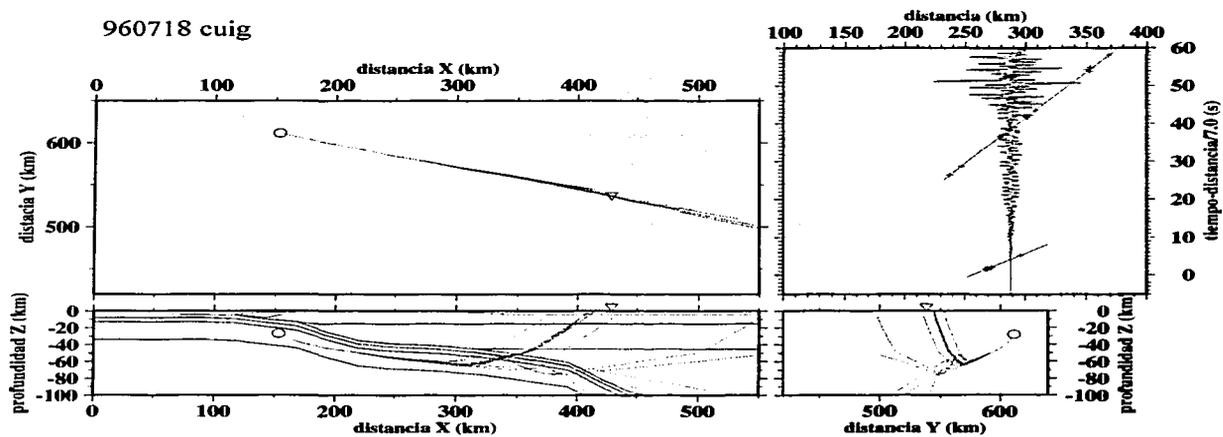


TRON
VALA

960718 caig

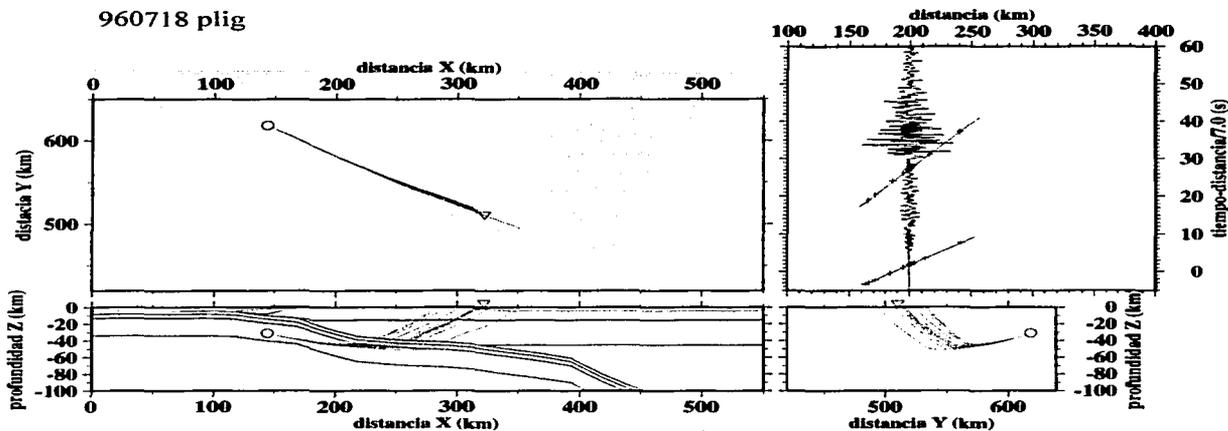


960718 cuig

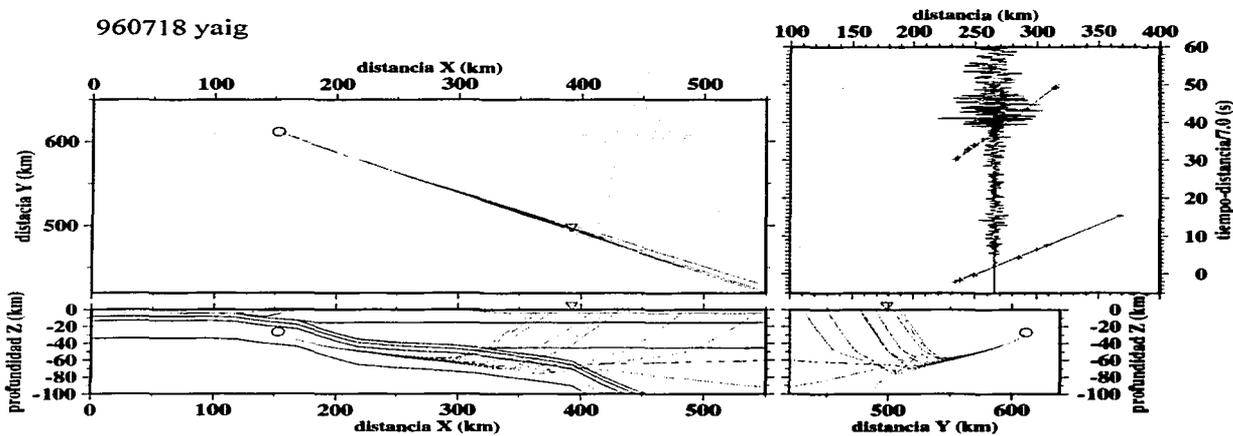


TRINIDAD
FALLA DE SAN JUAN

960718 plig

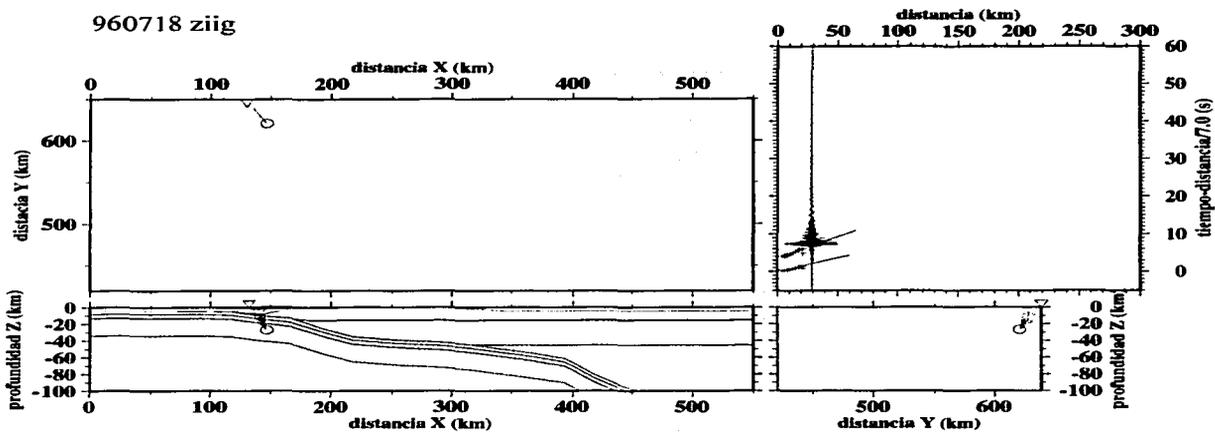


960718 yaig

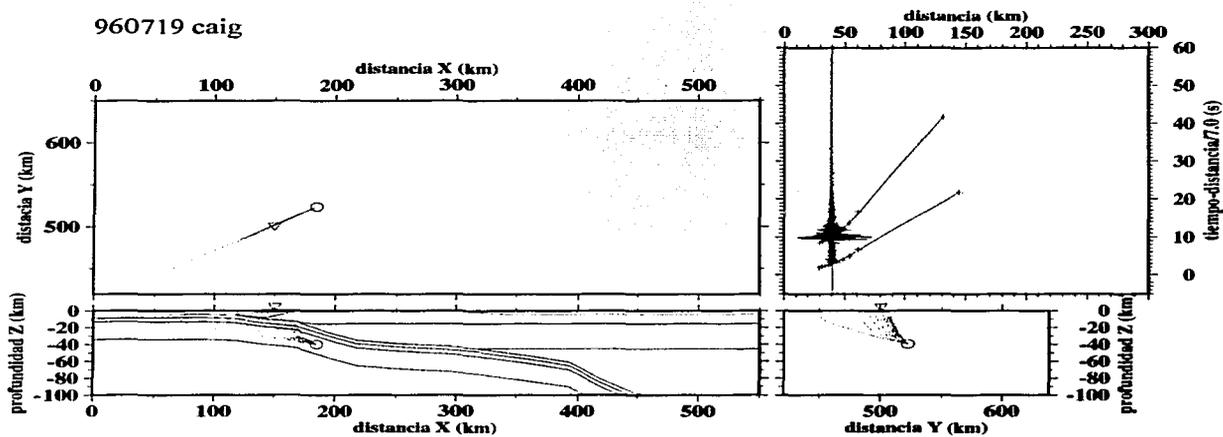


TESIS
FALIA

960718 ziig

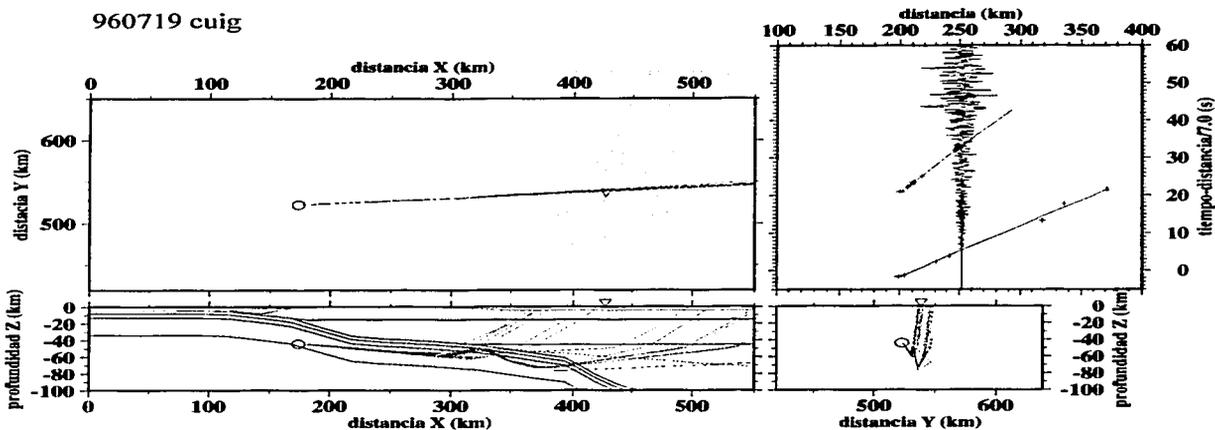


960719 caig

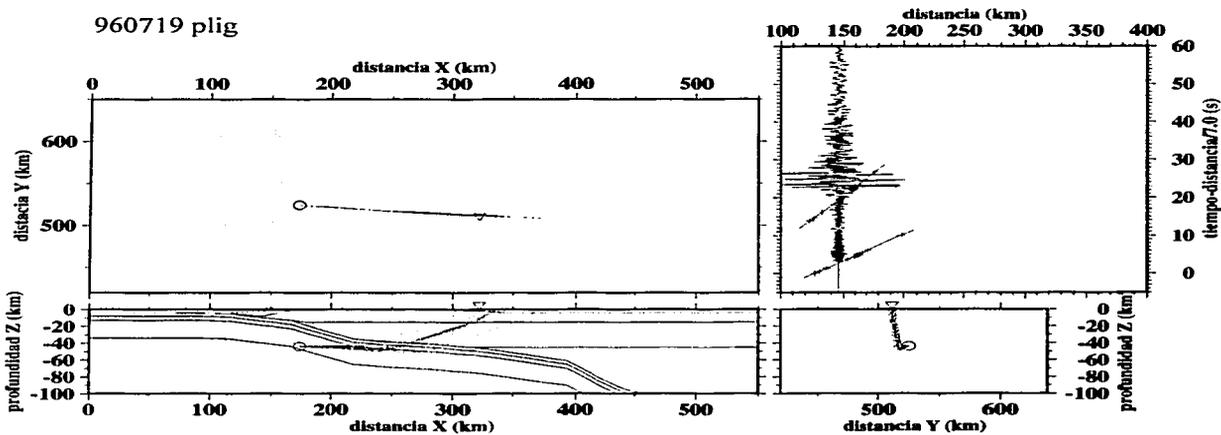


TRIP 600
FALL 1968

960719 cuig

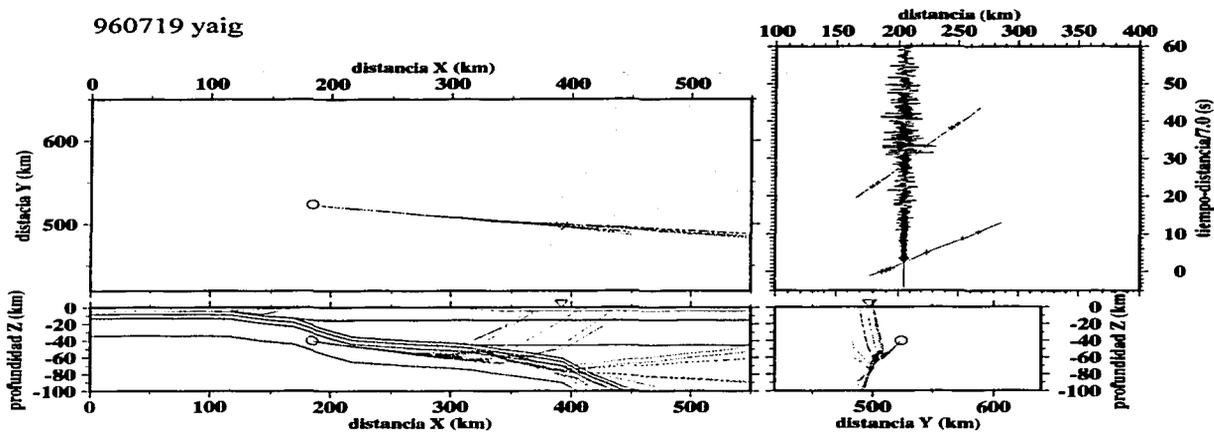


960719 plig

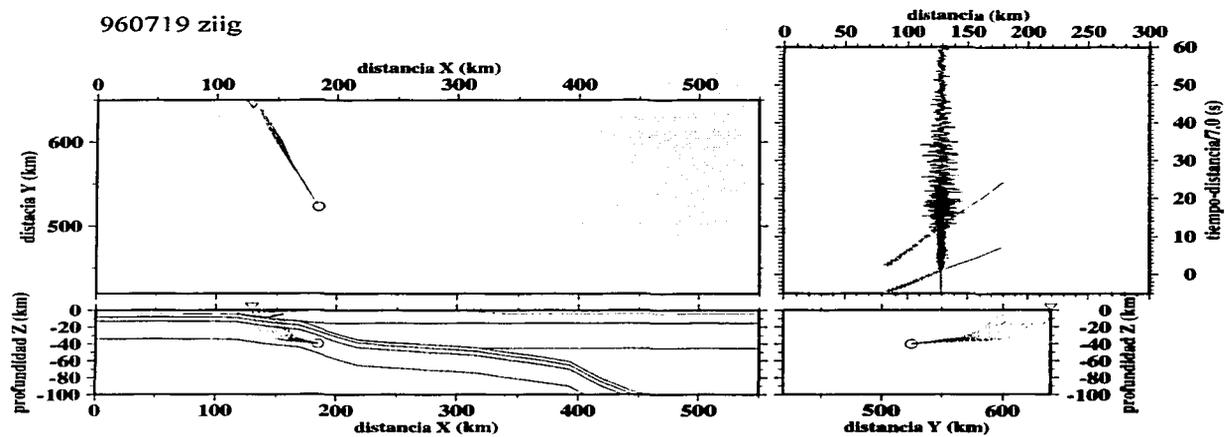


TESIS
FALLA

960719 yaig

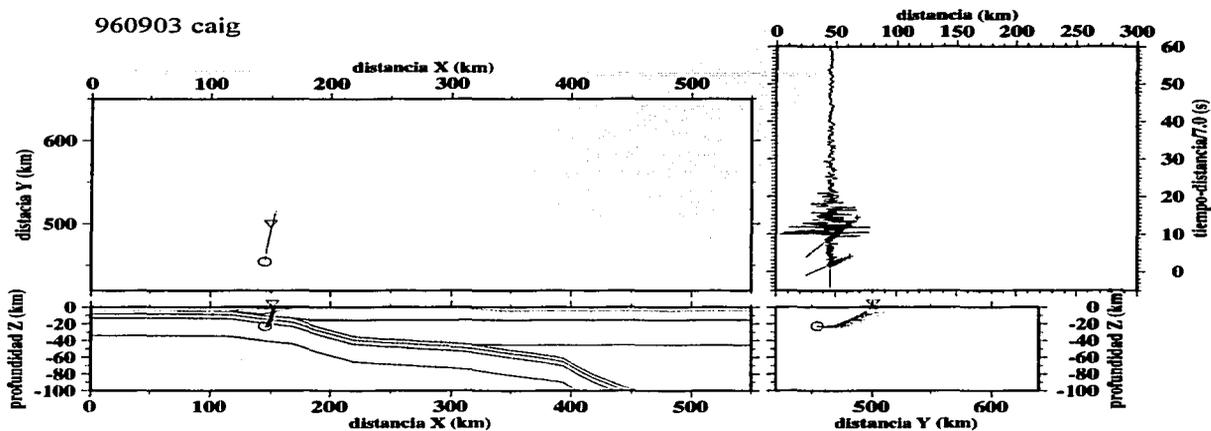


960719 ziig

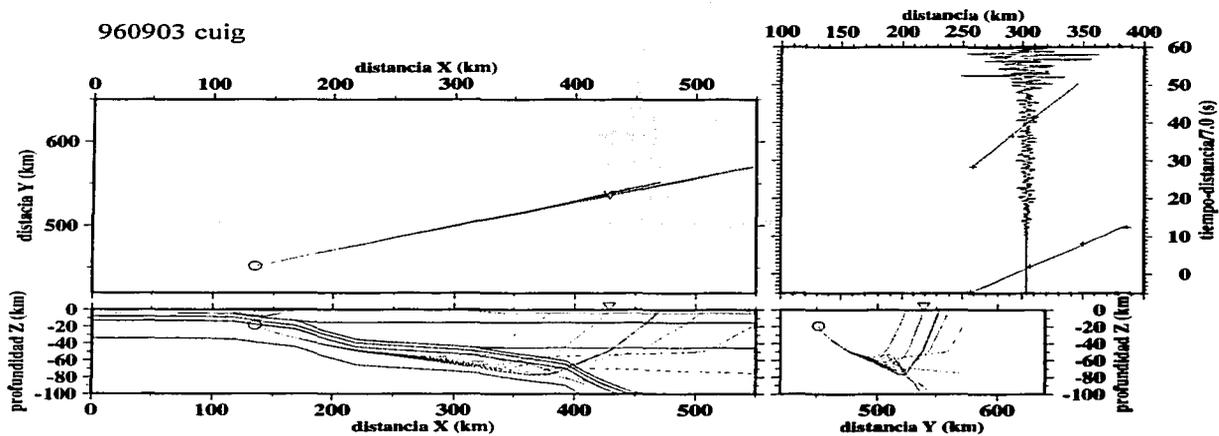


TEMA
FALLA DE GARCIA

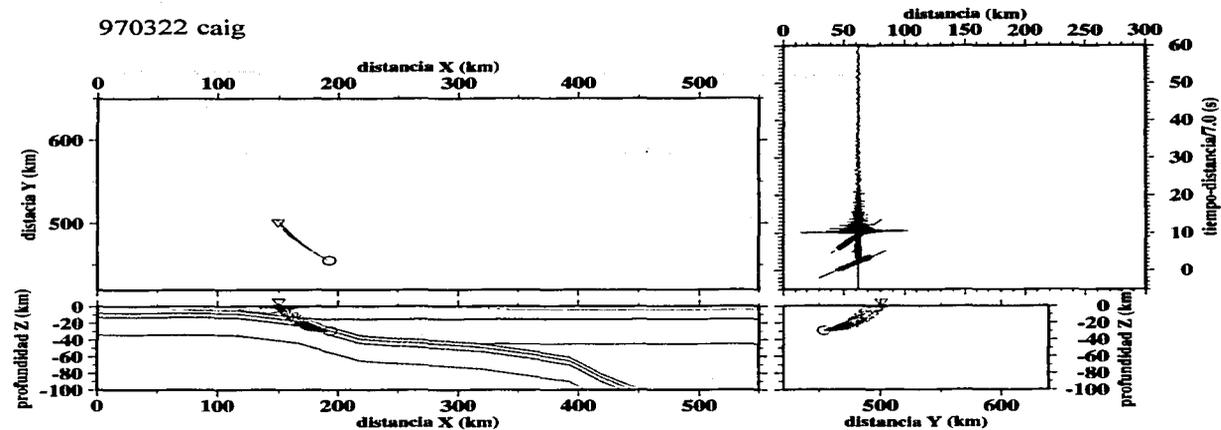
960903 caig



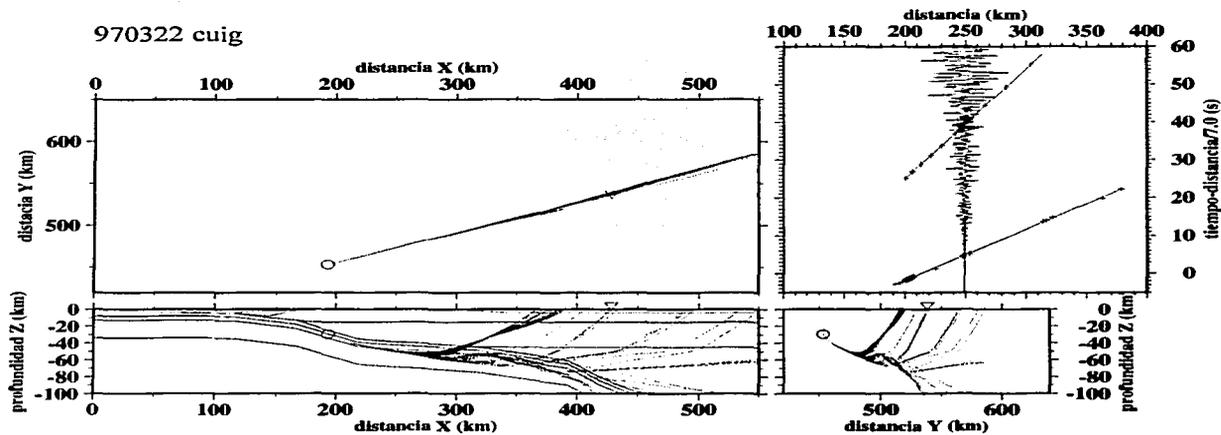
960903 cuig



970322 caig

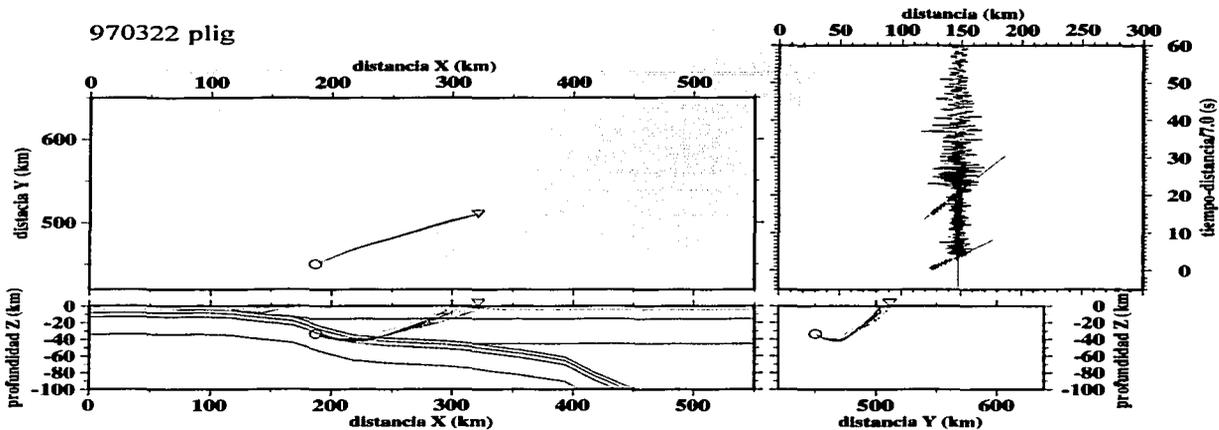


970322 cuig

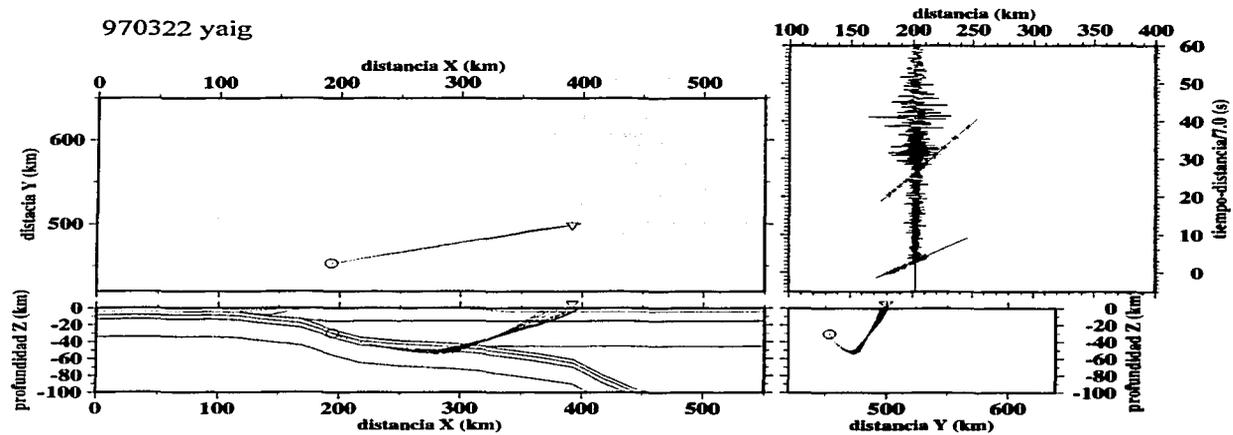


TOP
FALLA DE CUBA

970322 plig

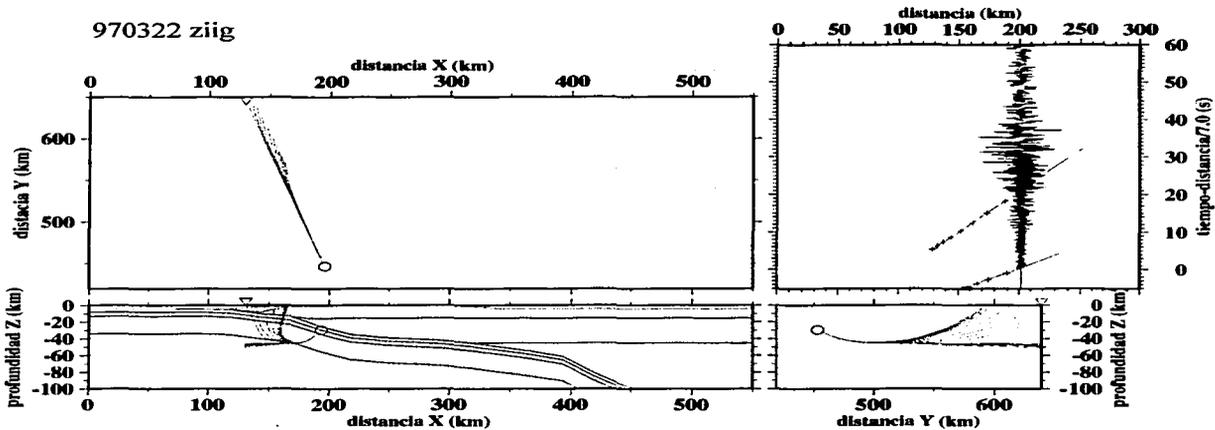


970322 yaig

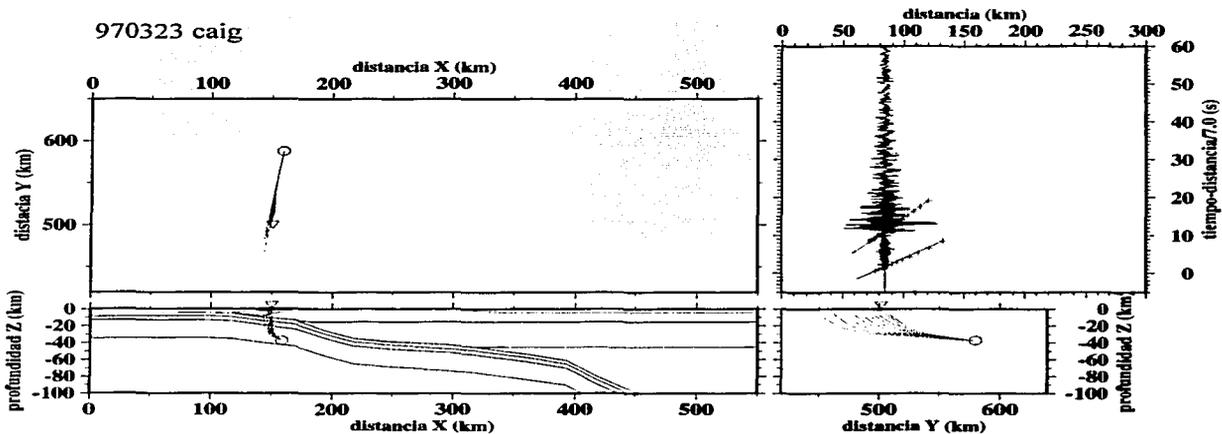


TRONCO
PALMIRA

970322 ziig

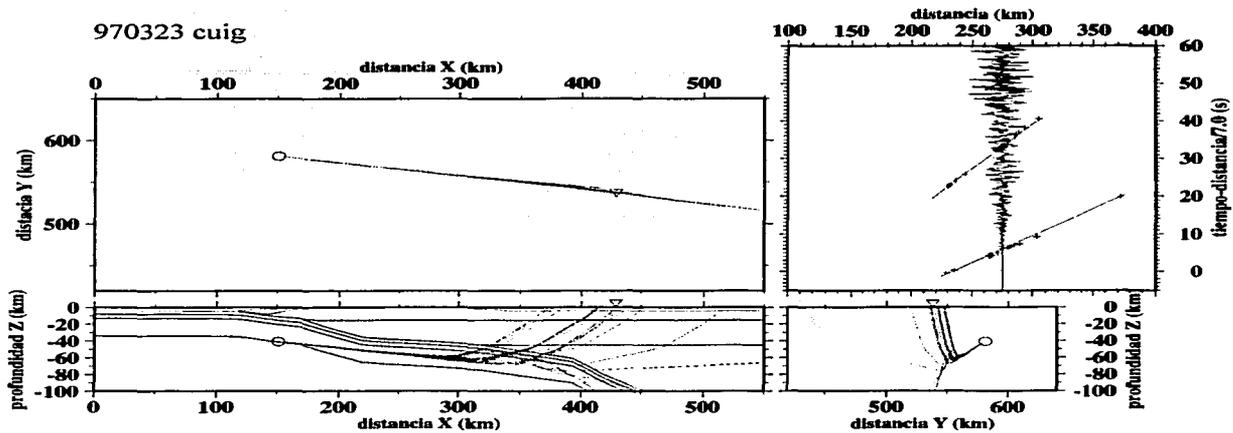


970323 caig

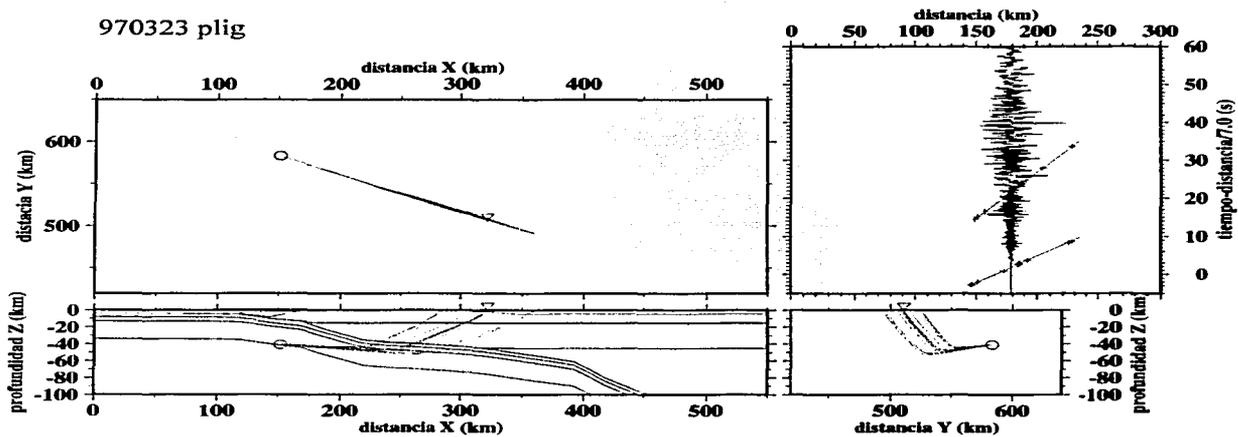


FAIRPLAY

970323 cuig

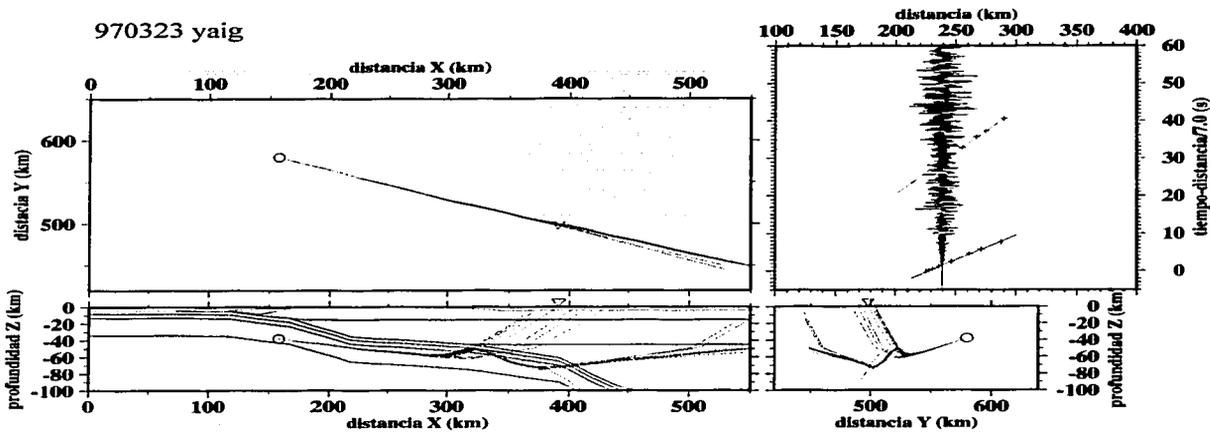


970323 plig

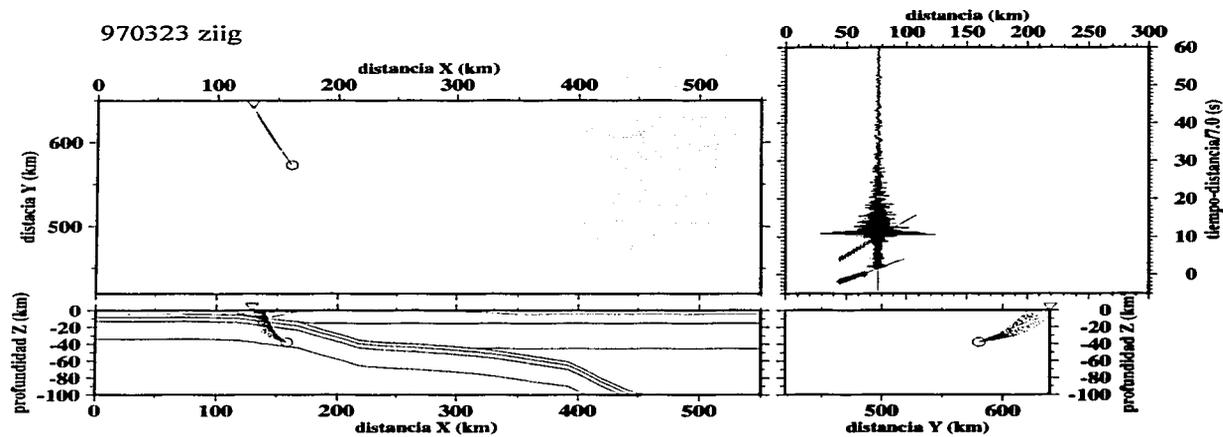


FALLA

970323 yaig

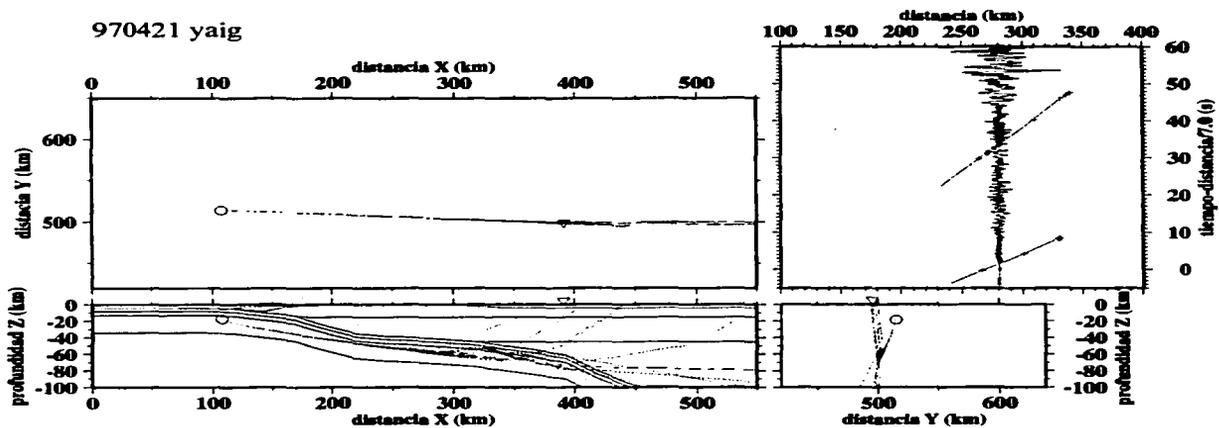


970323 ziig

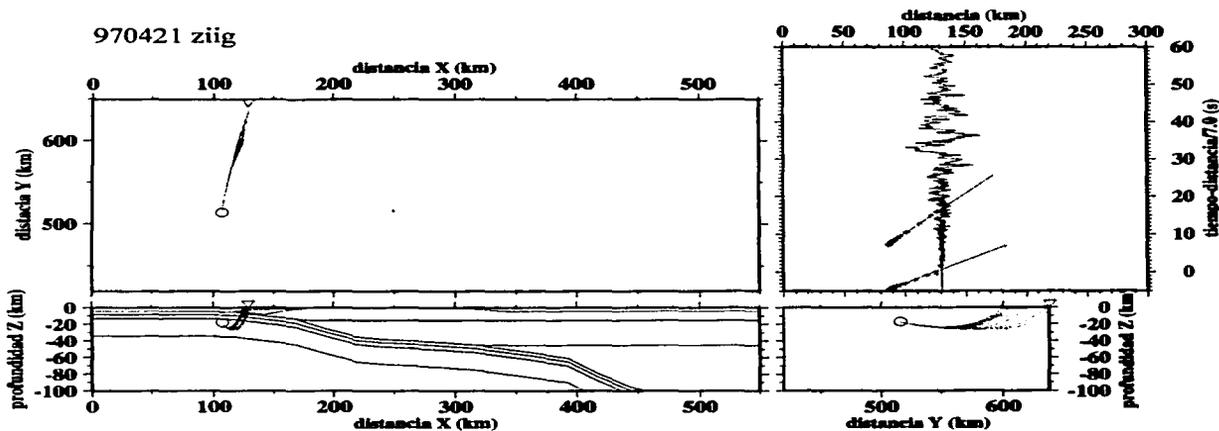


970323
 FAILA

970421 yaig

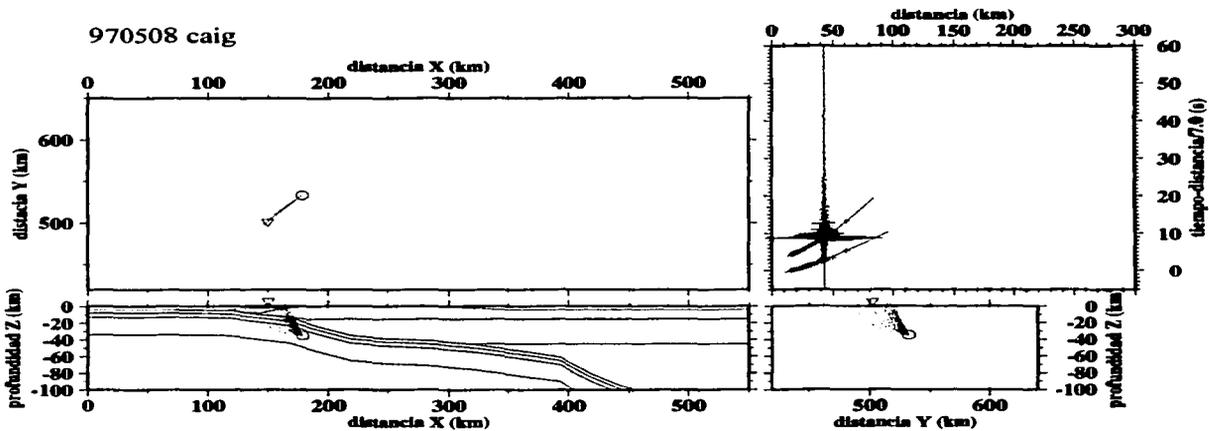


970421 ziig

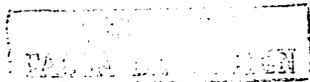
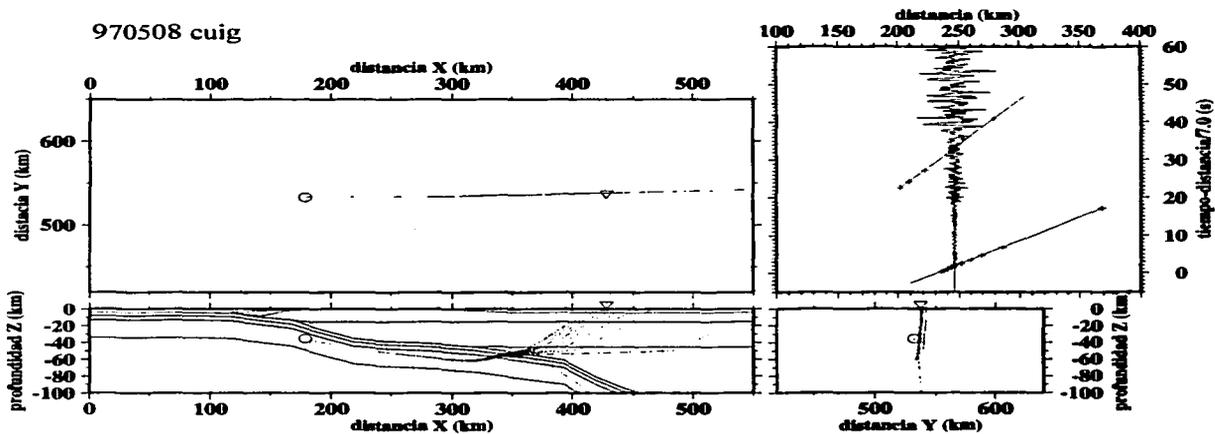


PALEONTOLOGICAL

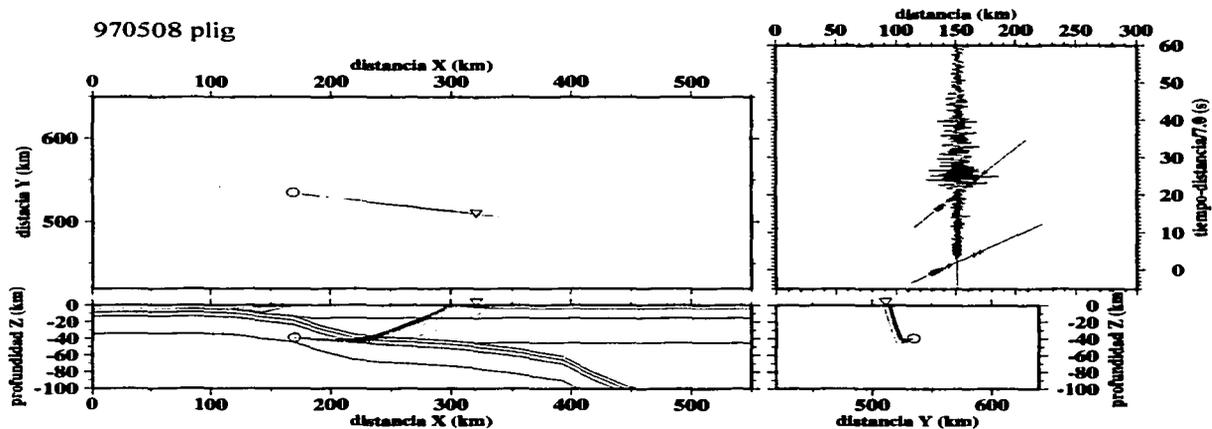
970508 caig



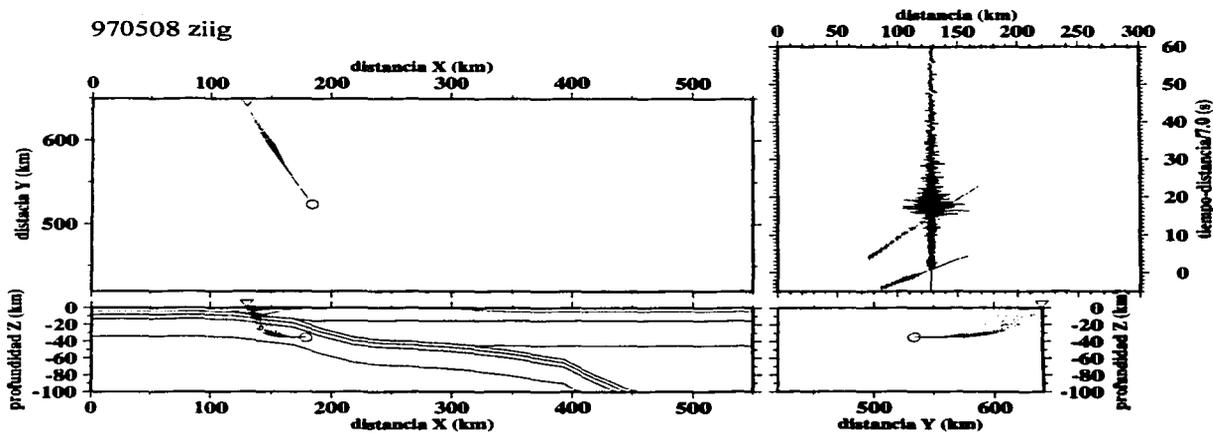
970508 cuig



970508 plig

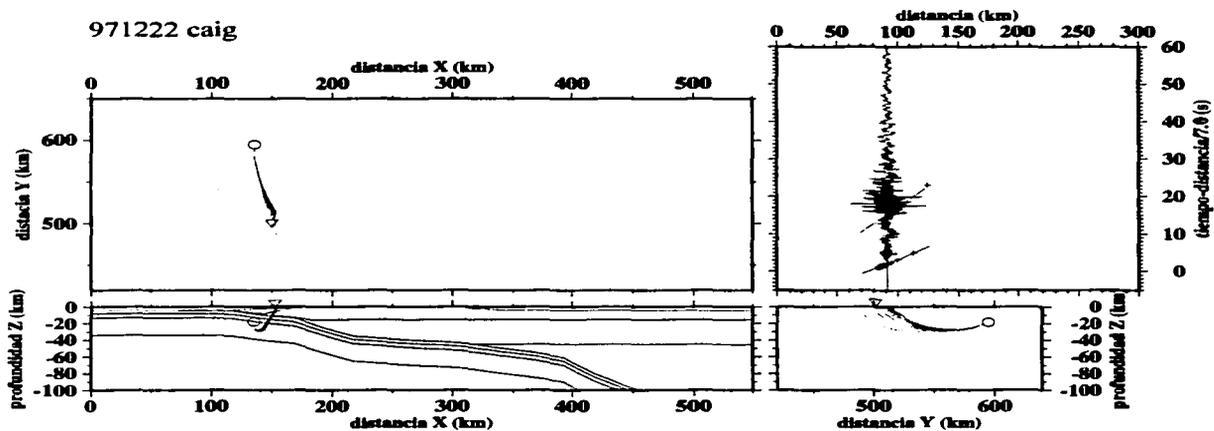


970508 ziig

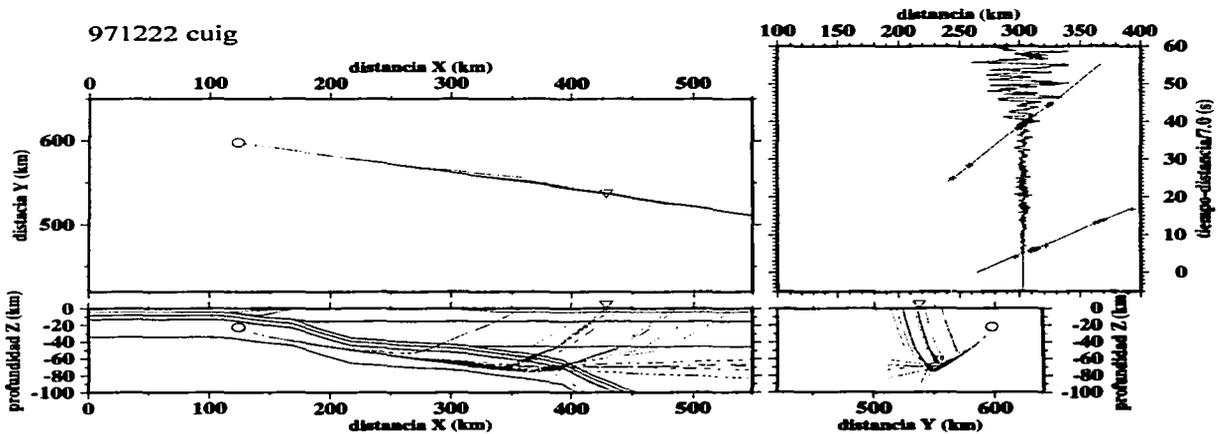


TECNOLOGIA
 FALLA DE SANTIAGO

971222 caig

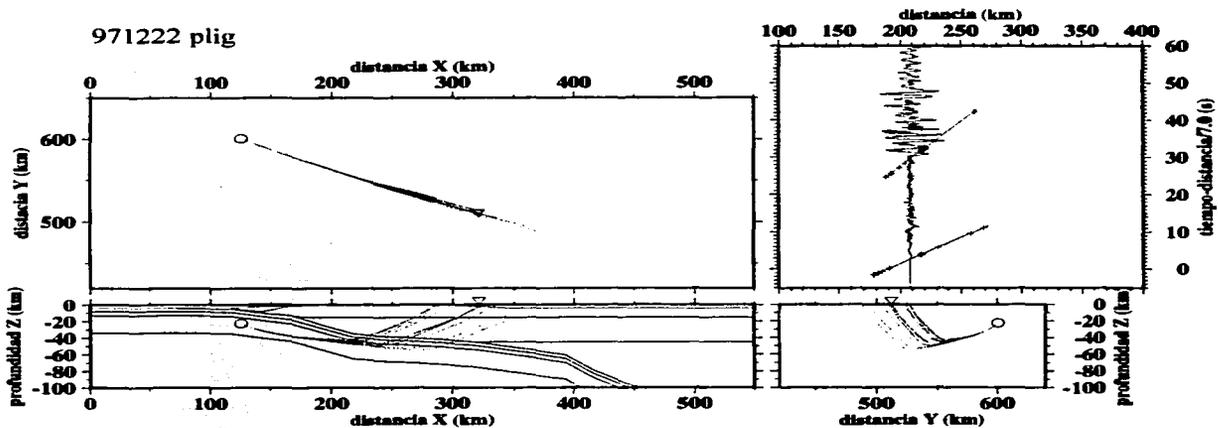


971222 cuig

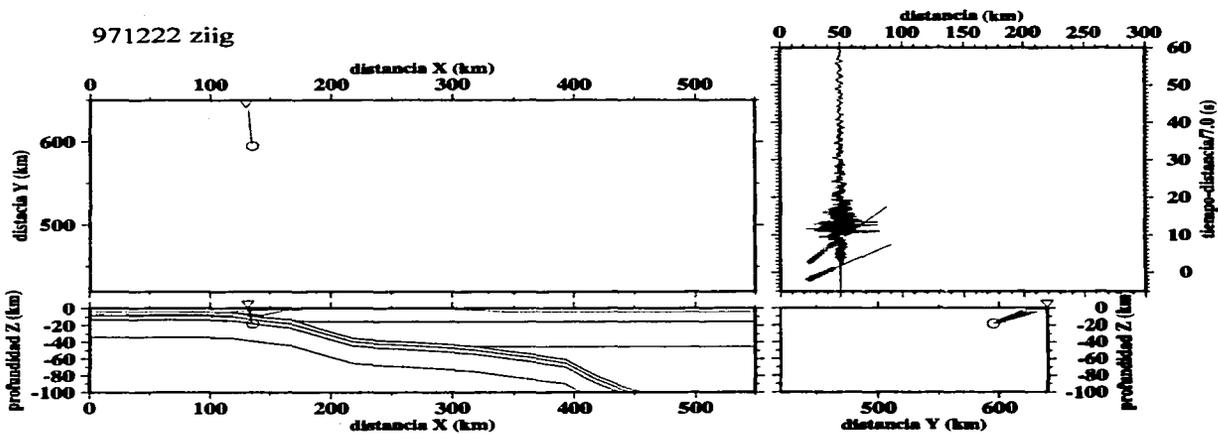


WALLA DE SUECIA

971222 plig

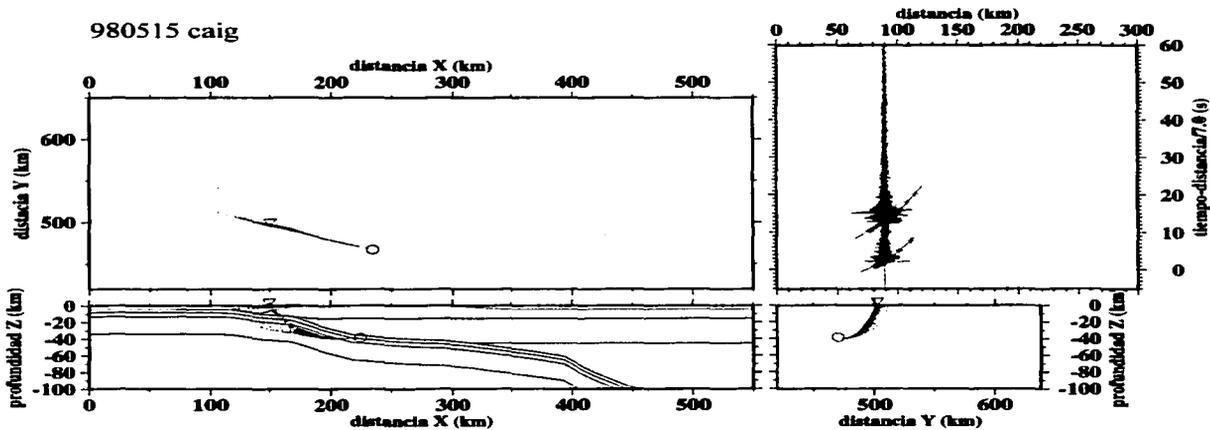


971222 ziig

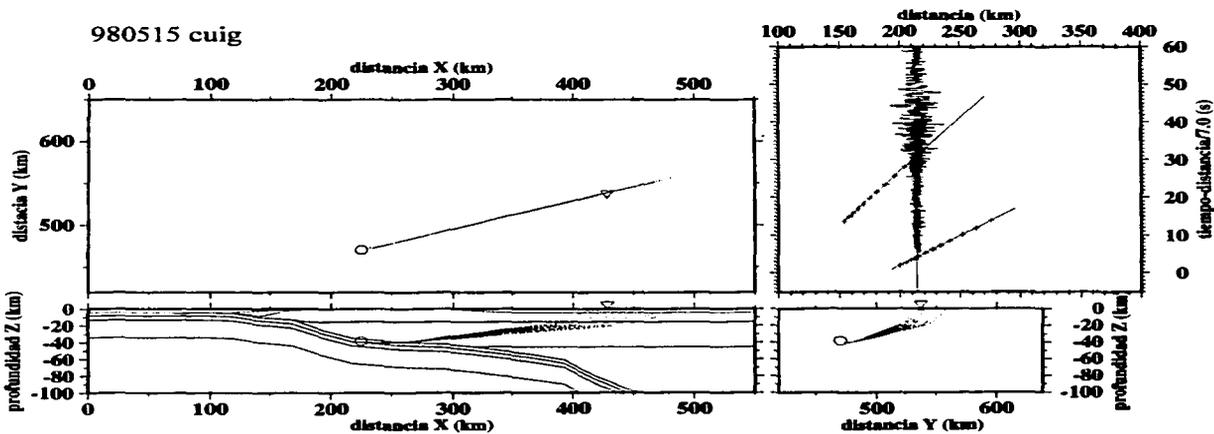


PALEONTOLOGIA

980515 caig

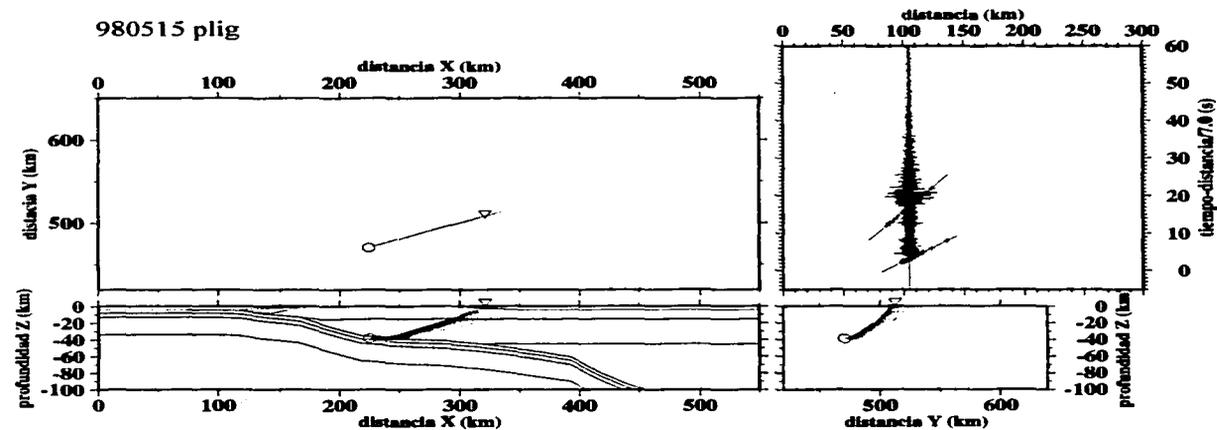


980515 cuig

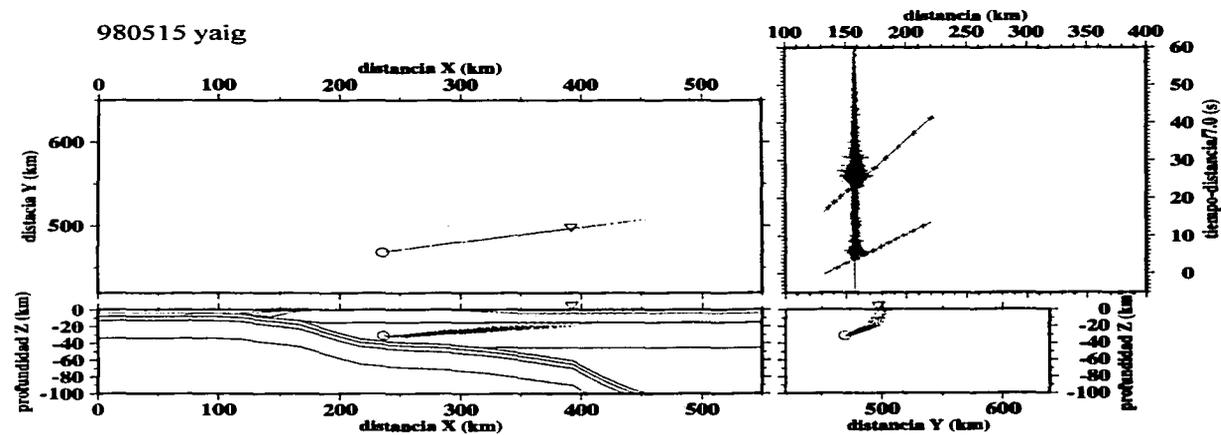


RAIA

980515 plig

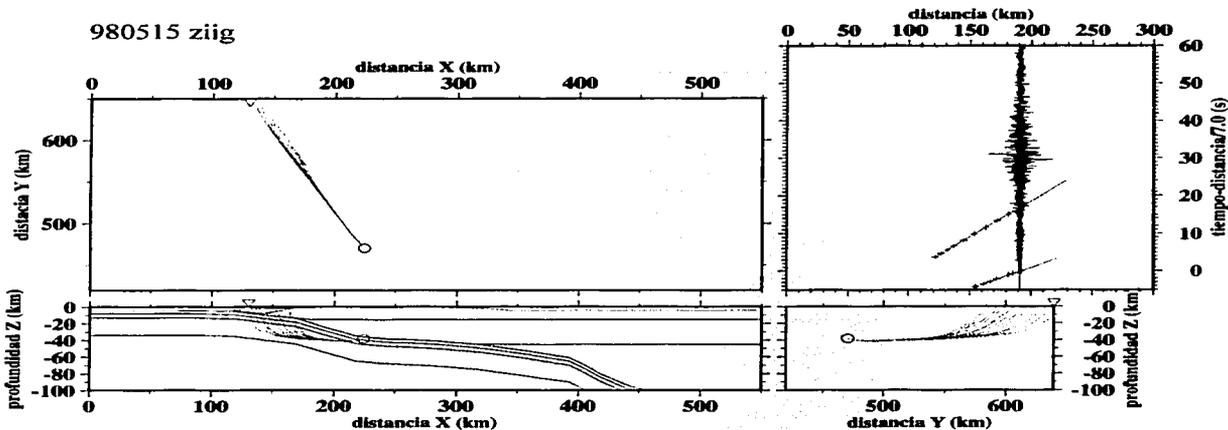


980515 yaig

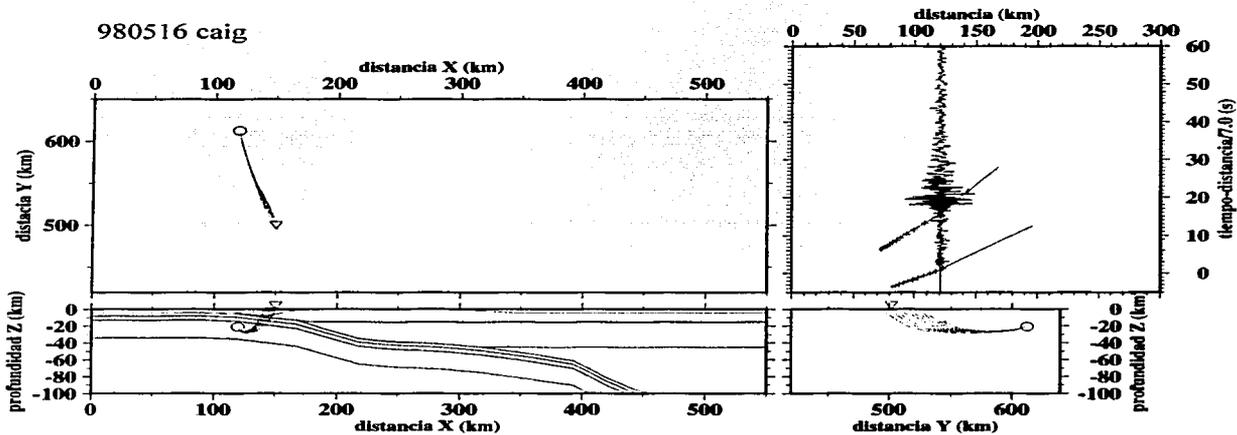


FAJDA DE SERRAVALLO

980515 ziig

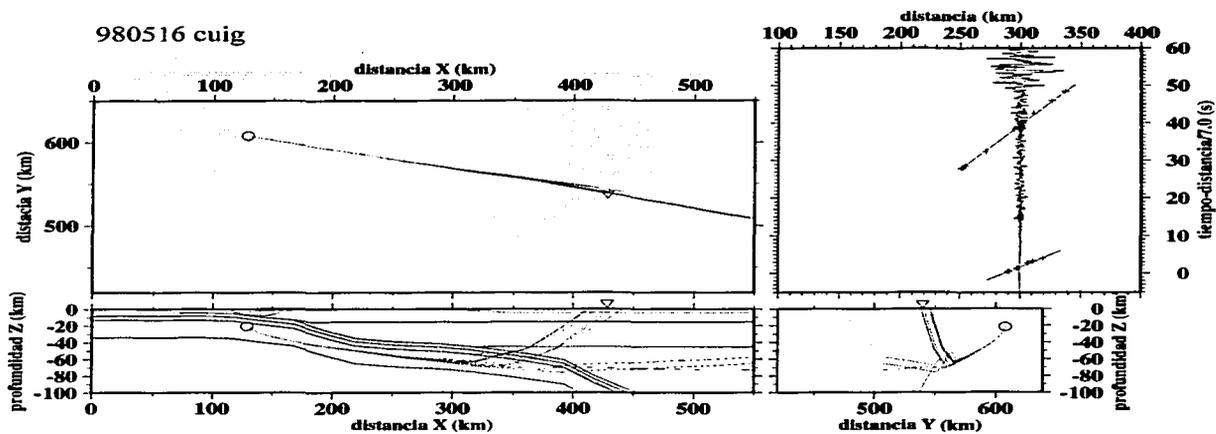


980516 caig

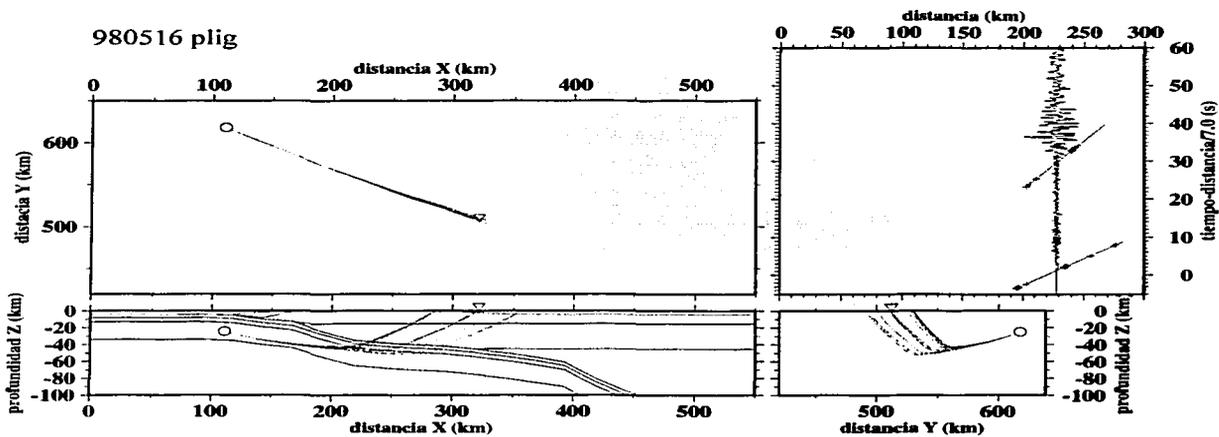


TESTO
FALLA DE CARMEN

980516 cuig

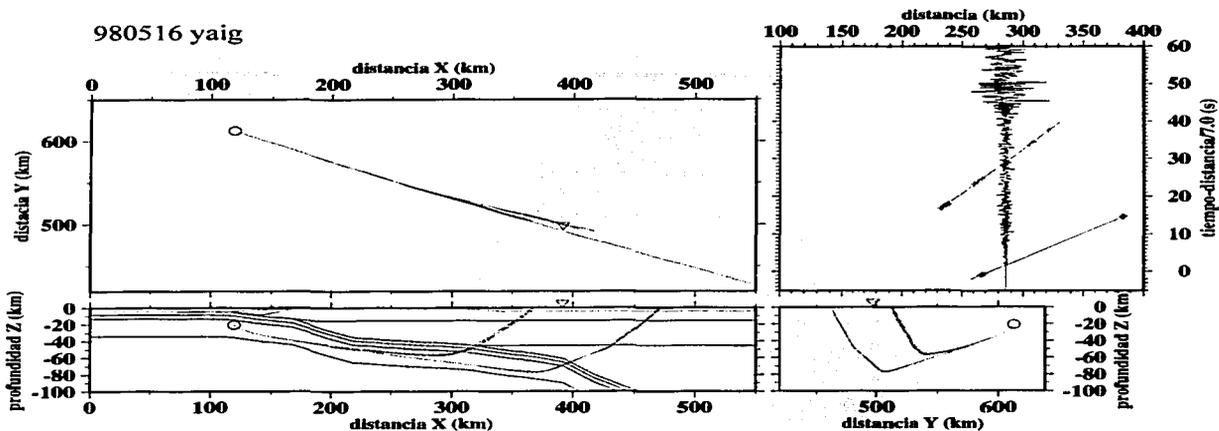


980516 plig

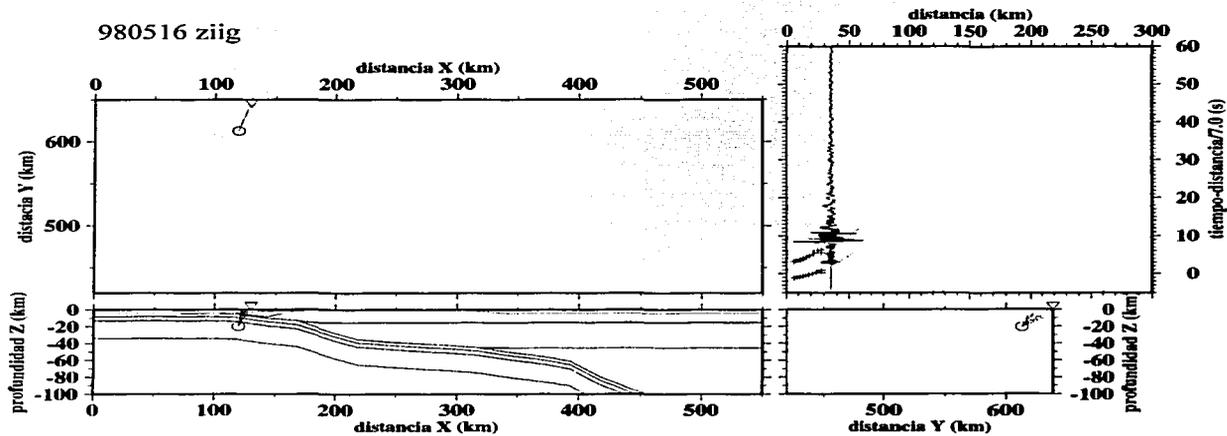


TRONCO DE
FALLA DE LINDEN

980516 yaig

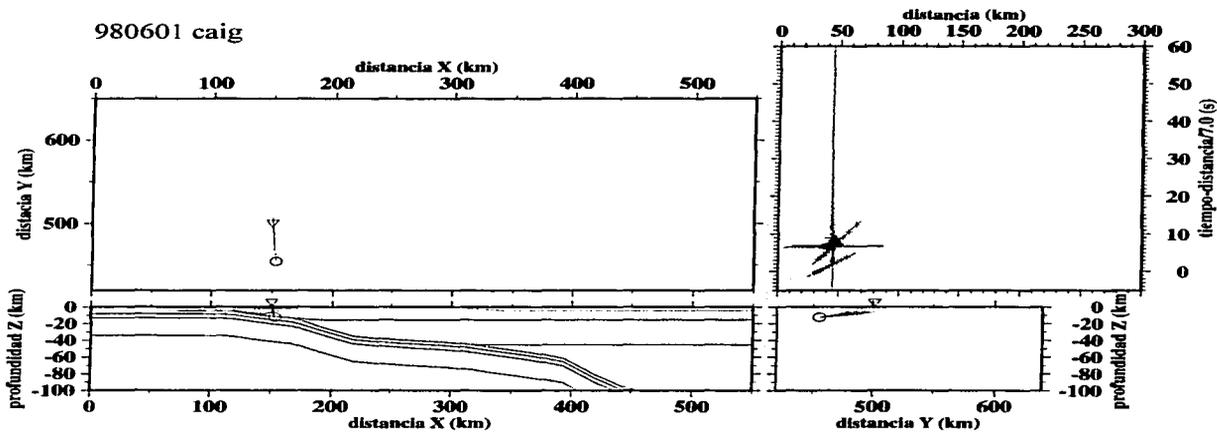


980516 ziig

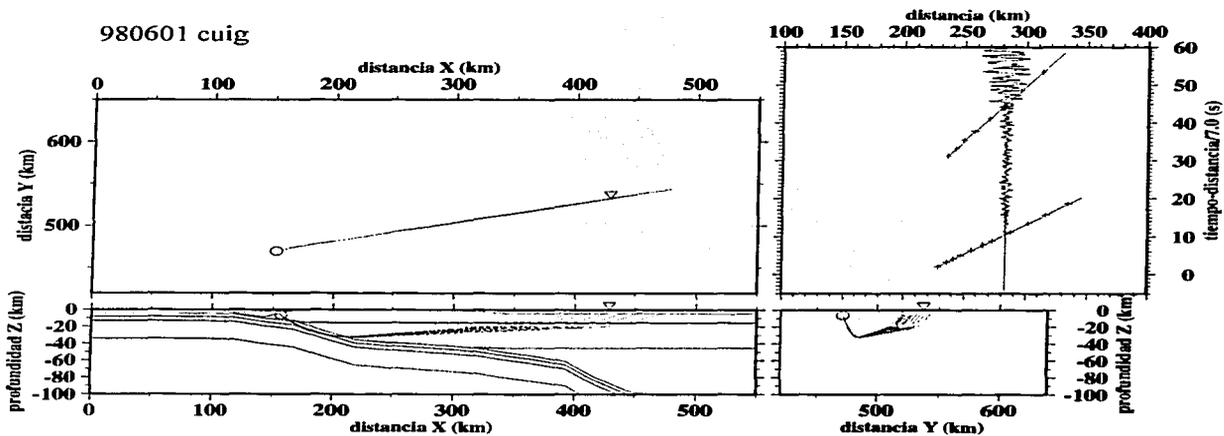


FALLA DE MEXICO

980601 caig

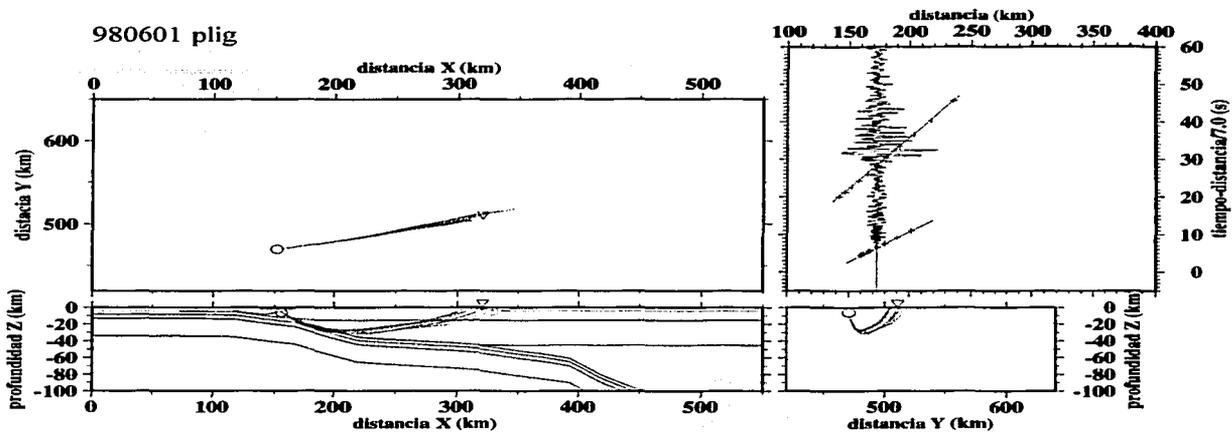


980601 cuig

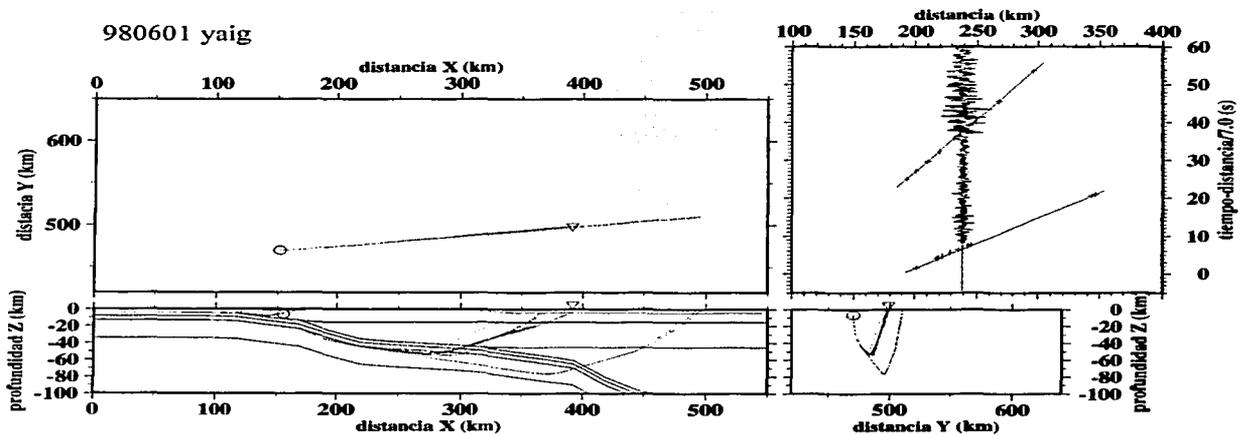


1980
 FALLA DE...
 ...

980601 plig

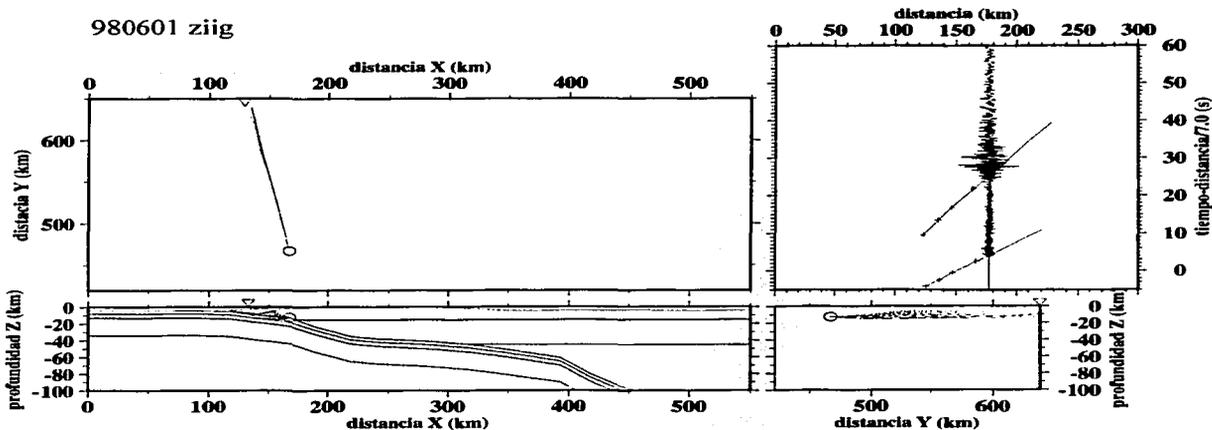


980601 yaig

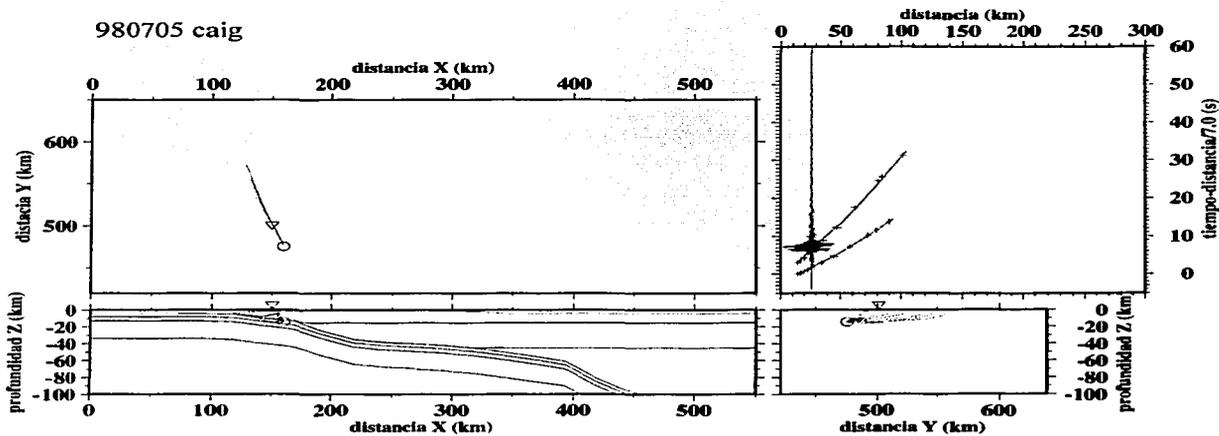


TRIP
FALLS

980601 ziig

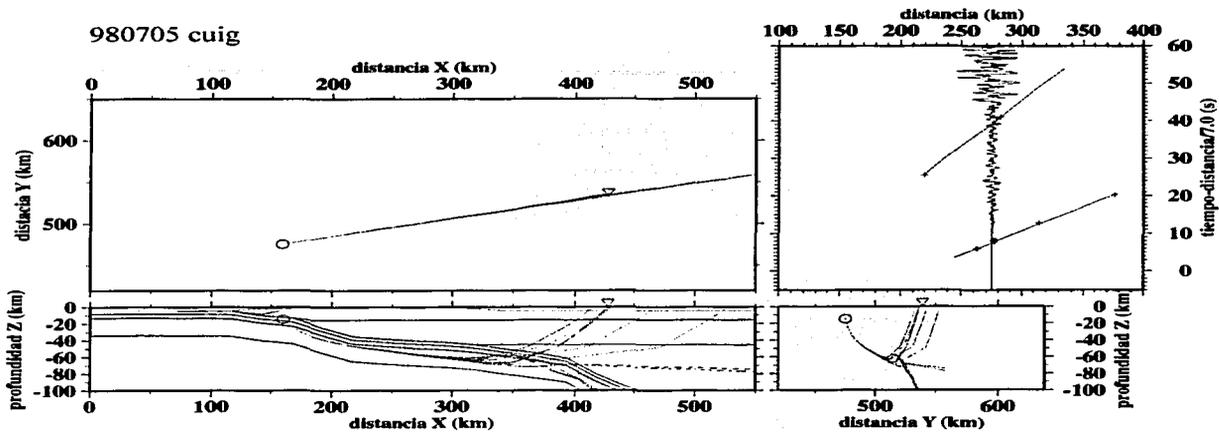


980705 caig

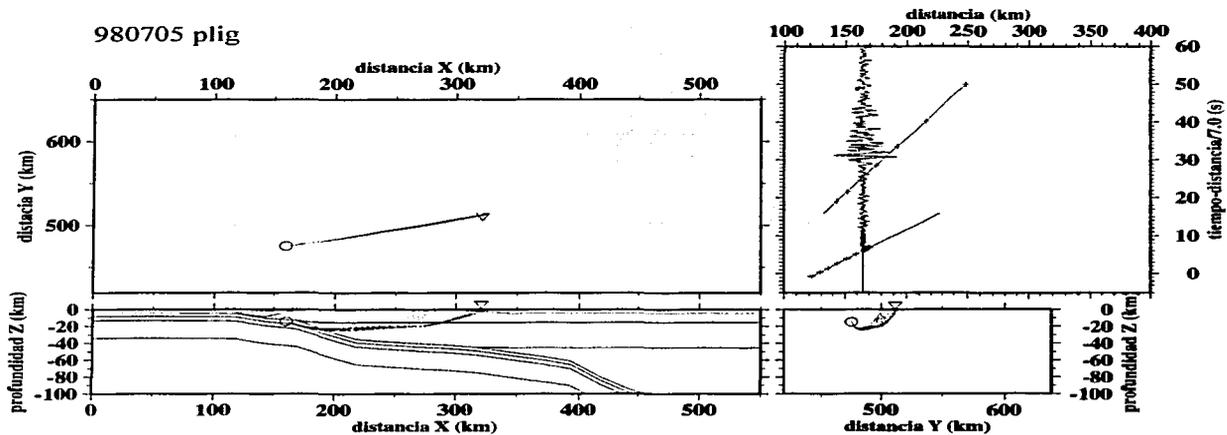


TRONCO
FALLA

980705 cuig

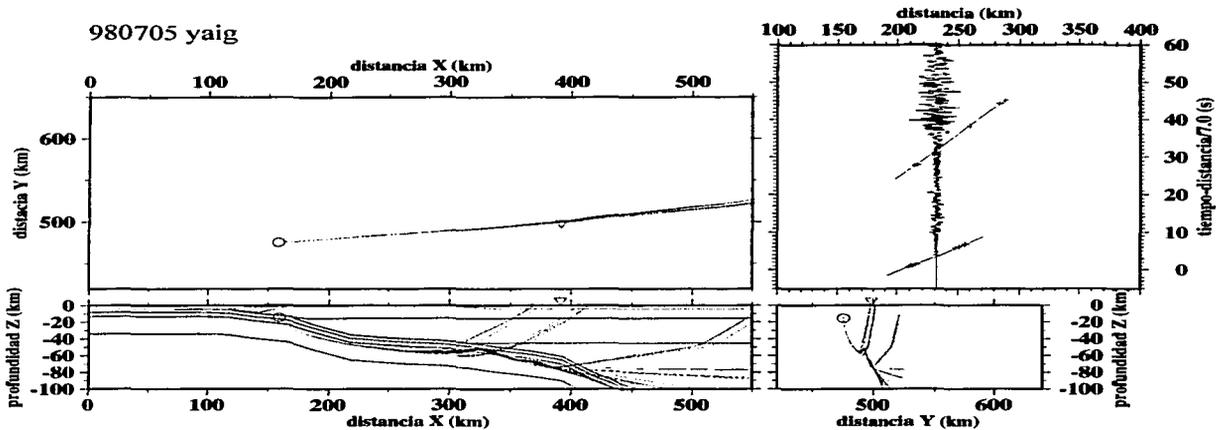


980705 plig

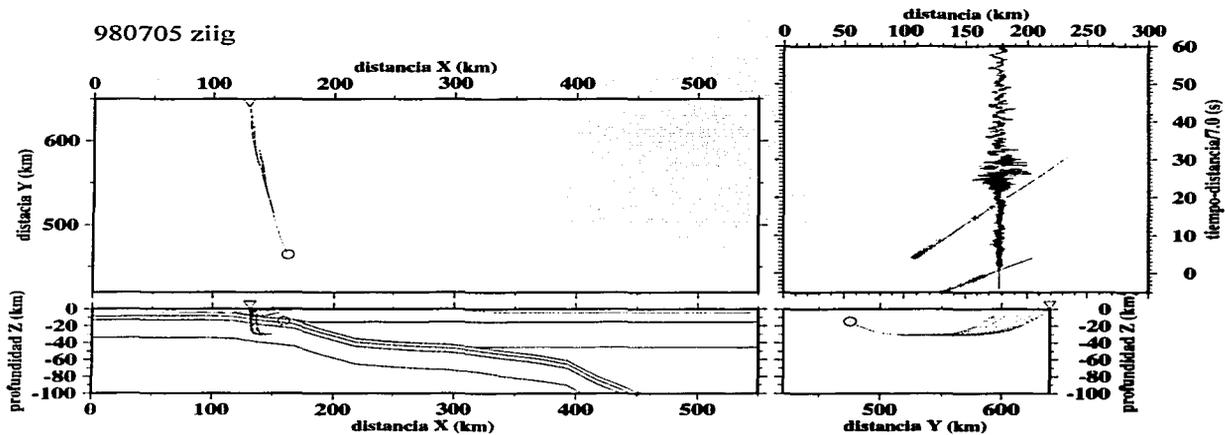


TEST
FALLA DE WARREN

980705 yaig

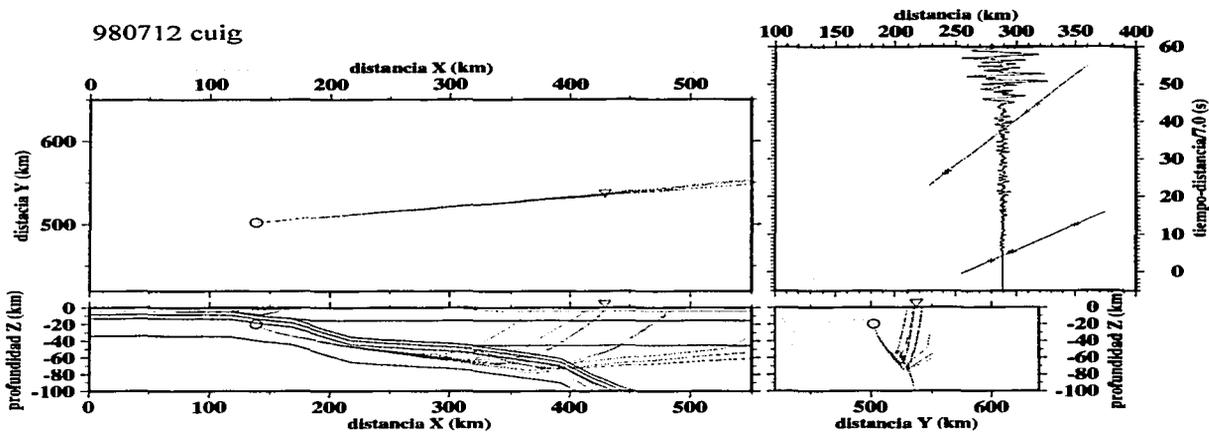


980705 ziig

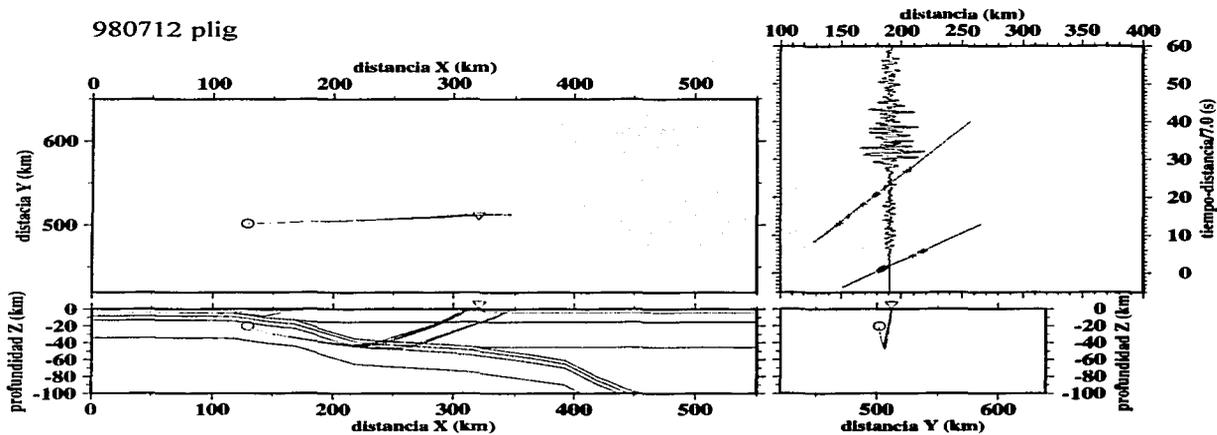


TESIS
FALLA DE ORIGEN

980712 cuig

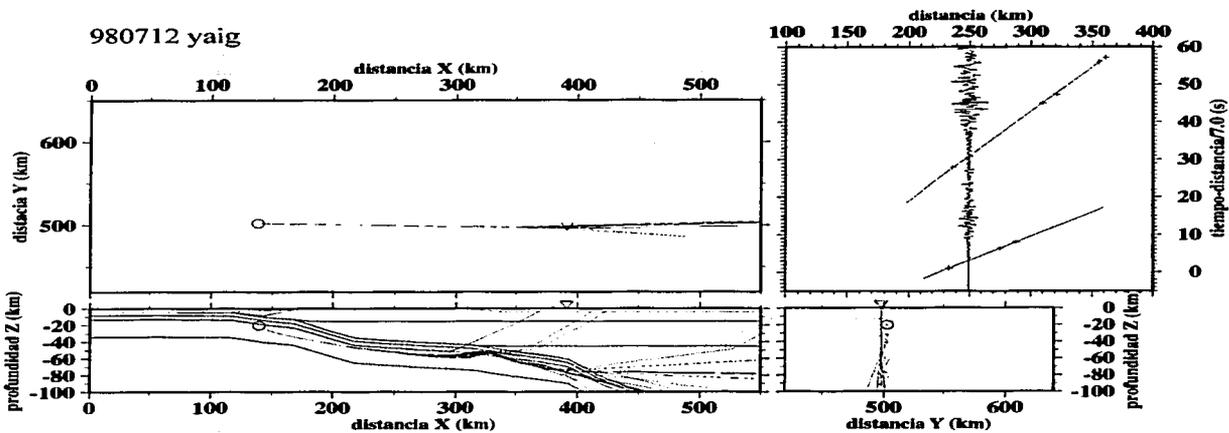


980712 plig

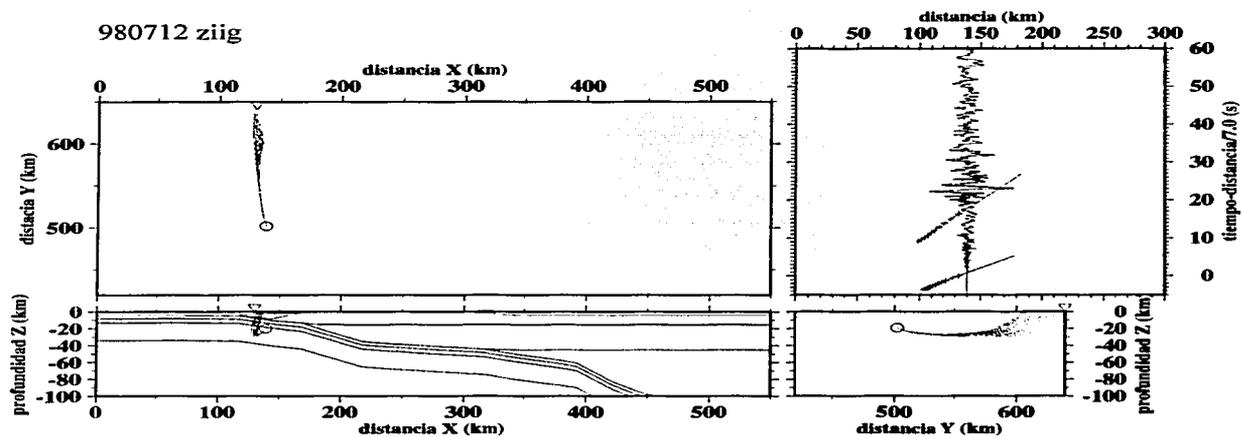


TRONCO
FALLA

980712 yaig

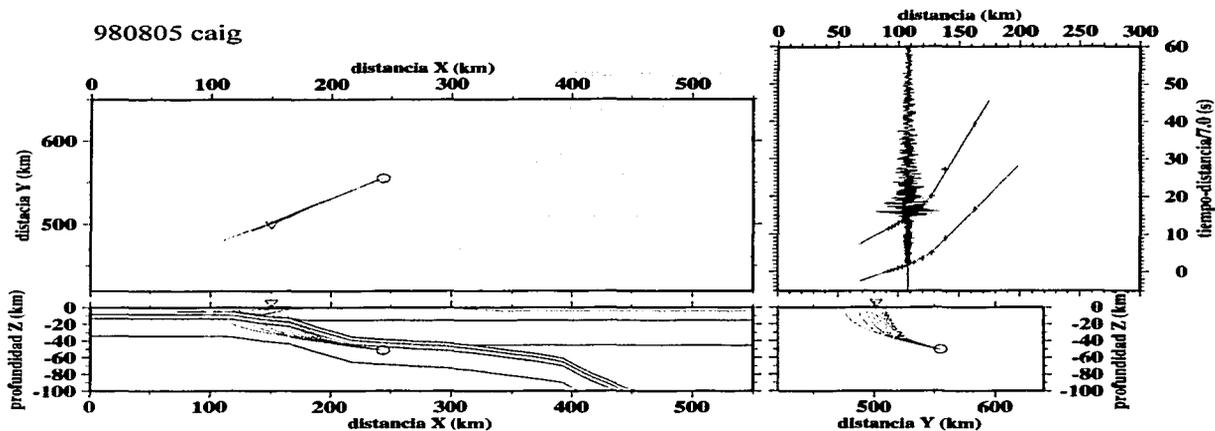


980712 ziig

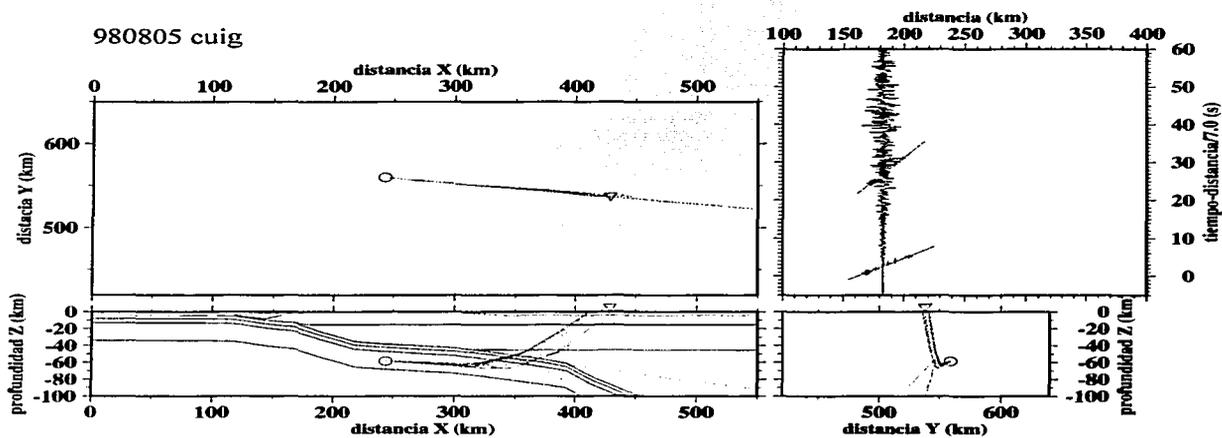


TESTE
FALLA DE

980805 caig

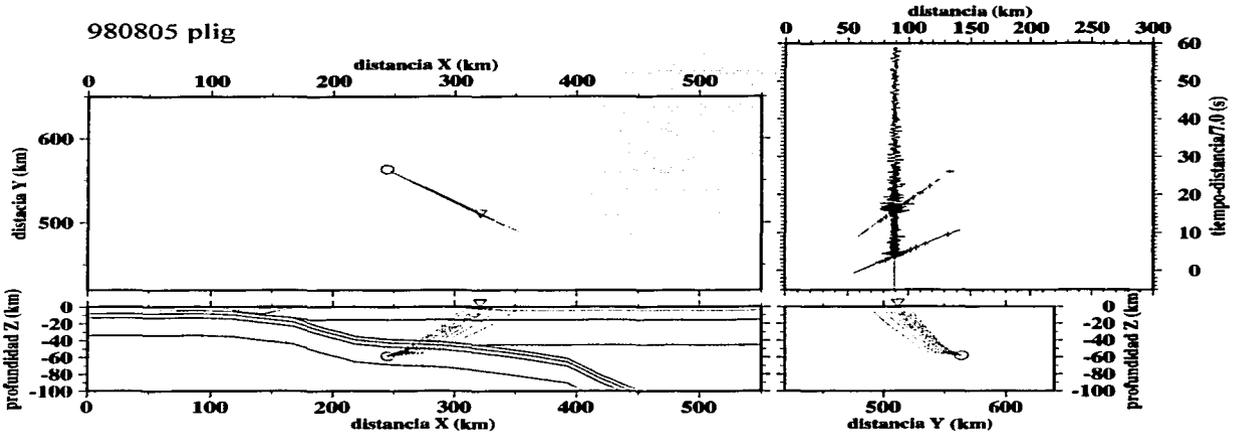


980805 cuig

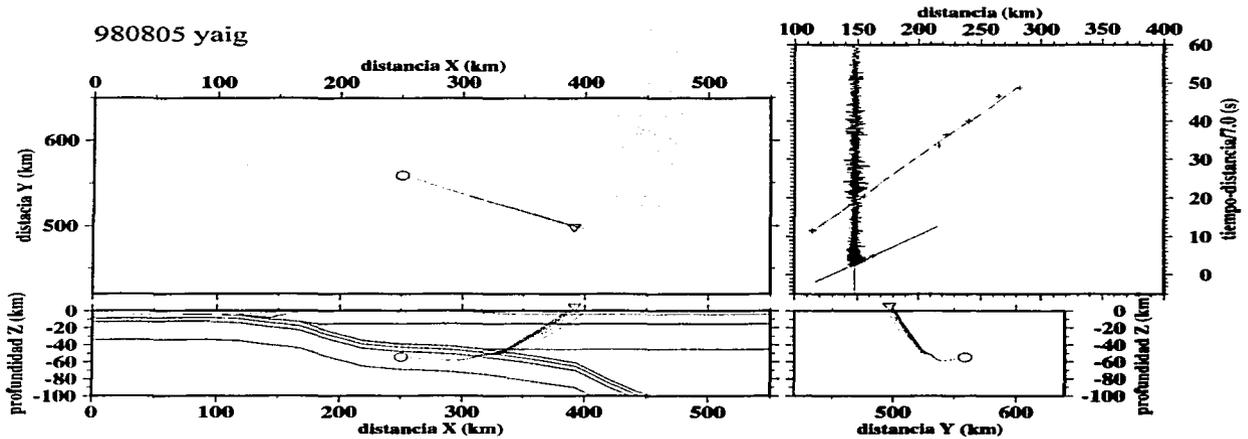


TESIS CON
FALLA DE CALIFICACION

980805 plig

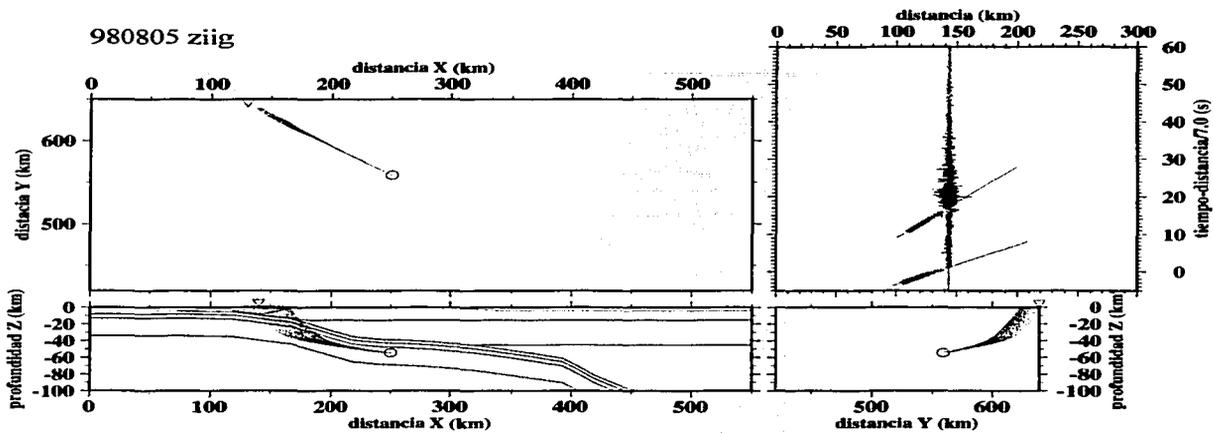


980805 yaig



TESIS 2015
FALLA DE ...

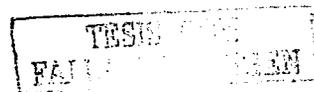
980805 ziig



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Referencias Bibliográficas

- Burbach, G. V., Frohlich, C., Pennington, W. D. and Matumoto, T.**, Sismicity and tectonics of the subducted Cocos plate. *J. Geophys. Res.*, 89, 7719-7735, 1984.
- Bevis, M and Isacks, B. L.**, Hypocentral trend surface analysis, Probing the geometry of Benioff zones. *J. Geophys. Res.*, 89, 6153-6170, 1984.
- Cross, T. A and Pilger R. H.**, Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Bulletin of Geological Society of America*, 93, 545-562, 1982.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein**, Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478, 1990.
- Dewey, J.**, Seismicity studies with the method of Joint Hypocenter Determination, University of California, 1971.
- Dewey, J.**, Program JHD89: Joint Hypocenter Determination, Manual del usuario, 1989.
- Dewey, J., and Algermissen, S.**, Seismicity of the middle America arc-trench system near Managua, Nicaragua, *Bulletin of Seismological Society of America*, 64, 1033-1048, 1974.
- Dewey, J. and Suárez, G.**, Seismotectonic of Middle America. *The Geology of North America*, Decade Map., 1, 309-321, 1991.
- Domínguez, J., Suárez, G. and Comte, D.** Seismic velocity structure of the Guerrero Gap, Mexico. En preparación. 1999.
- Geiger, L.**, Probability method for determination of earthquake epicenters from arrival time only, (traducción del alemán del artículo de 1910), *Bulletin of St. Louis University*, 8, 65-71, 1912.
- Guzmán-Speziale, M., Pennington, W., and Matumoto, T.**, The triple junction of the North America, Cocos and Caribbean plates: seismicity and tectonics, *Tectonics*, 8, 981-997, 1989.



- Lee, W. H. K. And Steward, S. W.**, Principles and applications of microearthquake networks. Academic Press, Department of Geology and Geophysics, Yale University, 1981.
- Malave, G.**, Inversión de ondas de volumen de algunos sismos importantes del noroccidente de Venezuela: Relación con la tectónica regional. Tesis de maestría, Posgrado en Sismología y Física del interior de la Tierra, UACPyP, UNAM, México, 1992.
- Pardo, M. and Suárez, G.**, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 100, 7, 12357-12373, 1995.
- Pelaez Salvador, R.**, El campo gravimétrico y la estructura de la zona de subducción en Guerrero. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 1999.
- Quintanar Robles, L.**, Variaciones espacio-temporales de la sismicidad en la región costera de Oaxaca de 1950 a 1982 ($m_b \geq 4.3$). Tesis de maestría, Facultad de Ciencias, UNAM, México, 1985.
- Quintanar, L., Yamamoto, J. and Jiménez, Z.**, Source Mechanism of two 1994 intermediate-depth-focus earthquakes in Guerrero, Mexico. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 4, 1004-1018, 1999.
- Reyes, A., Brune, J. N. and Lomnitz, C.**, Source mechanism and aftershock study of the Colima, Mexico earthquake of January 30, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69, 1819-1940, 1973.
- Singh, S. K.**, The Oaxaca, Mexico, earthquake of 29 November 1978: A preliminar report on aftershocks, *Science*, 207, 1211-1213, 1979.
- Singh, S. K., Suárez, G. and Domínguez, T.**, The great Oaxaca earthquake of 15 January 1931: Lithosphere normal faulting in the subducted Cocos plate. *Nature*, 317, 56-58, 1985.
- Singh, S. K., Santoyo, M. A. and Pacheco, J.**, Intermediate-depth earthquakes in Central Mexico: Implications for plate waves. *Geoph. Res. Lett.*, Vol. 2, No. 5, 527-530, 1995.
- UNAM Seismology Group**, The September 1985 Michoacan earthquakes; aftershock, distribution and history of rupture, *Geoph. Res. Lett.*, 13, 573-576, 1985.
- Valdés-González, C.**, Ray3D and Ray2D: User Guide, 1988. (preprint)
- Valdés-González, C. and Meyer, R. P.**, Seismic structure between the Pacific coast and Mexico City from the Petatlán earthquake ($M_s=7.6$) aftershocks. *Geofísica Internacional*, 35, 4 377-401, 1996.



Valdés-Gonzalez, C., Meyer, R., Zúñiga, R., Havskov, J. and Singh, S. K., Analysis of the Petatlán aftershocks: numbers, energy release and asperities, J. Geophys. Res., 87, 8519-8529, 1982.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Agradecimientos

Quiero agradecer al posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM por permitirme la realización de mis estudios de maestría. Al CONACyT y al SEGEOMET por financiar parcialmente mis estudios.

Agradezco también al Dr. Carlos Valdés por todo su apoyo como tutor en la maestría y director del trabajo de tesis. A los Dres. Javier Pacheco, Luis Quintanar, Bill Bandy y Luca Ferrari por sus acertados comentarios y revisiones a este trabajo. A los Dres. Marco Guzmán y Vladimir Kostoglodov por formar parte de mi comité asesor durante mis estudios de maestría.

Muchos amigos me ofrecieron su invaluable apoyo: Sara Ivonne, Arturo, Miguel, Carlos, Jaime, Mario, Ricardo, Toño, Paty, Lilia, Renato... gracias a todos.

Esta tesis ha sido enriquecida por los comentarios, sugerencias y ayuda en muchos sentidos de David Escobedo. ¡Muchísimas Gracias!

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN