

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Facultad de ingeniería

Análisis sísmológico y tectónico de la sismicidad de la zona suroccidental del Golfo de México

Tesis que para obtener el grado de

Ingeniero Geofísico

Presenta

Carmen Astrid López Castillo

Asesor: Gerardo Suárez Reynoso



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Agradezco a mis padres y a Dios, por haberme dado el más grande regalo, la vida; gracias papás porque a pesar de todo siempre me han estado a mi lado.

A mis hermanos, debido a que sin ellos no hubiera escogido este camino para mi vida.

Al Dr. Gerardo Suárez por haber dirigido este trabajo.

A los Dr. Dante Morán Zenteno, Dr. William Lee Bandy, Dr. Arturo Iglesias y M.C. David Escobedo, por sus comentarios y aportaciones a este trabajo.

A mis amigos Andrew, Héctor, Adrián, Jessi y Pris puesto que han pasado los años y siguen a mi lado, gracias por estar en los buenos y malos momentos.

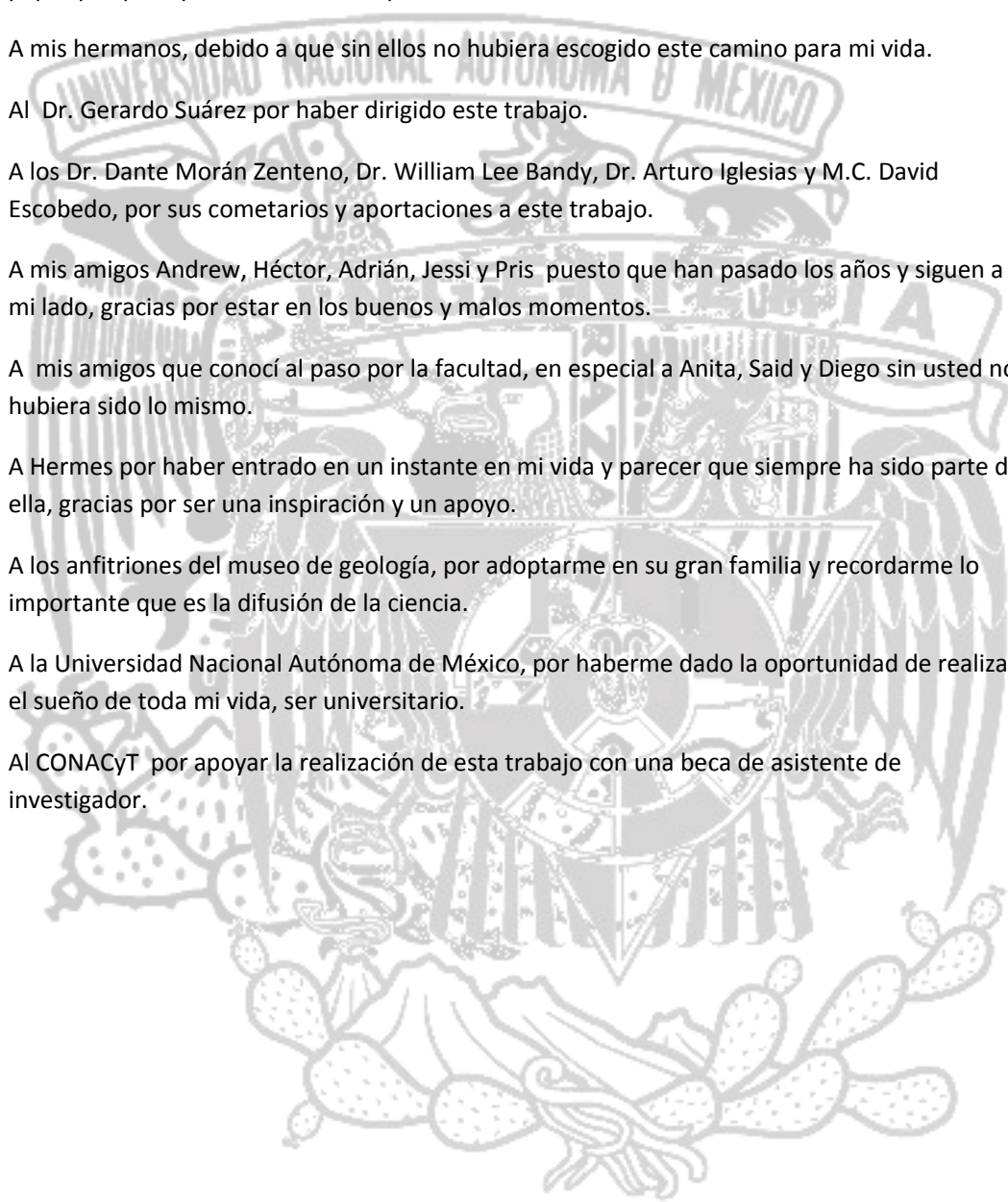
A mis amigos que conocí al paso por la facultad, en especial a Anita, Said y Diego sin usted no hubiera sido lo mismo.

A Hermes por haber entrado en un instante en mi vida y parecer que siempre ha sido parte de ella, gracias por ser una inspiración y un apoyo.

A los anfitriones del museo de geología, por adoptarme en su gran familia y recordarme lo importante que es la difusión de la ciencia.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por haberme dado la oportunidad de realizar el sueño de toda mi vida, ser universitario.

Al CONACyT por apoyar la realización de esta trabajo con una beca de asistente de investigador.



Índice

Resumen.....	- 1 -
1. Introducción	- 2 -
2. Marco Geológico	- 6 -
2.1 Evolución del Golfo de México	- 6 -
3. Antecedentes.....	- 14 -
3.1 Mecanismos focales	- 14 -
3.2 Modelación de ondas sísmicas.....	- 17 -
3.5 Inversión de Parámetros Focales	- 19 -
4. Metodología	- 21 -
4.1 Sismicidad de la zona.....	- 21 -
4.3 Procesamiento de los registros.....	- 24 -
4.2 Preparación de datos para la inversión.....	- 26 -
4.3 Inversión de los datos.....	- 29 -
4.4 Análisis estadístico	- 32 -
5. Resultados	- 33 -
5.1 Mecanismo Focal para el sismo del 29 de octubre de 2009	- 33 -
5.2 Mecanismo Focal para el sismo del 23 de mayo de 2007.....	- 40 -
5.3 Análisis de los diferentes modelos utilizados.....	- 47 -
6. Discusión.....	- 49 -
7. Conclusiones.....	- 56 -
Apéndice I.....	- 63 -

Índice de figuras

Fig. 1. Sismos localizados en el Golfo de México. Los círculos negros son sismos reportados en la parte central del Golfo por NEIS. Los círculos blancos son otros sismos reportados por NEIS. Circulo con punto, sismos reportados por ISC, pero no por el NEIS. Tomada de (Frohlich, 1982).	- 2 -
Fig. 2. (A) Localización de los rasgos geológicos utilizados por De Cserna (1984).	- 3 -
(B) Margen activo de colisión propuesto por De Cserna (1984).	- 3 -
Fig. 3.1. Mapa de la paleogeografía del triásico, ubicación de horst y afloramientos de lechos rojos. Tomada de Padilla y Sánchez (2007).	- 7 -
Fig. 2.2. Paleogeografía del Jurásico en el área del golfo, con la distribución actual de la sal. . Tomada de Padilla y Sánchez (2007).	- 8 -
Fig. 2.3. Anomalia de Bouger del Golfo de México, donde se notan las anomalías	- 9 -

KC(Keathley-Canyon) y YP (Yucatan-Parallel-Anomaly) Bird et al. (2005)..... - 9 -

Fig. 2.4. Paleogeografía de inicios del Cenozoico, se muestra la zona donde se localiza en cráter de meteorito y - 11 -

El depósito de la brecha. . Tomada de Padilla y Sánchez (2007). - 11 -

Fig. 2.5. Paleogeografía de finales del Cenozoico, donde se muestran los grandes plegamientos y los sistemas de fallas, por ejemplo la cordillera Ordoñez. Padilla y Sánchez (2007)..... - 13 -

Fig. 3.1. Geometría de la Falla. Modificada de Stein y Wysession (2003)..... - 14 -

Fig. 3.2. Diagrama de las polaridades de los primeros arribos de las ondas P..... - 15 -

Modificada de Stein y Wysession (2003). - 15 -

Fig. 3.3. Diagrama “Beach Ball” - 15 -

Fig. 3.4. Esquema donde se muestra la técnica grafica para definir un diagrama “beachball”. - 16 -

Fig. 3.5. Mecanismos focales para sismos para diferentes geometrías de falla. - 16 -

Fig. 3.6. Esquema de procesos que combinados dan un sismograma. - 18 -

Fig. 3.7. Esquema del paquete de ondas P compuestas por 3 rayos. - 20 -

Tabla 4.1. Datos de los dos eventos elegidos..... - 21 -

Fig.4. 1. Mapa donde se muestra la localización de los epicentros de base de datos recopilada para este trabajo. - 22 -

Fig.4. 2. Mapa batimétrico donde se muestran la localización de los eventos de mayor magnitud en la zona, junto con sus mecanismos focales, los mecanismos focales de los sismos de 1967 y 1959 reportados por Suárez (2000) y los de 2009 y 2007 reportados por CMT. ... - 23 -

Tabla 4.2. Estaciones que registraron el sismo de 23/05/2007. - 24 -

Tabla 4.3. Estaciones que registraron el sismo de 29/10/2009. - 24 -

Tabla 4.4. Estaciones elegidas para el sismo de 29/10/2009..... - 26 -

Fig.4.3. Distribución de las estaciones elegidas para el sismo del 29/10/09. El círculo rojo representa el epicentro del sismo y los triángulos invertidos indican la localización de las estaciones..... - 27 -

Tabla 4.5. Estaciones elegidas para el sismo de 23/05/2007..... - 27 -

Fig.4.4. Distribución de las estaciones elegidas para el sismo del 23/05/07. El círculo representa el epicentro del sismo y los triángulos invertidos indican la localización de las estaciones..... - 28 -

Tabla 4.6. Modelo general de la tierra manejado por el programa MT5..... - 29 -

Fig. 4.5. Sección perfil sísmico, velocidad en kilómetros por segundo. Tomada de Castillo y Moore (1974). - 29 -

Fig. 4.6. Modelo de la corteza, densidades en g/cm^3 . Tomada de Castillo y Moore (1974)... - 29 -

Tabla 4.7. Modelo utilizado para la inversión, Castillo y Moore (1974)..... - 30 -

Tabla 4.8. Parámetros utilizados para iniciar el proceso de inversión. - 30 -

Fig.4. 7. Mecanismo focal publicado por Harvard de sismos de 29/10/09. Los puntos negros representan estaciones que indican compresiones y las cruces los polos de los planos nodales. - 31 -

Fig.4. 8. Mecanismo focal publicado por Harvard de sismos de 23/05/07. Los puntos negros representan estaciones que indican compresiones y las cruces los polos de los planos nodales. - 31 -

Tabla 5.1. Parámetros resultado de la inversión de onda..... - 33 -

Tabla 5.2. Los valores de varianza a diferentes profundidades. - 33 -

Fig. 5.1. Grafica de varianza normaliza contra la profundidad, donde el punto rojo el mínimo en la profundidad 21.8 km. - 34 -

Fig. 5.2. Comparación de los sismogramas a diferentes profundidades dentro del rango del intervalo de confianza, la línea continua son los sismogramas observados y la línea punteada los sismogramas sintéticos. - 35 -

Fig. 5.3. Mecanismo focal obtenido por la inversión, se muestran los sismogramas observados línea continua y los sintéticos línea punteada. Punto negro eje de compresión y punto blanco eje de tensión. - 36 -

Tabla 5.3. Parámetros resultado de la inversión de onda..... - 36 -

Tabla 5.4. Se muestra los valores de varianza a diferentes profundidades. - 37 -

Fig. 5.4. Grafica de varianza normaliza contra la profundidad, donde se punto rojo marca el mínimo en la profundidad 26.7 km. - 37 -

Fig. 5.5. Comparación de los sismogramas a diferentes profundidades dentro del rango del intervalo de confianza, la línea continua son los sismogramas observados y la línea punteada los sismogramas sintéticos. - 38 -

Fig. 5.6. Mecanismo focal obtenido por la inversión, se muestran los sismogramas observados línea continua y los sintéticos línea punteada. Punto negro eje de compresión y punto blanco eje de tensión. - 39 -

Tabla 5.5. Parámetros resultado de la inversión de onda..... - 40 -

Tabla 5.6. Se muestra los valores de varianza a diferentes profundidades. - 40 -

Fig. 5.7. Grafica de varianza normaliza contra la profundidad. Mínimo marcado con un punto rojo en la profundidad 6.7 km. - 41 -

Fig. 5.8. Comparación de los sismogramas a diferentes, la línea continua son los sismogramas observados y la línea punteada los sismogramas sintéticos. El arribo de la onda P es bien reproducido en todas las profundidades propuestas. - 42 -

Fig. 5.9. Mecanismo focal obtenido por la inversión, se muestran los sismogramas observados línea continua y los sintéticos línea punteada. Punto negro eje de compresión y punto blanco eje de tensión. - 43 -

Tabla 5.7. Parámetros resultado de la inversión de onda..... - 43 -

Tabla 5.8. Se muestra los valores de varianza a diferentes profundidades. - 44 -

Fig. 5.10. Grafica de varianza normaliza contra la profundidad, donde se nota el mínimo en la profundidad 6.66 km. - 44 -

Fig. 5.11. Comparación de los sismogramas a diferentes, la línea continua son los sismogramas observados y la línea punteada los sismogramas sintéticos. El arribo de la onda P es bien reproducido en todas las profundidades propuestas. - 45 -

Fig. 5.12. Mecanismo focal obtenido por la inversión, se muestran los sismogramas observados en línea continua y los sintéticos en línea punteada. Punto negro eje de compresión y punto blanco eje de tensión. - 46 -

Tabla 5.9. Valores de varianza para las inversión del sismo de Alvarado, con los diferentes modelo de capas. - 47 -

Tabla 5.10. Valores de varianza para las inversión del sismo de Tuxpam, con diferentes modelos de capas. - 47 -

Tabla 6.1. Parámetros de los sismos de Alvarado y los sismos reportados por Suárez (2000)... - 49 -

Fig. 6.1. Mapa batimétrico donde los mecanismos focales rojos son los calculados por Suárez (2000), el negro es el calculado en este trabajo, los puntos negros son los epicentros y las flechas los ejes de compresión.....	- 51 -
Fig. 6.2. Mapa donde las flechas muestran la velocidad relativa de la placa de Cocos.	- 52 -
(Tomada de Guzmán y Gómez, 2006).	- 52 -
Fig. 6.3. Registros de las componentes BHZ de diferentes estaciones europeas para el sismo de 23/05/2007.....	- 55 -
Fig. 6.4. Mapa batimétrico donde los mecanismos focales rojos son los calculados por Suarez (2000), el negro es el calculado en este trabajo, los puntos negros son los epicentros. CTM (Cuenca de Tampico-Misantla), CV (Cuenca de Veracruz),CS(Cuenca Salina) y CM(Cuenca Macuspana.	- 56 -
Tabla I.1. Base de datos de la sismicidad entre los años de 1960 -2009 en el Golfo de México, recopilada para este trabajo.	- 63 -
Tabla I.2. Tabla de tiempos de arribos de la onda P para el sismo de 29/10/2009.	- 66 -
Tabla I.3. Tabla de tiempos de arribos de la onda P para el sismo de 23/05/2007.	- 66 -
Tabla I.4. Tabla de estaciones europeas que registraron el sismo 23/05/2007, Fig. 6.3.	- 67 -

Resumen

Existe una franja de sismicidad en la zona suroccidental del golfo de México, la cual sólo se ha reportado en la literatura por Suárez (2000). En este trabajo se hizo una revisión de la sismicidad de la zona entre los años 1960 y 2009, encontrando así dos sismos de magnitud (mb) mayor a 5, dichos sismos ocurrieron en fechas recientes, el primero el 23 de mayo de 2007 y el segundo el 29 de Octubre de 2009 cerca de Tuxpan y Alvarado Veracruz, respectivamente.

Se determinaron los mecanismos focales de ambos eventos sísmicos utilizando una inversión de forma de onda P. Los resultados obtenidos de la inversión sugieren dos orígenes diferentes para los sismos, el de Tuxpan es un sismo lateral izquierdo a una profundidad somera alrededor de 7 km y el sismo de Alvarado es un sismo inverso con componente lateral derecha, ejes de compresión orientados de forma casi paralela a la dirección relativa del movimiento de subducción de la placa de Cocos con respecto a la placa de Norteamérica; y la profundidad que se obtuvo fue de 22 km. Los parámetros del sismo de Alvarado son muy similares a los que reporta Suárez (2000) en la misma área (sismos de Jalipán y Veracruz).

Se concluyó que debido a las características del sismo de Tuxpan es un sismo intraplaca relacionado con el estado de esfuerzos de la zona y la posible reactivación de alguna de las estructuras geológicas reportadas en la zona como lo son fallas y plegamientos (De Cserna 1984, y Rowan et. al.2000).

En cuanto al sismo de Alvarado, por sus características sugiere la existencia de una deformación backarc en el norte del Istmo de Tehuantepec. Debido a la subducción de la placa de Cocos. Dicha deformación se incrementa en esta área por la presencia de la Dorsal de Tehuantepec (Suárez, 2000)

1. Introducción

El Golfo de México es una zona considerada generalmente asísmica, puesto que es un margen pasivo. Sin embargo, al revisar la sismicidad histórica se encuentran documentados algunos sismos de baja magnitud y, entre ellos, algunos de magnitud mayor a 5.

En la literatura se han reportado algunos sismos ocurridos en la parte central, cerca del abanico del Mississippi entre los años de 1963 a 1980. Uno de ellos tiene una magnitud un poco mayor a 5. Esto permitió calcular el mecanismo focal y mejorar la localización del evento, como resultado se obtuvo un mecanismo inverso y una profundidad de 15 km; la profundidad obtenida es muy cercana a la de la discontinuidad del Moho en la zona. Con estos resultados se atribuyó la sismicidad de la zona a la subsidencia de la litosfera causada por la acumulación de sedimentos de la desembocadura del río Mississippi (Frohlich, 1982).

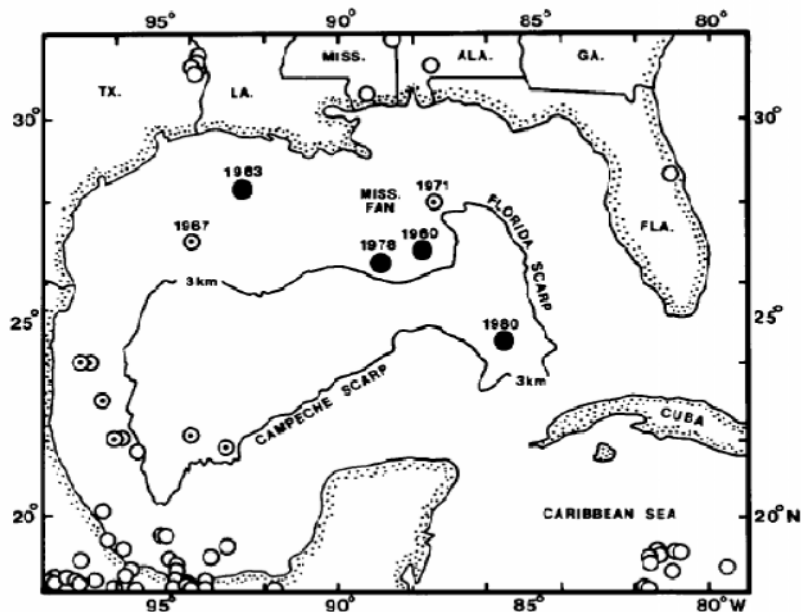


Fig. 1. Sismos localizados en el Golfo de México. Los círculos negros son sismos reportados en la parte central del Golfo por NEIS. Los círculos blancos son otros sismos reportados por NEIS. Círculo con punto, sismos reportados por ISC, pero no por el NEIS. Tomada de (Frohlich, 1982).

Al encontrar evidencias de inestabilidad en la zona norte del Golfo de México, cerca del banco de Alderice, se publicó un nuevo estudio sobre la sismicidad del Golfo de México (Rezak, 1982) En este caso se relacionó la sismicidad con el diapirismo salino; en las crestas de los domos se forman fallas normales y grabens. Los domos pueden

deformarse a lo largo de estas fallas y posiblemente movilizar grandes cantidades de sal sólida por disolución, generando así un sismo (Rezak, 1982).

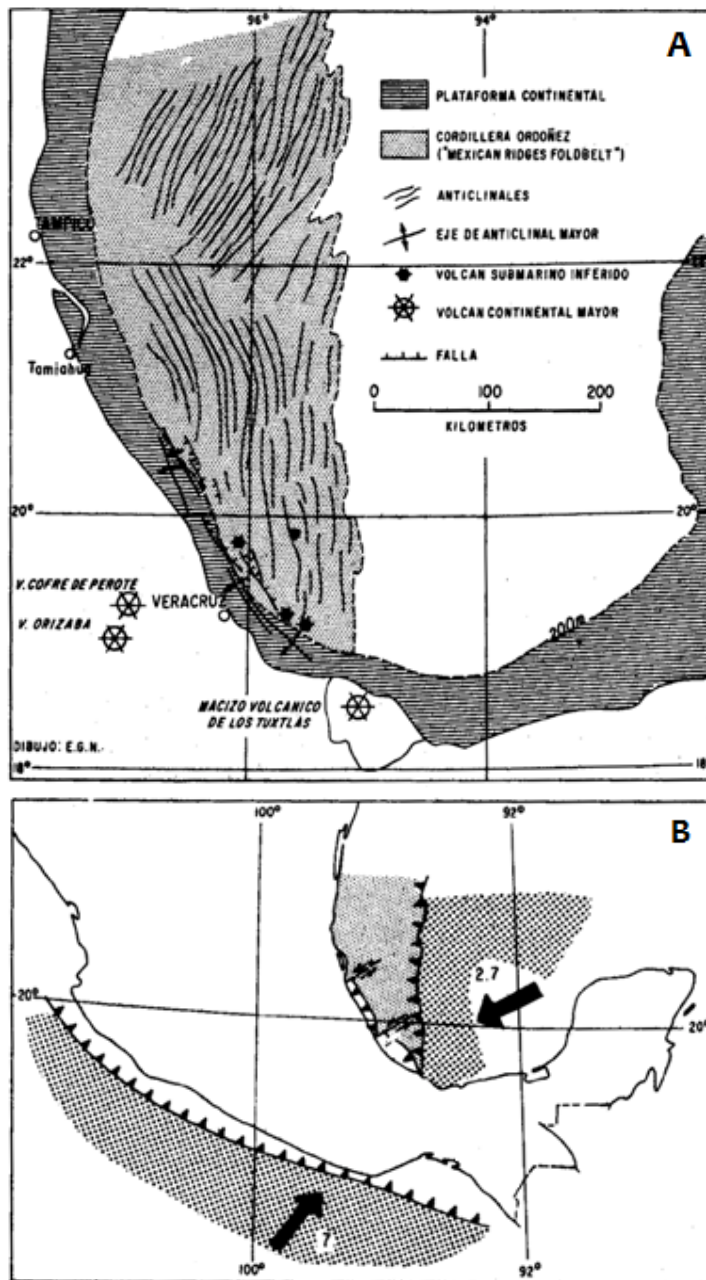


Fig. 2. (A) Localización de los rasgos geológicos utilizados por De Cserna (1984).
 (B) Margen activo de colisión propuesto por De Cserna (1984).

Para explicar la deformación en zona suroccidental del Golfo de México, De Cserna, (1984) sugiere que en dicha región del Golfo, costas de Veracruz y Tabasco, existe una zona de subducción. Según De Cserna (1984), esto explicaría también la presencia de un aparente margen activo.

De Cserna (1984) sugiere que la presencia de la cordillera Ordoñez, una cabalgadura continental evidenciada entre el puerto de Veracruz y el Macizo de los Tuxtla por cuatro anticlinales, tres supuestos volcanes submarinos (Moore y Del Castillo, 1974) y las presiones en los pozos petroleros en la zona, son un reflejo de esta deformación compresiva producto de una supuesta zona de subducción. De Cserna (1984) menciona también, como evidencia de esta deformación los sismos corticales en las costas Golfo de México.

En estudios recientes de geofísica marina (batimetría y magnetometría) demuestran que no existen estructuras volcánicas submarinos frente a las costas de Veracruz (Flores-Capetillo, 2006).

En las costas mexicanas del Golfo se ha registrado una importante actividad sísmica, principalmente en el área comprendida por las costas de los estados de Veracruz y Tabasco. En general, dichos sismos son poco frecuentes, con hipocentros de profundidad menor a 30 km, aproximadamente, y de relativamente baja magnitud. Sin embargo también se han registrado algunos sismos en la zona de magnitud importante. Dos de ellos ocurrieron cerca de las costas de Veracruz. El primero de ellos, el 26 Agosto 1959, tuvo una magnitud de 6.4 (Suárez, 2000). Más recientemente, el 11 de Marzo 1967, tuvo lugar otro evento frente a la ciudad de Veracruz con magnitud 5.7. Suárez (2000) obtuvo el mecanismo focal y estimó la profundidad del epicentro modelando ondas de volumen a distancias telemétricas. Ambos sismos muestran una profundidad promedio de 20 km, que es relativamente profunda para sismos corticales normalmente observados a nivel global. Debido a la profundidad focal y los mecanismos focales de fallamiento inverso a alto ángulo, Suárez (2000) sugiere que esta actividad sísmica refleja una deformación de tipo backarc inducida por la subducción de la placa de Cocos.

En la literatura se ha reportado sismicidad inducida por la extracción de hidrocarburos. Dicha sismicidad no es un concepto nuevo; se reportó desde principios de la década de 1920 en el sur de Texas, alrededor de del campo petrolero Goose Creek. Se detectó una subsidencia en el campo mayor a un metro, con la presencia de sismos, fallas, y agrietamientos en la superficie de la tierra alrededor de la zona. Los sismos también fueron sentidos por los habitantes aledaños, debido a que las casas se cimbraron (Pratt y Johnson, 1926). Finalmente, Pratt y Johnson (1926) consideraron como un caso único lo ocurrido en el campo Goose Creek.

Sin embargo entre los años 1947 y 1955, se reportaron observaciones similares en el campo petrolero Wilmington en Long Beach, California, Estados Unidos. En el campo

después de de 30 años de explotación petrolera, se registraron seis sismos poco profundos con magnitudes entre 2.4 y 3.3, así como 9 m de subsidencia para el año de 1966 (Kovach, 1974). Durante la década de los 60 se relacionó directamente la extracción de hidrocarburos y la inyección de fluidos con los sismos inducidos (Evans, 1966) (Evans, 1966; Raleigh et al., 1976; Segall,1989).

Actualmente se han reportado casos similares en diferentes lugares del mundo. Por ejemplo, en el campo de Gazil, Asia (Adushkin et. al. 2000). Esto es importante señalarlo debido a que la franja más importante de sismicidad en las costas del Golfo de México se localiza en la región donde se encuentran los principales campos petroleros de México.

Hay pocos trabajos que estudien la sismicidad en el Golfo de México. Esto se debe probablemente a que los sismos ocurren infrecuentemente y que son de magnitud moderada. Evidentemente, los daños que provocaron no son tan significativos como los daños provocados por sismos a lo largo de la zona de subducción en la costa del Pacífico mexicano, donde ocurrió el sismo del 19 de septiembre de 1985, el cual destruyó muchas edificaciones en la capital del país. Sin embargo, este tipo de eventos corticales en el Golfo, sí llegasen a tener como en 1959 una magnitud de 6.4, podrían representar una amenaza importante tanto para las instalaciones petroleras de nuestro país como para las edificaciones en la zona. Por otro lado, estos sismos en el Golfo de México son importantes para comprender el estado de esfuerzos al que está sujeta la zona y la evolución tectónica reciente.

El propósito de este trabajo es estudiar el mecanismo y profundidad focal realizando una inversión de ondas de volumen de dos sismos recientes que han ocurrido en el Golfo de México, específicamente el 29 de octubre del 2009 y el 23 de mayo del 2007. Los resultados servirán para hacer un análisis junto con trabajos previos y la sismicidad histórica reportada de las causas de esta sismicidad, no asociada a un borde activo.

2. Marco Geológico

El Golfo de México se encuentra localizado aproximadamente entre las coordenadas geográficas 90° a 99° de longitud al oeste de Greenwich y de 16° a 31° de latitud norte. El Golfo está delimitado por las costas de los estados de Yucatán, Campeche, Tabasco, Veracruz, Tamaulipas en la porción localizada en México. Dentro de las características predominantes del Golfo de México es que en él se encuentran algunas de las provincias petroleras más grandes del mundo.

La geología del Golfo de México es compleja, y está relacionada con una compleja evolución tectónica. La apertura del Golfo comienza con la disgregación de Pangea hace 230 millones de años. Los mecanismos cinemáticos propuestos para explicar la apertura del Golfo han sido variados y definidos también por los avances científicos y tecnológicos de la época. Por ejemplo, antes de la aceptación de la teoría de la Tectónica de Placas no se tenía ninguna explicación para dicho evento.

Durante la apertura del Golfo, la sedimentación comenzó con un depósito de lechos rojos continentales, seguido por grandes depósitos de sal. Sobre ellos se sedimentaron grandes depósitos de rocas carbonatadas que después cambiaron a sedimentos clásticos. Estos cambios de litologías se dieron por procesos geológicos tales como la invasión de aguas marinas, poca circulación de corrientes del Océano Atlántico en el Proto-golfo de México y la Orogenia Laramide, el evento Tectónico que formó la Sierra Madre Oriental.

2.1 Evolución del Golfo de México

Durante el Triásico superior se depositaron secuencias de lechos rojos (figura 2.1) de gran espesor y depósitos volcánicos asociados a “horsts” y “grabenés” en las principales áreas del Golfo de México (Salvador 1987). Afloramientos de lechos rojos se encuentran en algunas localidades importantes dentro de la Sierra Madre Oriental, en las áreas de Tamaulipas (Padilla y Sánchez, 1982), en Puebla (Ramírez-Ramírez, 1984; Salvador, 1991), y en Veracruz, y en la Sierra Monoclinal, ubicada entre el Macizo y la Sierra de Chiapas, (Meneses, 2001). Estos depósitos evidencian una etapa de distensión cortical durante la separación de Pangéa.

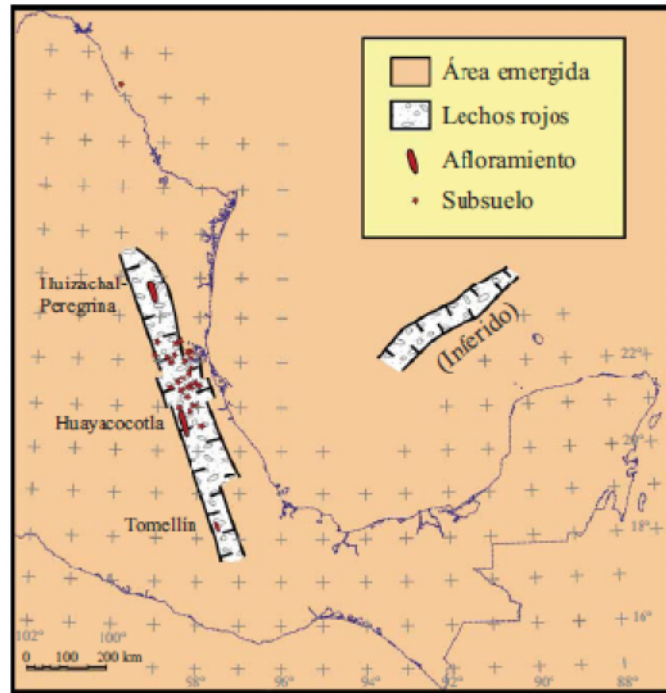


Fig. 3.1. Mapa de la paleogeografía del triásico, ubicación de horst y afloramientos de lechos rojos. Tomada de Padilla y Sánchez (2007).

El depósito de los lechos rojos se extiende desde el Triásico superior hasta el Calloviano, y son producto del ensanchamiento de los sistemas de grabenes y hundimientos lentos del proceso de *rifting*.

La presencia de fósiles marinos del Calloviano en la parte central de México sugiere que un brazo del Océano Pacífico se extendía a través de la parte central del país (Salvador, 1987), en donde, durante este mismo periodo, se cree que se formaron los grandes cuerpos salinos dentro de una extensa cuenca. En la actualidad se encuentran divididos los depósitos evaporíticos en dos principales zonas (Padilla y Sánchez, 2007)(figura 2.2).

Aunque el proceso de apertura (*rift*) fue lento, el depósito de sal fue relativamente rápido ya que ocurrió aparentemente en cinco millones de años (Padilla y Sánchez, 2007). Esto puede ser explicado si se considera que el movimiento del bloque de Yucatán se desplazó una distancia horizontal estimada entre 470 y 520 km. (Buffler y Sawyer; 1985; Pindell, 1985; Dunbar y Sawyer, 1987) a través de una falla descrita por Anderson y Schmidt (1983). Esta falla que desplazó Yucatán ha recibido diversos nombres, entre los cuales encontramos el de *Falla transformante Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas* (Pindell, 1985), *Falla Tamaulipas-Oaxaca* (Robin, 1982; Padilla y Sánchez, 1986). Esta hipotética falla resuelve el desplazamiento lateral del bloque de

Yucatán alrededor de 46° en sentido horario.

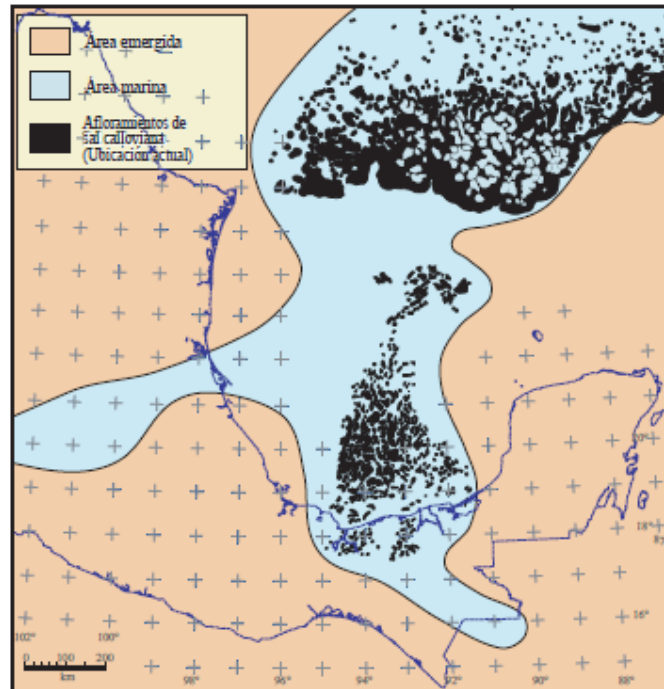


Fig. 2.2. Paleogeografía del Jurásico en el área del golfo, con la distribución actual de la sal. . Tomada de Padilla y Sánchez (2007).

Los modelos cinemáticos que explican el desplazamiento a lo largo de esta megacizalla han sido ajustados varias veces Anderson y Schmidt (1983), basan su interpretación de la apertura del Golfo de México en la existencia de la mega cizalla Mojave-Sonora y la mega cizalla del cinturón volcánico mexicano. Parte de esta interpretación fue tomada por Pindell y Kennan (2001), quienes posteriormente realizan un ajuste con base en los datos paleomagnéticos de Guerrero-García (1975) y Pindell y Kennan (2003). Los ajustes más recientes están hechos por Padilla y Sánchez (2007) y por Pindell y Kennan (2009).

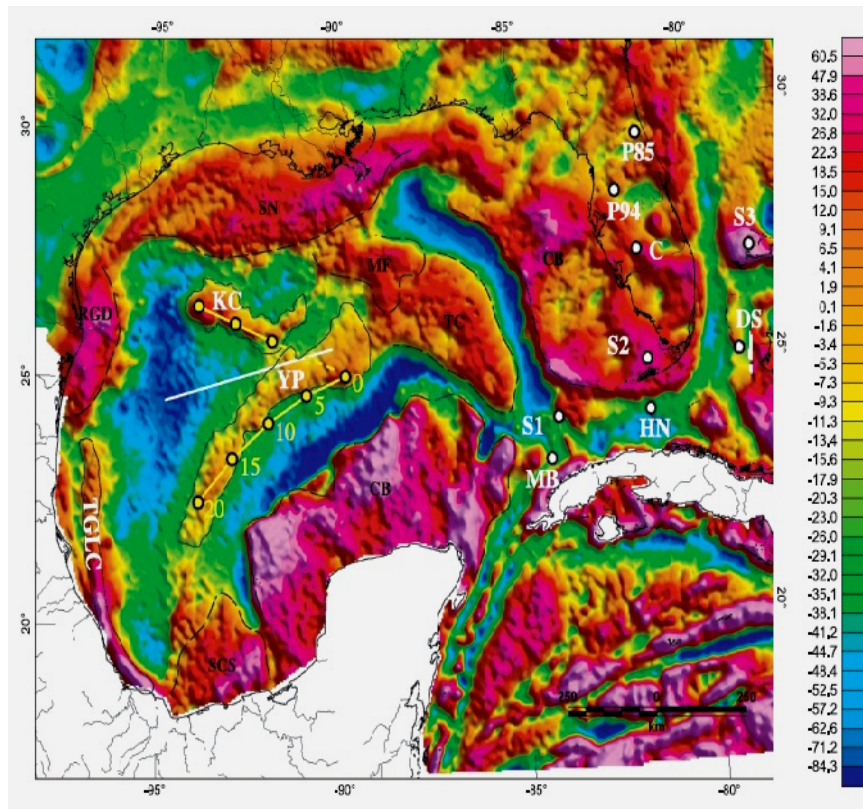


Fig. 2.3. Anomalia de Bouger del Golfo de México, donde se notan las anomalías KC(Keathley-Canyon) y YP (Yucatan-Parallel-Anomaly) Bird et al. (2005).

Otro aspecto importante a considerar durante el proceso de apertura es el origen del rift que atraviesa al Golfo de México y separa los cuerpos salinos. Es un modelo que hablan de la probable generación de una pluma del manto, provocando la distensión y posterior separación (Bird et al. 2005). Estas aseveraciones han sido hechas con base en estudios gravimétricos, que muestran dos grandes estructuras al centro del Golfo de México, donde la corteza oceánica presenta un espesor ensanchado. Dichas estructuras han sido denominadas como Keathley-Canyon (KC) y Yucatan-Parallel-Anomaly (YP) (Figura 2.3).

Un modelo reciente propone que el Golfo de México es una cuenca Jurasica de trasarco (Stern y Dickinson, 2010), debido a que de esta manera se podría explicar porque el polo de apertura del Golfo es diferente al del Atlántico central; además el proceso de apertura ocurrió en un periodo corto (165 Ma – 142 Ma), sin ninguna otra causa aparente por la cual se detuviera el proceso de expansión del suelo oceánico.

Durante el Oxfordiano-Kimmeridgiano la invasión del mar hacia el continente continua e incluso aumenta, dando lugar a la formación de unidades carbonatadas, lutitas

calcáreas y lutitas. A su vez, se forman cuerpos salinos de anhidritas y sal. La formación de estos cuerpos salinos se incrementa a finales del Kimmeridgiano formando grandes lagunas evaporíticas y sabkas.

Para el Tithoniano se observa una estabilidad tectónica, durante la cual predominan principalmente la sedimentación de lutitas y carbonatos con alto contenido de materia orgánica. También se desarrollaron amplias plataformas someras en la zona sur abarcando desde el Macizo de Chiapas hasta el occidente del bloque de Yucatán. Las rocas depositadas en este periodo conservaron características litológicas muy parecidas entre sí. Las islas que bordeaban el occidente del Golfo todavía estaban emergidas y continuaban aportando sedimentos clásticos a las zonas litorales y en las plataformas predominaba el depósito de calizas arcillosas, condiciones similares se dieron tanto en el noroeste como en el suroeste mexicano (Quezada-Muñetón, 1987). A finales del Tithoniano debido a la subsidencia continúa la invasión del mar al Golfo, sumergió a la mayoría de las islas del Occidente.

Las condiciones de estabilidad tectónica se extendieron hasta el Neocomiano. La sedimentación fue muy parecida a la ocurrida antes y sólo decreció la cantidad de lutitas intercalada en los carbonatos que se presentaron al principio del cretácico hasta casi desaparecer al final del Valanginiano.

Durante el Aptiano se depositó una mayor cantidad de lutitas intercaladas en capas delgadas de carbonatos, la cual Goldhammer (1999) y Goldhammer y Johnson (2001) infieren que fue causado por una rápida elevación del nivel del mar. Sin embargo, no fue así en la zona suroeste, lo cual indica pudo ser originado por una mayor tasa de subsidencia en la zona noroeste, en comparación del resto del Golfo de México (Padilla y Sánchez, 2007).

Entretanto en el Albiano-Cenomaniano continuó la subsidencia general a una velocidad constante sobre toda la zona, prevaleció la sedimentación de clásticos sobre carbonatos y los altos basamentos emergidos desde el Jurásico tardío son sumergidos.

El incremento en la actividad volcánica en el occidente de México ocurre durante el Coniaciano y el Santoriniano, evidenciado en los depósitos de capas delgadas de lutitas y calizas intercaladas con abundantes horizontes de bentonita, encontrados en las plataformas de la zona occidental y meridional del Golfo, dicha actividad continúa hasta finales del Cretácico.

En la última etapa del periodo Cretácico aumenta el aporte de sedimentos clásticos provenientes del oeste de México, en cambio en el occidente la subsidencia aumento y se depositaron capas de margas y lutitas de gran espesor.

En el límite Cretácico-Terciario tiene lugar un evento importante para la evolución tectónica del golfo de México: el impacto de un meteorito en la costa norte de la península de Yucatán, al cual se le atribuyen las extinciones de varias especies (Alvarez et al., 1992) (Fig. 2.4). Como producto de este evento se depositaron brechas sobre las rocas carbonatadas sobre una gran extensión en el sur del Golfo de México. Se supone que esta brecha es producto del impacto del meteorito (Grajales-Nishimura et al., 2000).

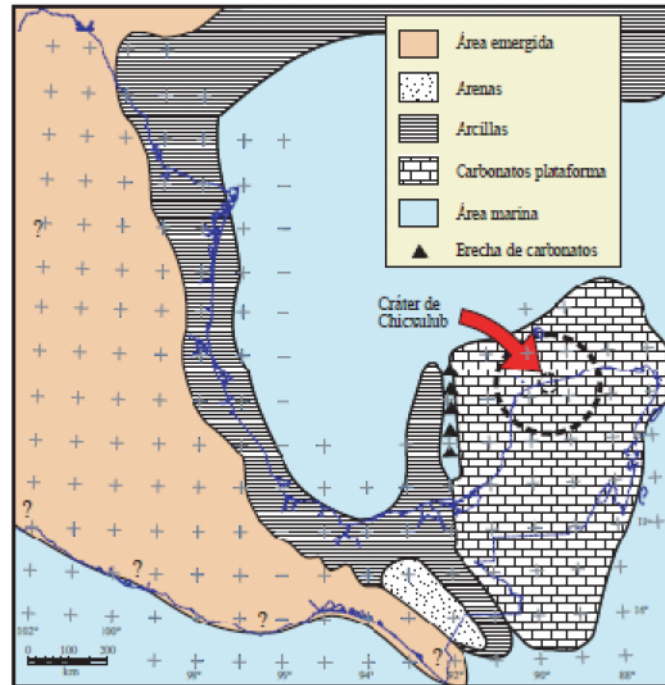


Fig. 2.4. Paleogeografía de inicios del Cenozoico, se muestra la zona donde se localiza en cráter de meteorito y El depósito de la brecha. Tomada de Padilla y Sánchez (2007).

A finales del Cretácico el aporte de los sedimentos de la zona noreste y occidental se incremento debido al inicio de la Orogenia Laramide o Hidalgonia, la cual dio origen, desde Paleoceno tardío hasta el Eoceno temprano, a las grandes cadenas plegadas y cabalgadas del occidente del Golfo de México. La orogenia fue causada por la convergencia de la Placa Farallón por debajo de la Placa Norteamericana. La orogenia causó una deformación a mayor distancia de la zona de trinchera, y elevó una porción considerable de la parte meridional de la placa de Norteamérica, debido al poco

ángulo de convergencia de la Placa Farallón durante la subducción. Se incremento así el aporte de sedimentos clásticos, aún después del fin de la orogenia; los cuales se depositaron en las grandes cuencas de antepaís de las plegadas cadenas (De Cserna, 1989; Padilla y Sánchez, 1982).

Durante este periodo el tamaño y forma de la cuenca dependió totalmente del flujo de sedimentación clástica. Se empiezan a desarrollar grandes fallas lítricas normales asociadas con los depocentros de las cuencas. Es así como en este tiempo se depositaron gruesos espesores de arenas finas en el talud y planicie costera del Golfo de México. Al mismo tiempo se iba rellenando de sedimentos más finos las zonas más profundas (Goldhammer, 1999).

Como consecuencia del aporte masivo de sedimentos la sal y la arcilla de la parte meridional del golfo de México empezaron a movilizarse, formando roll overs, diapiros, lenguas y canopies. Mientras tanto, en el sureste mexicano continuaba la sedimentación de carbonatos sobre la parte norte del Macizo de Chiapas y sobre el Bloque Yucatán.

En el Mioceno medio el Evento Chiapaneco forma la cadena plegada y cabalgada de Chiapas-Reforma-Akal, que surge como un *décollementa* nivel de la sal calloviana, formando pliegues orientados NW-SE y convergencia al noreste. Asociado al nivel de despegue, un volumen importante de sal se movilizó hacia el norte-noroeste, causando a su vez que las estructuras de la cadena de Chiapas-Reforma-Akal se bascularan en la misma dirección y crearan así nuevos centros de depósito. Desde entonces hasta fines del Neógeno, se depositaron varios kilómetros de espesor de sedimentos clásticos, que empezaron a deslizarse por gravedad también hacia el norte-noroeste, (misma dirección en la que se inclinaban los pliegues de la cadena Reforma-Akal).

El peso de estos sedimentos propició que la secuencia discordante Miocénica tardía comenzara un deslizamiento gravitacional hacia el NNW, iniciando así grandes fallas normales lítricas, orientadas WSW-ENE, es decir, casi perpendiculares a la orientación de los pliegues de la cadena Chiapas-Reforma-Akal; estas fallas normales regionales, sintéticas y antitéticas, constituyeron los límites de las cuencas de Comalcalco-Salina del Istmo y de Macuspana. Posteriormente, durante el Pleistoceno, las cuencas recién formadas bajo un régimen tectónico extensional sufren una

compresión, desarrollándose en ellas pliegues propios de inversión tectónica, más evidentes en el campo José Colomo de la Cuenca de Macuspana. (Fig. 2.5)

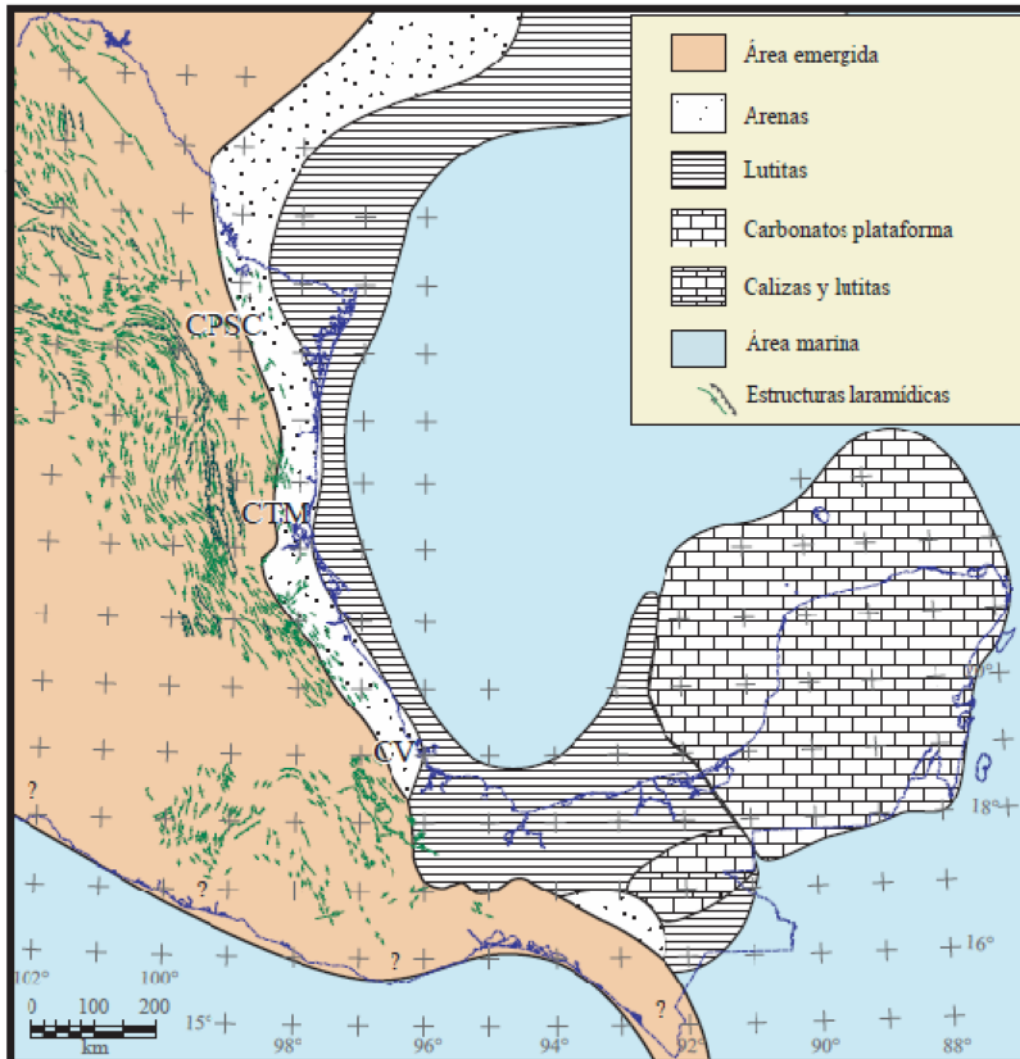


Fig. 2.5. Paleogeografía de finales del Cenozoico, donde se muestran los grandes plegamientos y los sistemas de fallas, por ejemplo la cordillera Ordoñez. Cuenca de Parras-San Carlos (CPSC), Cuenca de Tampico-Misantla (CTM) y Cuenca de Veracruz (CV). Tomada de Padilla y Sánchez (2007).

3. Antecedentes

3.1 Mecanismos focales

Generalmente, los sismos ocurren en fallas geológicas, definidas como una superficie plana en la Tierra en la cual un bloque se mueve con respecto a otro. Las fallas en ocasiones afloran a la superficie de la Tierra cuando ocurre un gran sismo, esta es una razón por la cual se intuyó su relación con los sismos.

Cuando una falla está expuesta en la superficie, se puede medir directamente la orientación y la dirección de deslizamiento. Sin embargo, eso sólo ocurre en casos especiales; es por esta razón que para caracterizar las fallas de sismos, no expuestas en superficie, se recurre a los sismogramas que se registran en estaciones a diferentes azimuts y distancias.

Entonces a partir de la información obtenida de los sismogramas se determina la geometría de la falla. Este ejercicio es denominado como mecanismo focal.

La geometría de la de falla se describe en términos del plano de falla y la dirección del desplazamiento. El plano de falla se caracteriza con el vector normal (\hat{n}); la dirección del desplazamiento es dado por el vector deslizamiento(\hat{d}), el cual indica el movimiento de un bloque con respecto a el otro bloque de la falla. El ángulo de echado(δ) da la orientación del plano de falla con respecto a la superficie de la Tierra. El ángulo deslizamiento (λ) da la dirección del movimiento, se mide sobre el plano de falla en sentido anti-horario. El rumbo de la falla (ϕ_f) es el ángulo en el plano de la superficie terrestre medido en referencia al norte y en sentido horario (Fig.3.1).

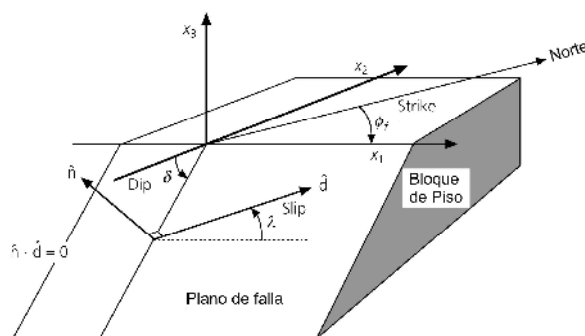


Fig. 3.1. Geometría de la Falla. Modificada de Stein y Wysession (2003).

Se debe tomar en cuenta que la falla que se produce en un sismo es de dimensiones finitas y geometrías complicadas.

En método más simple para el cálculo del mecanismo focal es la utilización de las polaridades de los primeros arribos de las ondas P, se basa en el hecho de que el patrón de radiación de las ondas sísmicas depende de la geometría de la falla. Los primeros arribos pueden ser hacia arriba o hacia abajo, lo cual nos indica si hay una compresión o dilatación. (Fig. 3.2)

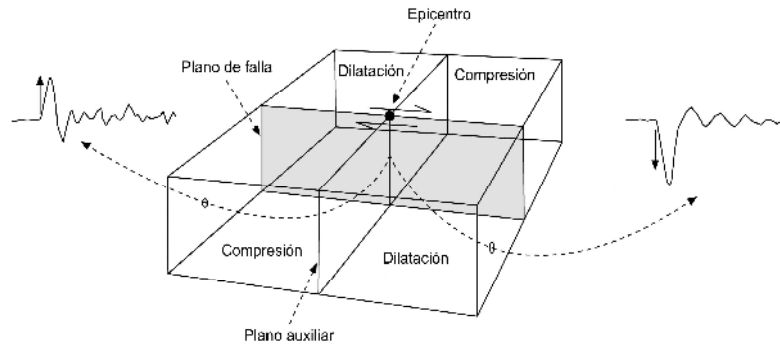


Fig. 3.2. Diagrama de las polaridades de los primeros arribos de las ondas P. Modificada de Stein y Wyession (2003).

Los primeros arribos marcan cuatro cuadrantes, dos de compresión y dos de dilatación, divididos por dos planos, el plano de falla y uno perpendicular llamado el plano auxiliar (planos nodales). Las amplitudes de los primeros arribos cuando son muy pequeñas o casi nulas son los registrados cercanos de los planos de falla. Para distinguir el plano auxiliar del plano de falla, puesto que no se puede diferenciar sólo con los primeros arribos de la onda P, se recurre a otros datos como la geología, replicas o efectos de directividad. Si se pueden definir estos dos planos, la geometría de la falla se conoce.

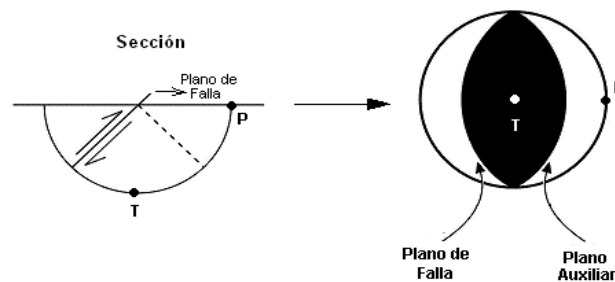


Fig. 3.3. Diagrama "Beach Ball".

Los mecanismos focales se representan en un diagrama denominado proyección estereográfica inferior. Esto es la representación estereográfica del plano de falla y el plano auxiliar (Fig. 3.4). La técnica básica para definirlo es graficar los primeros arribos en una red estereográfica, tomando en cuenta el azimut de las estaciones y su ángulo de salida. Si se tiene la información necesaria se pueden definir los planos nodales y las zonas de compresión y dilatación (Fig. 3.5).

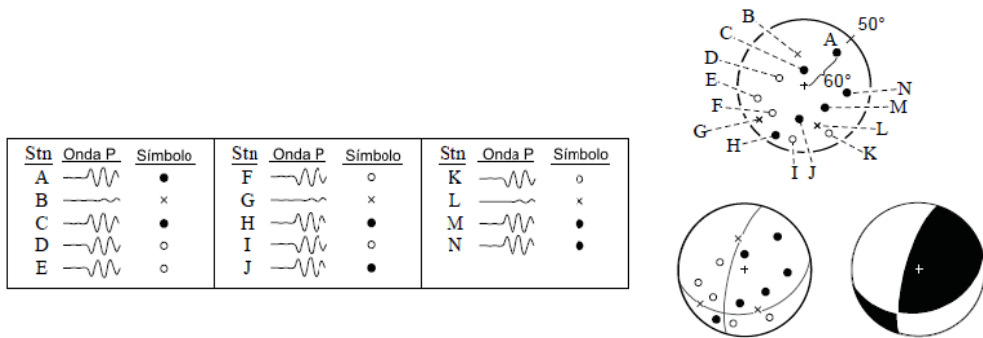


Fig. 3.4. Esquema donde se muestra la técnica grafica para definir un diagrama "beachball".

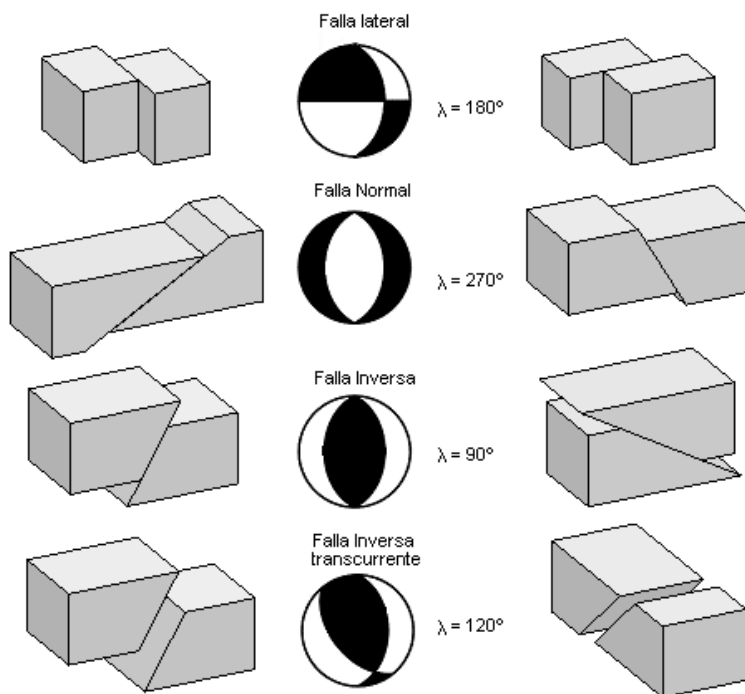


Fig. 3.5. Mecanismos focales para sismos para diferentes geometrías de falla.

3.2 Modelación de ondas sísmicas.

Un sismograma tiene una forma de onda que es producto de los efectos de propagación, efectos de la fuente y las características del sismómetro; todas estas características pueden ser modeladas matemáticamente. Así, se puede desarrollar un procedimiento para poder predecir las características de un sismograma en un modelo realista de la Tierra. La construcción matemática de un sismograma se le conoce como sismograma sintético. Cuando se comparan los sismogramas sintéticos y los observados se denomina modelación de formas de onda.

La modelación de formas de onda es utilizada para mejorar el modelo de la estructura terrestre y entender el proceso de ruptura de la falla. En general, el modelado de ondas es un proceso iterativo en el cual las diferencias entre el sismograma sintético y el observado son minimizadas para ajustarlo a la estructura de la Tierra o a la representación de la fuente.

La teoría fundamental para construir un sismograma sintético es la teoría del filtrado lineal. El sismograma es tratado como si fuera la señal de salida de una secuencia de un filtrado lineal. Cada filtro representa diferentes aspectos de la fuente sísmica o de la función de propagación.

Es posible caracterizar los elementos de un sistema de filtrado lineal para considerar la respuesta del filtro para un impulso o función delta. En un sentido físico, este corresponde a un pulso instantáneo de energía en la fuente para la cual el sismograma complejo resultante determina el filtro de propagación. Si la respuesta al impulso de un particular filtro es $f(t)$, su correspondiente transformada de Fourier es $F(\omega)$. Si $f(t)$ es conocida, la respuesta de una señal arbitraria de entrada, $x(t)$, entonces se puede calcular $y(t)$, señal de salida, con el operador convolución. Para esto se hace la transformada de Fourier de $x(t)$ y señal de salida $y(t)$, siendo $X(\omega)$ y $Y(\omega)$, respectivamente, así se tiene la señal de salida dada por

$$Y(\omega) = F(\omega)X(\omega) \quad (3.4)$$

Si una señal va a través de una sucesión de filtros, $f_1, f_2, \dots, f_n(t)$, la Transformada de Fourier de la señal de salida está dada por

$$Y(\omega) = F_1(\omega)F_2(\omega) \dots F_n(\omega)X(\omega) \quad (3.5)$$

En otras palabras, la señal de entrada está dada por el múltiple producto del espectro de cada filtro y la señal de entrada.

En el modelado de ondas sísmicas, existen tres filtros básicos:

$$u(t) = s(t) \cdot g(t) \cdot i(t) \quad (3.6)$$

Donde $u(t)$ es el sismograma, $s(t)$ es el filtro de propagación y $i(t)$ es la respuesta del sismógrafo. Actualmente $s(t)$ y $g(t)$ pueden ser divididos en muchos filtros los cuales juntos corresponden a un específico efecto (Fig.3.9).

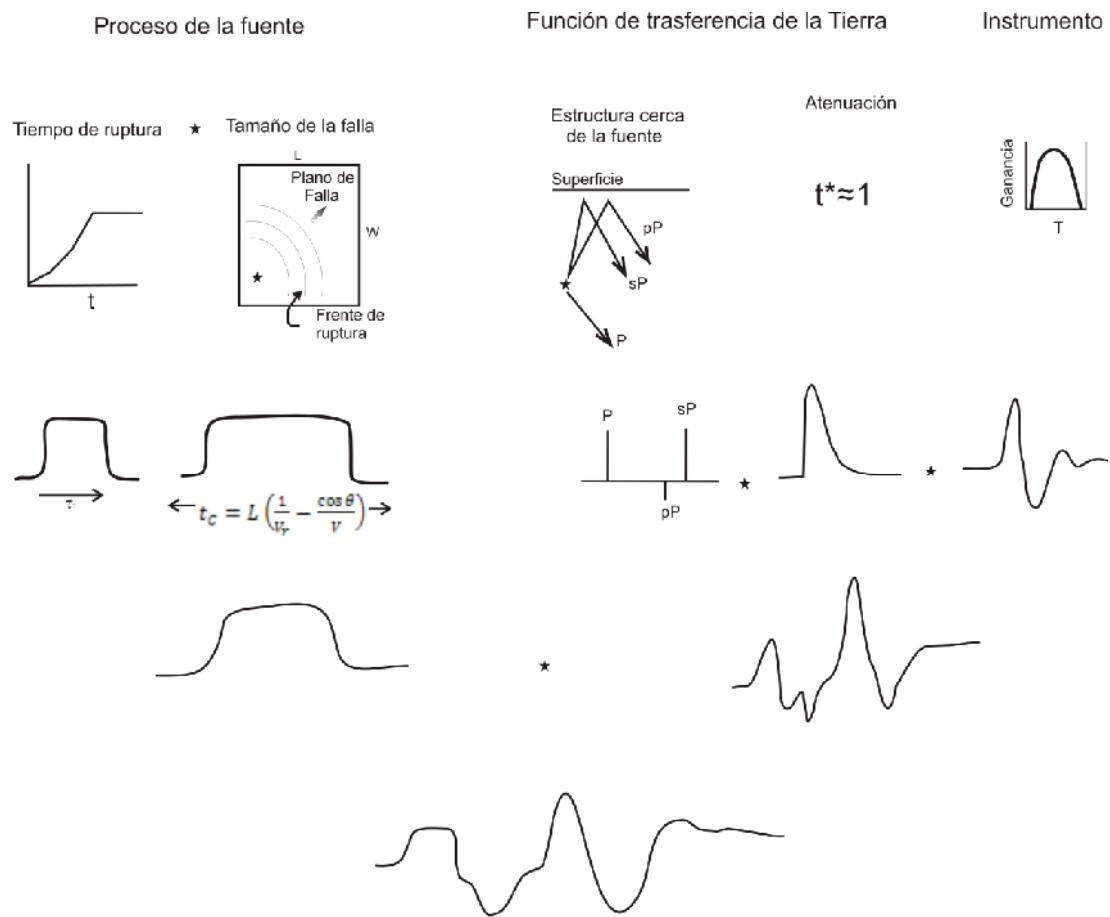


Fig. 3.6. Esquema de procesos que combinados dan un sismograma.

3.5 Inversión de Parámetros Focales

Las ondas telesísmicas, las cuales están definidas a una distancia epicentral de 30° a 90°, son tal vez los más fáciles de todas las fases sísmicas de modelar con sismogramas sintéticos debido a la homogeneidad del manto terrestre y el hecho de que las observaciones son hechas a una gran distancia de la fuente. A estas distancias los paquetes de ondas son aproximadamente caracterizados por un sólo parámetro de rayo. Para fuentes poco profundas, los paquetes de ondas telesísmicas P o S son usualmente compuestas por menos de tres rayos, el directo y dos reflexiones en la superficie libre (pP y sP para el paquete de las ondas P, y sS y pS para el paquete de las ondas S) (Fig. 3.5). Cuando hay un gran contraste de impedancia en la corteza, se toman en cuenta las reverberaciones ocurridas dentro de las capas de la corteza.

La forma más simple para calcular las funciones de Green de ondas de volumen telesísmicas es dividir el cálculo en tres partes: los efectos en la fuente y la región donde está el receptor debido a contribuciones de la corteza y del manto, la atenuación inelástica y el tiempo de viaje.

El desplazamiento en un semiespacio debido a una fuerza actuando en un medio estratificado puede ser obtenido en el dominio del tiempo o frecuencia mediante varios métodos. Así, se supone que todas las contribuciones vienen de ondas con el mismo parámetro de rayo (numero de onda horizontal). En este método, los sismogramas son calculados suponiendo un sólo parámetro de rayo, la aproximación implica que salen todos los rayos hacia arriba y hacia abajo como ondas P y S de las cuales dejan la fuente únicamente cuatro contribuciones de ondas de cuerpo para el sismograma dado en un punto del semiespacio y las funciones de Green para este caso pueden escribirse en la siguiente ecuación (Nabelek 1986).

$$g_{ki} = \frac{P \downarrow}{g_{ki}} + \frac{P \uparrow}{g_{ki}} + \frac{S \downarrow}{g_{ki}} + \frac{S \uparrow}{g_{ki}} = \sum_n g_{ki}^n \quad (3.7)$$

Esto también implica que para una estructura de capas horizontales, siempre que la fuente se encuentre en una capa dada, la respuesta de g_{ki}^n continua siendo la misma a pesar de la posición vertical de la fuente. Si g_{ki}^n es conocida para una profundidad h , la g_{ki}^n para la profundidad de $h + \Delta h$ son obtenidos simplemente por el tiempo de cambio apropiado para los originales

$$g_{ki}^n(h + .h) = g_{ki}^n(h)\delta(t - \eta^n\Delta h) \quad \eta = -\eta_\alpha, \eta_\alpha, -\eta_\beta, \eta_\beta \quad (3.8)$$

Donde δ es la función delta y η_α (β) es la lentitud vertical, de de los rayos de la onda P(S) en la capa en la cual la fuente se encuentra localizada. Esta propiedad es muy útil cuando la eficiencia iterativa de proceso inverso depende en su mayoría en que tan rápido se puede actualizar el modelo después de cada iteración y la profundidad es uno de los parámetros los cuales usualmente se quiere determinar.

La respuesta de g_{ki}^n es la simple suma de rayos que entran en el semiespacio en el cual los resultados de la interacción de la corteza a causa de rayo. En los métodos de rayo, los rayos son trazados a través de la corteza y multiplicados por el apropiado coeficiente de transmisión y reflexión del plano de onda.

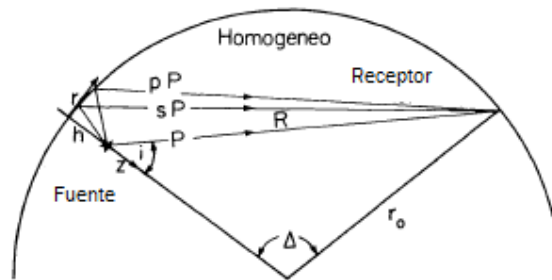


Fig. 3.7. Esquema del paquete de ondas P compuestas por 3 rayos.

4. Metodología

4.1 Sismicidad de la zona

En el inicio de este proceso de investigación, se hizo una base de datos con los sismos ocurrido en las costas del Golfo de México así como de la zona central, entre los años de 1960 y 2009. Se utilizaron los catálogos en línea del International Seismological Center (ISC) y del Servicio Sismológico Nacional (SSN). Se seleccionaron sismos con una profundidad menor a 60 km y se descartando aquellos con una mala localización.

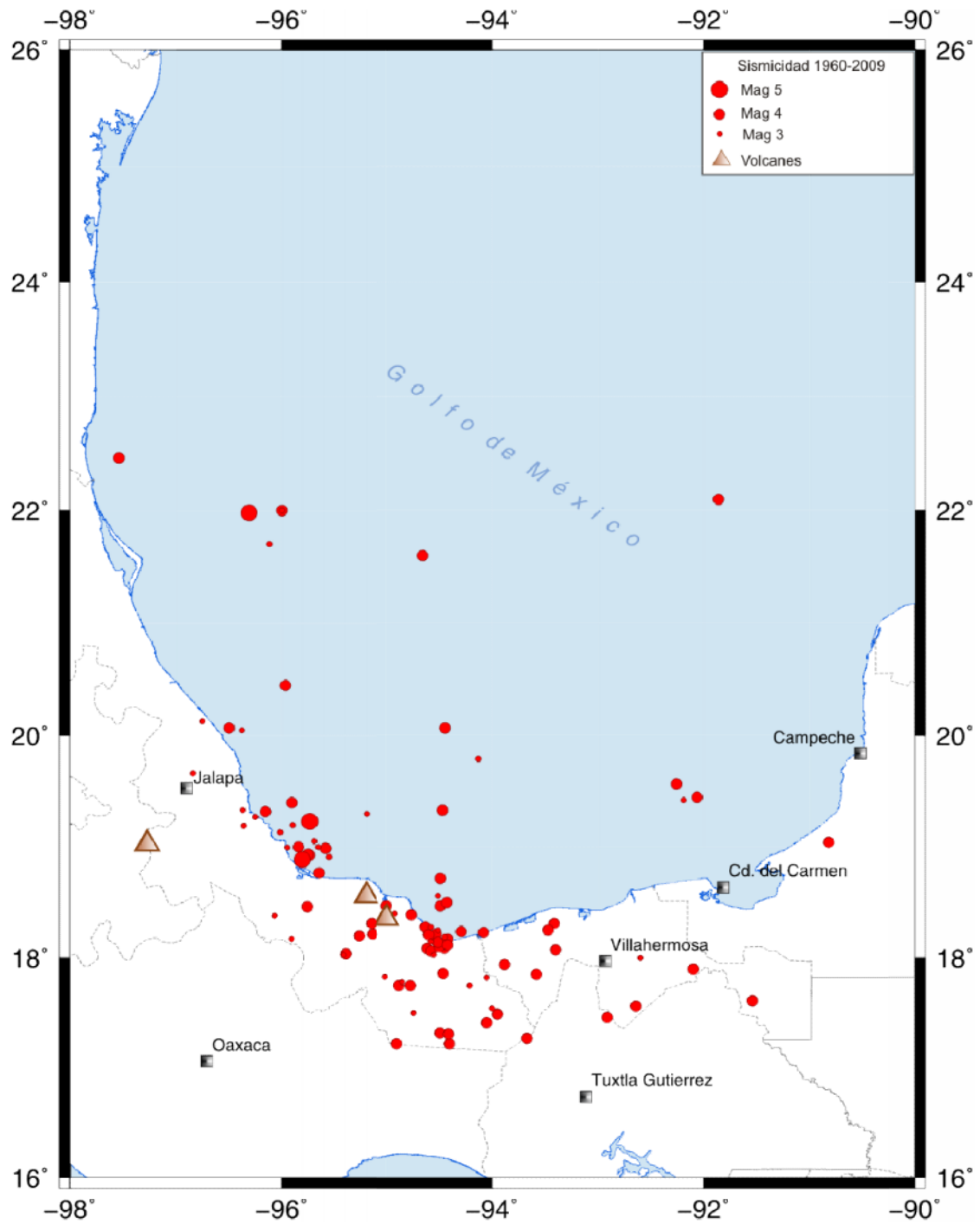
Para ubicarlos se graficaron con ayuda del programa Generation MappingTool (GMT) (Figura 4.1), y así decidir cuales sismos eran los más adecuados para el procesamiento; finalmente se eligieron dos eventos ocurridos cerca de las costas de Veracruz. La primera razón fue su magnitud ($m_b > 5$), debido a que son los más adecuados para realizar una inversión de onda. La segunda es que son eventos recientes y cercanos a los dos sismos modelados anteriormente en la literatura (Suárez, 2000), lo cual ayudaría a una mejor interpretación.

Evento	Hora (GMT)	Magnitud (mb)	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)
29/10/2009	10:52:57	5.4	18.89	-95.81	13
23/05/2007	19:09:15	5.2	21.98	-96.31	24

Tabla 4.1. Datos de los dos eventos elegidos.

Se consultó en el catálogo Global Centroid Moment Tensor Catalog (GCMT), para buscar si se encontraban los mecanismos focales calculados para los dos sismos. Se graficaron junto con los dos mecanismos focales calculados por Suárez (2000) (Fig4.2)

Fig.4. 1. Mapa donde se muestra la localización de los epicentros de base de datos recopilada para este trabajo.



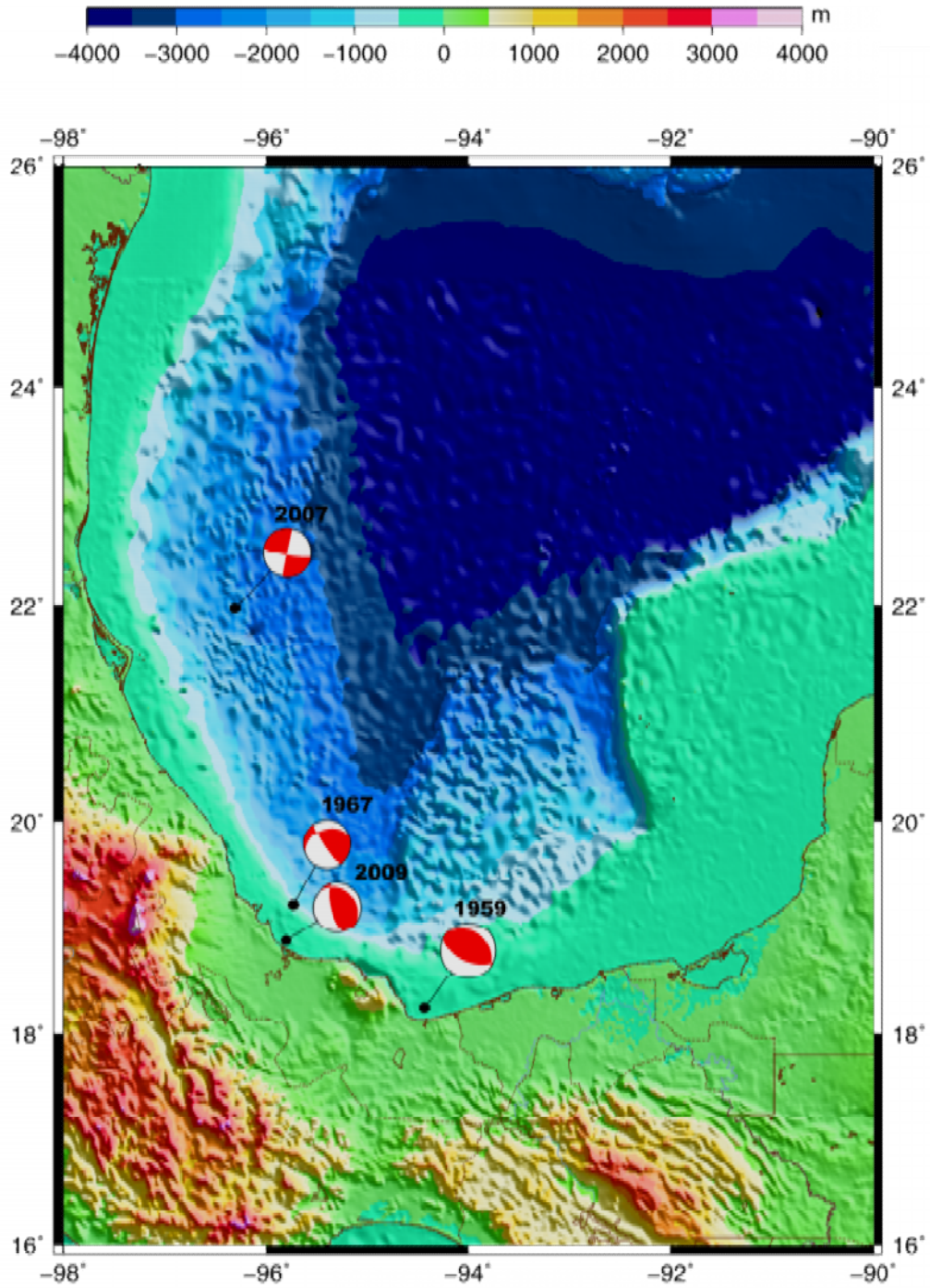


Fig.4. 2. Mapa batimétrico donde se muestran la localización de los eventos de mayor magnitud en la zona, junto con sus mecanismos focales, los mecanismos focales de los sismos de 1967 y 1959 reportados por Suárez (2000) y los de 2009 y 2007 reportados por CMT.

4.3 Procesamiento de los registros.

Se obtuvieron los registros de ambos sismo de la página web del Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) utilizando el sistema Wilber II (<http://www.iris.edu/wilber>).

Se eligieron registros de estaciones localizadas a una distancia epicentral entre 30° y 95°, es decir, a una distancia telesísmica. Se buscaron sismogramas que contasen con una buena relación señal ruido (mayor a 1.5). A continuación se muestran las tablas con la relación de registros elegidos para cada evento.

Tabla 4.2. Estaciones que registraron el sismo de 23/05/2007.

Estación	Distancia	Azimut	SNR	
HUMO.BK	30.17	318	2.28	Hull Mountain, OR, USA
WIFE.CC	30.35	322	4.39	Wifes at 3-Sisters, WA
DBO.UO	30.64	319	1.99	Dodson Butte, OR
COR.IU	31.52	321	3.57	Corvallis, Oregón, USA
FFC.II	32.8	353	1.9	FlinFlon, Canadá
GRGR.CU	34.48	101	3.43	Grenville, Grenada
EGAK.US	51.66	337	1.74	Eagle, Centro de Alaska, USA
COLA.IU	54.19	335	2.95	College Outposts, Alaska, USA
GAMB.AK	63.92	331	2.97	Gambell, Alaska
TNA.AK	62.45	333	4.32	Tin City, Alaska
BILL.IU	72.33	336	7.81	Bilibino, Rusia
TIXI.IU	84.46	346	2.38	Tiksi, Rusia
MA2.IU	82.02	331	2.46	Magadan, Rusia

Tabla 4.3. Estaciones que registraron el sismo de 29/10/2009.

Estación	Distancia	Azimut	SNR	
BBSR.IU	30.61	58	1.91	Estación de investigación biológica, Bermuda
SAML.IU	42.28	128	4.25	Samuel, Brasil
LPAZ.GT	44.24	140	5.06	La Paz, Bolivia
LVC.IU	48.88	146	2.09	Limón Verde, Chile
LCO.IU	53.44	152	1.96	Las Campanas Observatorio, Chile
CPUP.GT	58.37	139	4.4	Villa Florida, Paraguay
RCBR.IU	63.65	106	3.94	Riachuelo, Brasil
PLCA.GT	63.84	159	2.04	Paso Flores, Argentina
TRQA.IU	64.95	151	3.08	Tornquist, Argentina
KPL.GB	74.08	34	1.56	PLOCKTON, Escocia
GAL1.GB	75.07	36	1.74	GALLOWAY, Escocia
EDI.GB	75.69	35	1.79	EDINBURGH, Escocia

JSA.GB	77.92	42	1.85	SAINT AUBIN, Islas del Canal
PAB.IU	78.96	51	3.14	San Pablo, España
BFO.II	84.77	40	2.04	Black Forest Observatory, Schiltach, Germany
SENIN.CH	84.87	42	3.48	Red Sismológica de Suiza
GRFO.IU	85.96	38	4.44	Grafenberg, Alemania
FUORN.CH	86.65	41	3.71	Red Sismológica de Suiza
DBIC.GT	88.43	83	2.92	Dimbokro, Cote d'Ivoire

Se utilizó el programa SAC (Seismic Analysis Code desarrollada en Lawrence Livermore National Laboratory) para marcar los primeros arribos de las ondas P para cada uno de las componentes verticales de las estaciones, en el caso de contar con registros de banda ancha, periodo largo o periodo corto, y si se tenía más de uno, se compraron los resultados, además de verificarlo con las componentes horizontales.

Después se cortaron los archivos en una ventana comprendida entre 5 s antes de la llegada de la onda P y 20 s después del arribo de la onda P. Esto es debido a que a se marcarían las fases de profundidad pP y sP. Se tomó en cuenta que son sismos poco profundos, dichas fases arriban en esta ventana de tiempo.

Para marcar las fases de profundidad se utilizaron, el programa SEISAN y las tablas de tiempos de arribo correspondientes al modelo de AK135 recopiladas por Kennett (2005). Para profundidades no definidas en las tablas se calculó un tiempo de arribo aproximado con las formulas (4.1) y (4.2).

Al terminar de marcar las fases de profundidad se obtuvo una aproximación de la profundidad para ambos sismos.

$$T_{pP-P} = \frac{2H}{V_p} \quad (4.1)$$

$$T_{sP-P} = \frac{H(V_p+V_s)}{V_p+V_s} \quad (4.2)$$

Donde:

T_{pP-P} = diferencia de tiempo entre la llegada de la onda P y la fase pP.

T_{sP-P} = diferencia de tiempo entre la llegada de la onda P y la fase sP.

H = profundidad.

V_p = velocidad de la onda P(6.5 km/s)

V_s =velocidad de la onda S (4.5 km/s)

Del análisis de las fases de profundidad pP y sP, se obtuvieron profundidades de 35 km y 10 km, para el sismo de Alvarado y Tuxpan respectivamente.

4.2 Preparación de datos para la inversión.

Los registros se agruparon de acuerdo al azimuth y se eligió para cada familia el registro para el cual se tuviera los primeros arribos y los arribos de las fases de profundidad más claros.

Para el evento del 29/10/2009 se escogieron los registros de la tabla 4.4. En la Fig. 4.3 se muestra la distribución de las estaciones.

Tabla 4.4. Estaciones elegidas para el sismo de 29/10/2009.

Estación	Distancia	Azimut	SNR	
BBSR.IU	30.61	58	1.91	Estación de investigación biológica, Bermuda
SAML.IU	42.28	128	4.25	Samuel, Brasil
LPAZ.GT	44.24	140	5.06	La Paz, Bolivia
LVC.IU	48.88	146	2.09	Limón Verde, Chile
RCBR.IU	63.65	106	3.94	Riachuelo, Brasil
PLCA.GT	63.84	159	2.04	Paso Flores, Argentina
TRQA.IU	64.95	151	3.08	Tornquist, Argentina
PAB.IU	78.96	51	3.14	San Pablo, España
GRFO.IU	85.96	38	4.44	Grafenberg, Alemania
FUORN.CH	86.65	41	3.71	Red Sismológica de Suiza
DBIC.GT	88.43	83	2.92	Dimbokro, Cote d'Ivoire



Fig.4.3. Distribución de las estaciones elegidas para el sismo del 29/10/09. El círculo rojo representa el epicentro del sismo y los triángulos invertidos indican la localización de las estaciones.

Para el evento del 23/05/2003 escogieron los registros de la tabla 4.5. En la Fig. 4.4 se muestra la distribución de las estaciones.

Tabla 4.5. Estaciones elegidas para el sismo de 23/05/2007.

Estación	Distancia	Azimut	SNR	
WIFE.CC	30.35	322	4.39	Wifes at 3-Sisters, WA
GRGR.CU	34.48	101	3.43	Grenville, Grenada
COLA.IU	54.19	335	2.95	College Outposts, Alaska, USA
TNA.AK	62.45	333	4.32	Tin City,Alaska
BILL.IU	72.33	336	7.81	Bilibino, Rusia
TIXI.IU	81.46	346	2.38	Tiksi,Rusia

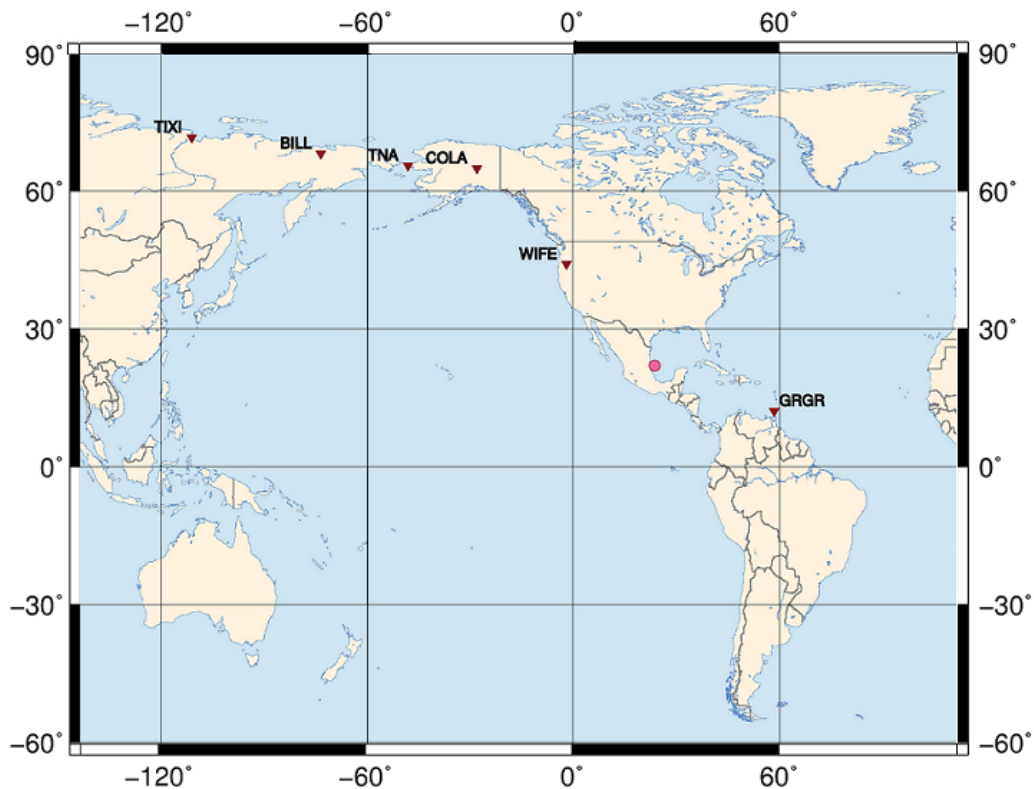


Fig.4.4. Distribución de las estaciones elegidas para el sismo del 23/05/07. El círculo representa el epicentro del sismo y los triángulos invertidos indican la localización de las estaciones.

A los sismogramas seleccionados se les removió la respuesta del instrumento con ayuda del programa SAC, utilizando la función de transferencia y los archivos de polos y ceros para cada estación sismológica, generados a partir del programa *rdseed* de IRIS.

Después se utilizó el programa SACtoDSN.pl, obtenido de la página del Dr. Walter Szeliga (<http://bond.colorado.edu/~walter/professional/mt5.php>), para convertir los datos de formato SAC a formato DSN; dicho formato es el que utiliza MT5, el programa de inversión a utilizar en este trabajo, desarrollado por Rob McCaffery, Geoffrey Abers, y Peter Zwick (1991).

Después estos datos se procesan en el paquete MT5INT, con este paquete se marco la fase P en cada sismograma para genera un archivo con extensión .INV, el cual es requerido por el programa de inversión MT5.

4.3 Inversión de los datos.

Para comenzar la inversión de los datos se buscó un modelo de capas adecuado a la zona, se escogió el publicado por Castillo y Moore (1974) (Fig. 4.5 y Fig. 4.6). A partir del mapa de batimetría, se calculó el espesor del tirante de agua sobre el epicentro de los sismos. Además también se utilizó el modelo de capas general de la tierra, manejado por el programa MT5 (McCaffery, Abers, y Zwick ,1991) (Tabla 4.6) para comparar los resultados.

Tabla 4.6. Modelo general de la tierra manejado por el programa MT5.

Velocidad P(km/s)	Velocidad S(km/s)	Densidad (g/cm ³)
6.5	3.5	2.8

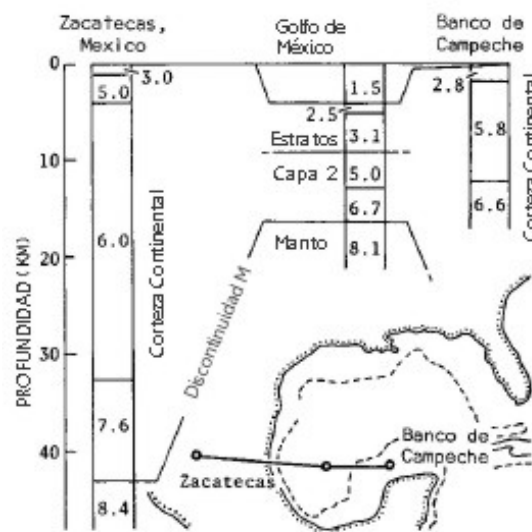


Fig. 4.5. Sección perfil sísmico, velocidad en kilómetros por segundo. Tomada de Castillo y Moore (1974).

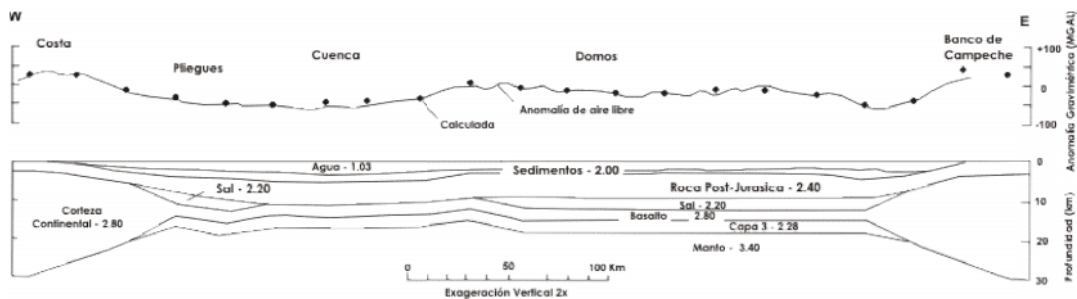


Fig. 4.6. Modelo de la corteza, densidades en g/cm³. Tomada de Castillo y Moore (1974).

Con base en estos dos modelos se escogió el siguiente modelo (Tabla (4.7)):

Tabla 4.7. Modelo utilizado para la inversión, Castillo y Moore (1974).

Espesor (km)	Velocidad P(km/s)	Velocidad S(km/s)	Densidad (g/cm ³)
10	3.10	1.78	2.4
	5	2.88	2.8

Para comenzar la inversión se necesita un modelo inicial. Para este fin se escogió el mecanismo focal publicado por CMT Harvard (Fig. 4.7) (Fig. 4.8). El epicentro utilizado es el publicado por el ISC para el sismo del 23/05/07 y debido a que aún no se publica la localización en ISC para el sismo del 29/10/09 se utilizó la del SSN. La profundidad utilizada para el modelo fue la calculada a partir de fases de profundidad (Tabla 4.8).

Tabla 4.8. Parámetros utilizados para iniciar el proceso de inversión.

Fecha	Hora	Lat.	Long.	Strike	Dip	Rake	Prof.	Tirante de agua
23/05/07	19:09:15	21.98	-96.31	102	80	-1	10	1.2
29/10/09	10:52:57	18.89	-95.81	310	25	59	30	0.3

Otros parámetros que se especificaron para la inversión son la duración media de la función de tiempo de la fuente sísmica, como valor inicial de la función de tiempo utilizó el publicado por el cmt. En este trabajo se seleccionó el realizar una inversión de forma, debido a que los principales objetivos eran el poder determinar el mecanismo focal y la profundidad, a partir de las fases pP y sP. En el algoritmo se forzó la positividad de la función de tiempo, pues tiene poco sentido físico el que sea negativa.

Después de especificar todos estos parámetros, se comenzó con el proceso de inversión, donde se tomó en cuenta la reducción de la variancia en cada iteración el cual calcula el programa de la siguiente forma

$$x = 100 \frac{var(i) - var(i-1)}{var(i-1)} \quad (4.3)$$

Donde i es el número de iteración.

Además de R/D% que es un porcentaje dado por la variancia residual de todos los datos entre la variancia total de los datos, debido a que es una inversión de forma esta variancia es normalizada.

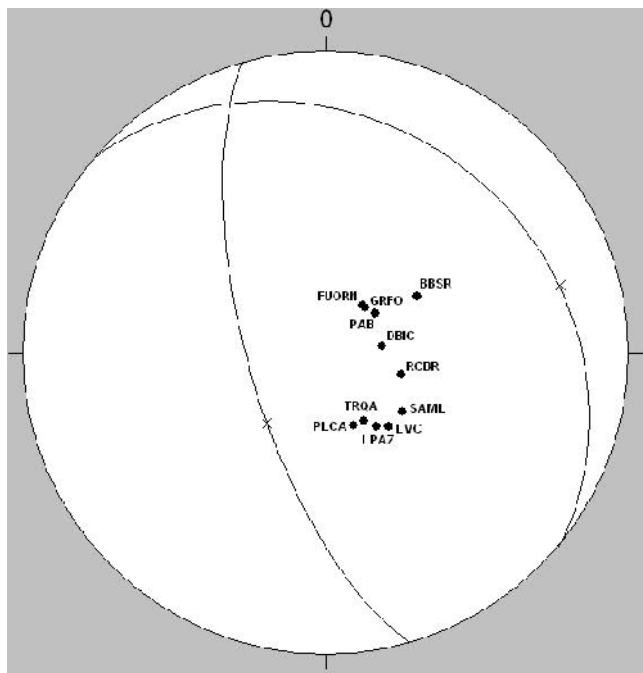


Fig.4. 7. Mecanismo focal publicado por Harvard de sismos de 29/10/09. Los puntos negros representan estaciones que indican compresiones y las cruces los polos de los planos nodales.

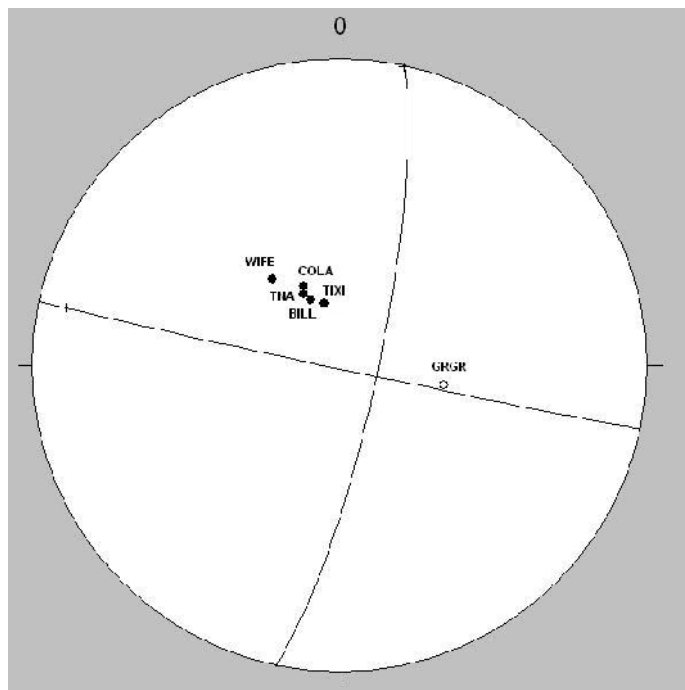


Fig.4. 8. Mecanismo focal publicado por Harvard de sismos de 23/05/07. Los puntos negros representan estaciones que indican compresiones y las cruces los polos de los planos nodales.

4.4 Análisis estadístico

Para llevar al cabo el análisis estadístico que se utilizó para determinar la profundidad, se realizaron los siguientes pasos:

- a. A partir del error estándar que calcula el programa MT5, se calcula la variancia para la estimación de la profundidad de cada sismo.

$$\sigma^2 = (ES)^2$$

- b. Se normalizaron estos valores dividiéndolos entre el menor valor y se graficaron.
- c. Se escogió como modelo de referencia, el modelo con una menor variancia a partir de la estimación de la profundidad.
- d. Se definió una nueva variable definida como

$$D_j = \sigma_a - \sigma_b$$

Donde $j=1,2,\dots,n$

n = número de sismogramas

a y b = dos profundidades diferentes

- e. Se calculo la media y la desviación estándar de D , μ_D y σ_D respectivamente.
- f. Después, se realizó una prueba de hipótesis. La hipótesis propuesta fue $H_0 : \mu_D = 0$ y $H_1 : \mu_D \neq 0$, con un nivel de significancia del 0.05, donde la profundidad a es la del modelo de referencia. Utilizando como distribución de probabilidad t-student.
- g. Se obtuvo un intervalo de profundidades para el cual no se excede el nivel de significancia.
- h. Finalmente se compararon las formas de onda en estos intervalos, para así escoger la que mejor reproduce las fases se profundidad.

Finalmente se hizo una comparación de los resultados obtenidos por los diferentes modelos utilizados.

- a. Se calculó la varianza y la media para los sismogramas resultado de la inversión para cada modelo.
- b. Se hizo una prueba de hipótesis donde $H_0 : \sigma_1 = \sigma_2$ y $H_1: \sigma_1 \neq \sigma_2$ utilizando una distribución F de Fisher, con un nivel de significancia del 0.05.

5. Resultados

5.1 Mecanismo Focal para el sismo del 29 de octubre de 2009

A continuación se muestran los resultados para el sismo del 29/10/09 al noroeste de Alvarado, Veracruz, utilizando el modelo de Castillo y Moore (1974)(Tabla 5.1).

Tabla 5.1. Parámetros resultado de la inversión de onda.

Fecha	Hora (GMT)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Prof. (km)	Momento (dina/cm)
29/10/09	10:52:57	246.5	44	39	21.8	6.13e+18

Con el cálculo de la varianza (Tabla 5.2) se obtuvo la grafica de varianza contra profundidad, donde se nota que el mínimo obtenido fue en la profundidad de 21.8 km.

Se realizó la prueba de hipótesis con un nivel de significancia del 0.05. La profundidad focal que se obtiene oscila en un intervalo de 19.9 a 22.9 km en el cual H_0 es verdadera.

Tabla 5.2. Los valores de varianza a diferentes profundidades.

Profundidad (km)	Error Estándar	Varianza	Varianza normalizada
11	0.18	0.0324	1.266
15	0.2	0.04	1.563
20	0.17	0.0289	1.129
21.8	0.16	0.0256	1
25	0.22	0.0484	1.891
30	0.23	0.0529	2.066
35	0.27	0.0729	2.848

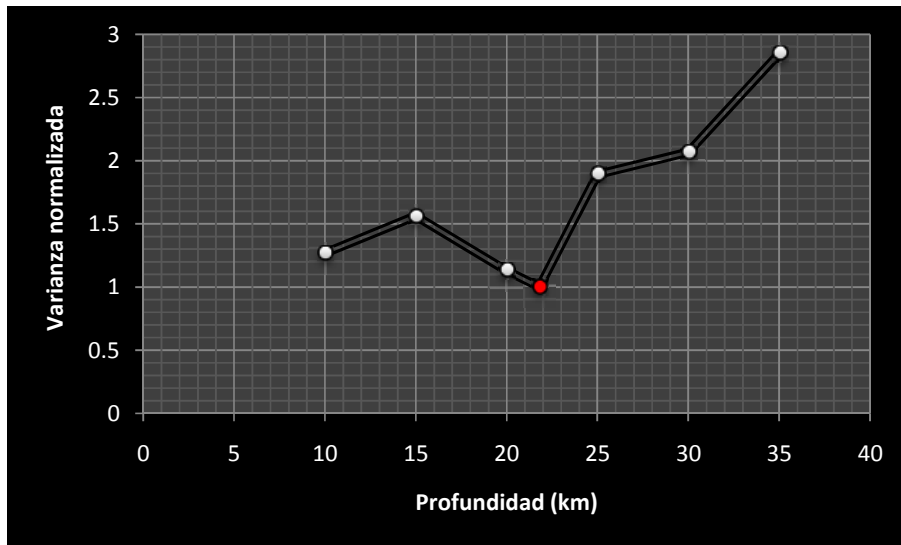


Fig. 5.1. Grafica de varianza normalizada contra la profundidad, donde el punto rojo el mínimo en la profundidad 21.8 km.

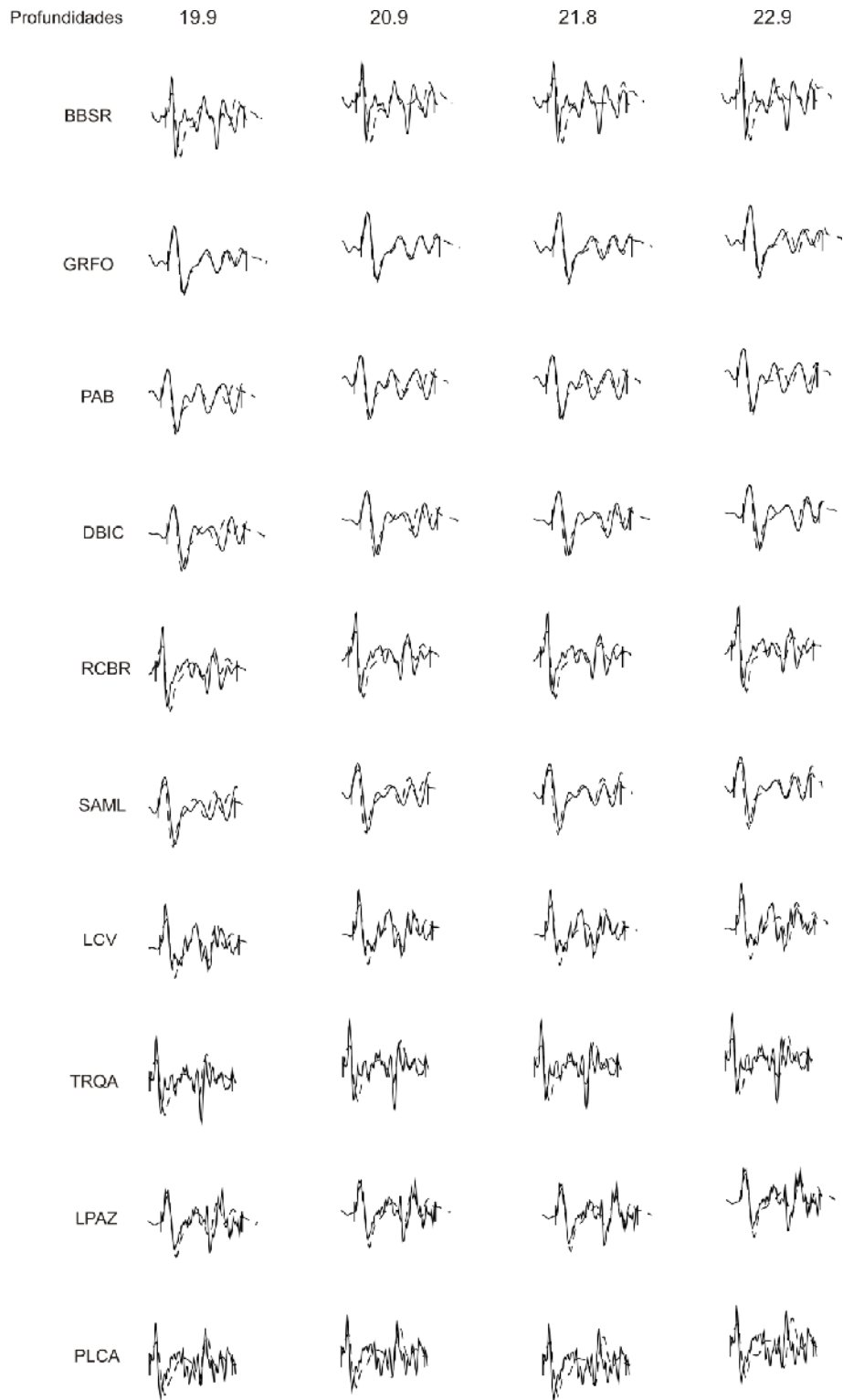
Con este intervalo se realizaron varias pruebas de inversión únicamente cambiando la profundidad y fijando los otros parámetros. Así se hizo la comparación, para escoger los sismogramas generados que reprodujeran mejor la forma del sismograma (Fig. 5.2).

Finalmente, se seleccionó la profundidad de 21.8 km, debido a que tiene el mejor ajuste general de los sismogramas.

Finalmente, en la figura 5.3, se muestra el mecanismo focal resultado de la inversión. En la misma figura también aparecen los sismogramas sintéticos sobre los sismogramas observados de las diferentes estaciones, con amplitudes normalizadas. Los ejes de tensión y compresión así como la función de tiempo. Este mismo formato se utilizará en todas las figuras de mecanismos focales.

La profundidad resultado de este trabajo, es un poco mayor a la reportada por el CMT (17 km) y por el SSN (13 km). Sin embargo, Suárez (2000) obtuvo profundidades focales de 21 y 26 km para dos sismos en la misma zona. Esas profundidades focales para estos sismos corticales coinciden con los resultados aquí mostrados.

Fig. 5.2. Comparación de los sismogramas a diferentes profundidades dentro del rango del intervalo de confianza, la línea continua son los sismogramas observados y la línea punteada los sismogramas sintéticos.



246/44/39/22/6.134E0

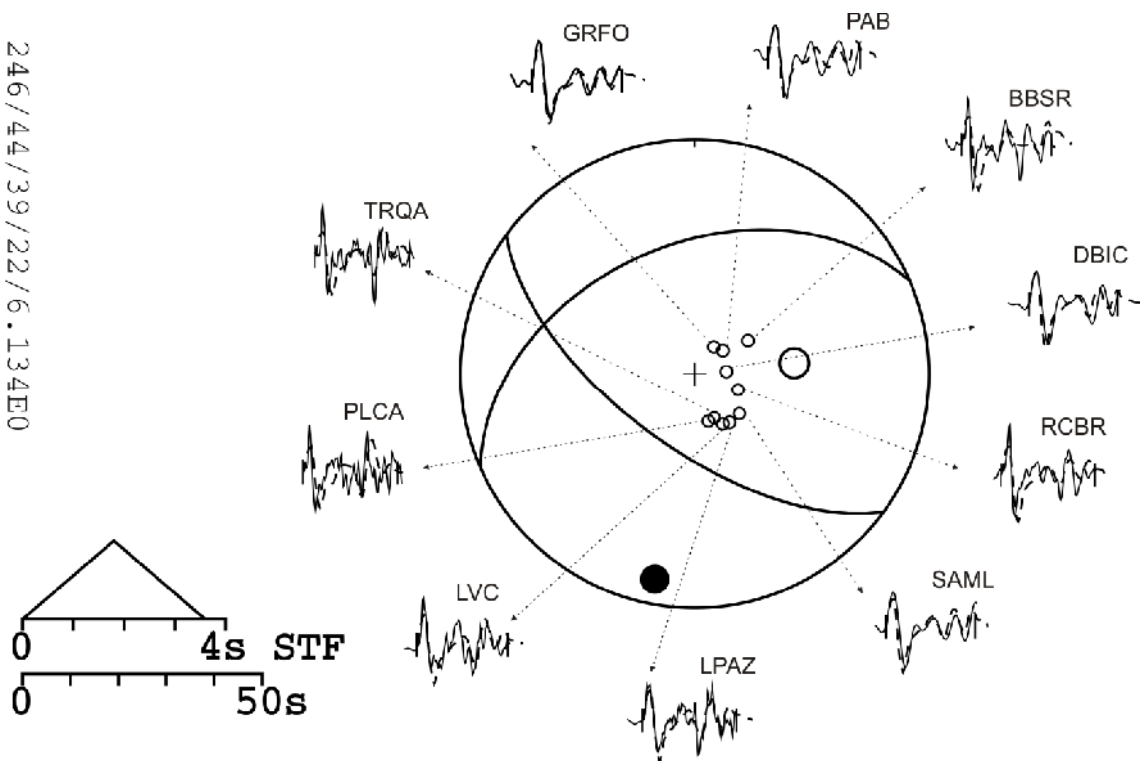


Fig. 5.3. Mecanismo focal obtenido por la inversión, se muestran los sismogramas observados línea continua y los sintéticos línea punteada. Punto negro eje de compresión y punto blanco eje de tensión.

Para la inversión utilizando el modelo general de la Tierra, se obtuvieron los siguientes resultados (Tabla 5.3) para este sismo:

Tabla 5.3. Parámetros resultado de la inversión de onda.

Fecha	Hora (GMT)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Prof. (km)	Momento (dina/cm)
29/10/09	10:52:57	147.5	71	146.23	26.7	5.29e+26

Se localizó un mínimo de variancia a la profundidad de 26.7 km (Tabla 5.4) (Fig. 5.4), el cual fue utilizado como modelo de referencia para el análisis estadístico.

La prueba de hipótesis con nivel de significancia del 0.5, da como resultado un rango de profundidades de 25.5 a 28.1 km en el cual H_0 es verdadera.

Se hizo la comparación de los sismogramas a diferentes profundidades y se escogió el modelo con una profundidad de 26.7 km (Fig. 5.5).

Tabla 5.4. Se muestra los valores de varianza a diferentes profundidades.

Profundidad (km)	Error Estándar	Varianza	Varianza normalizada
5	0.23	0.0529	3.674
10	0.19	0.0361	2.507
15	0.17	0.0289	2.007
20	0.18	0.0324	2.25
25	0.14	0.0196	1.361
26.7	0.12	0.0144	1
30	0.16	0.0256	1.778
35	0.16	0.0256	1.778

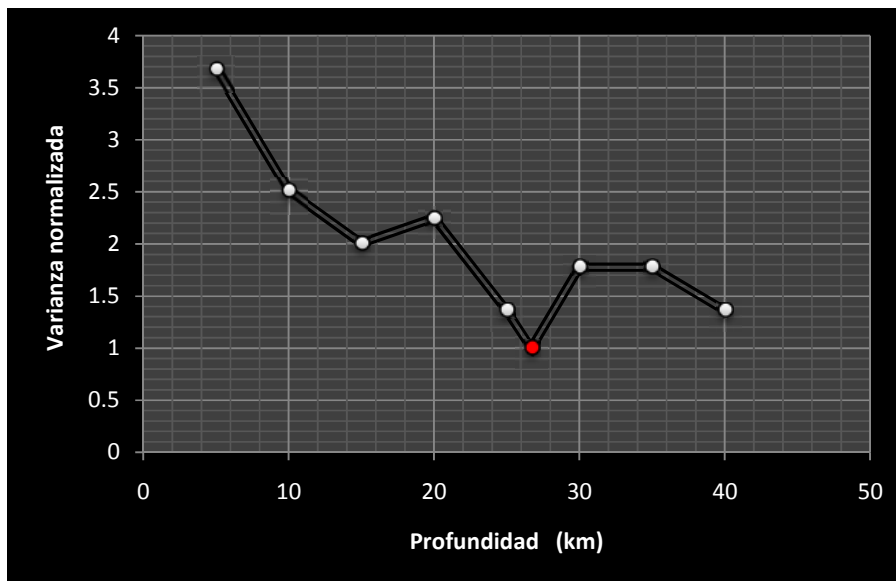
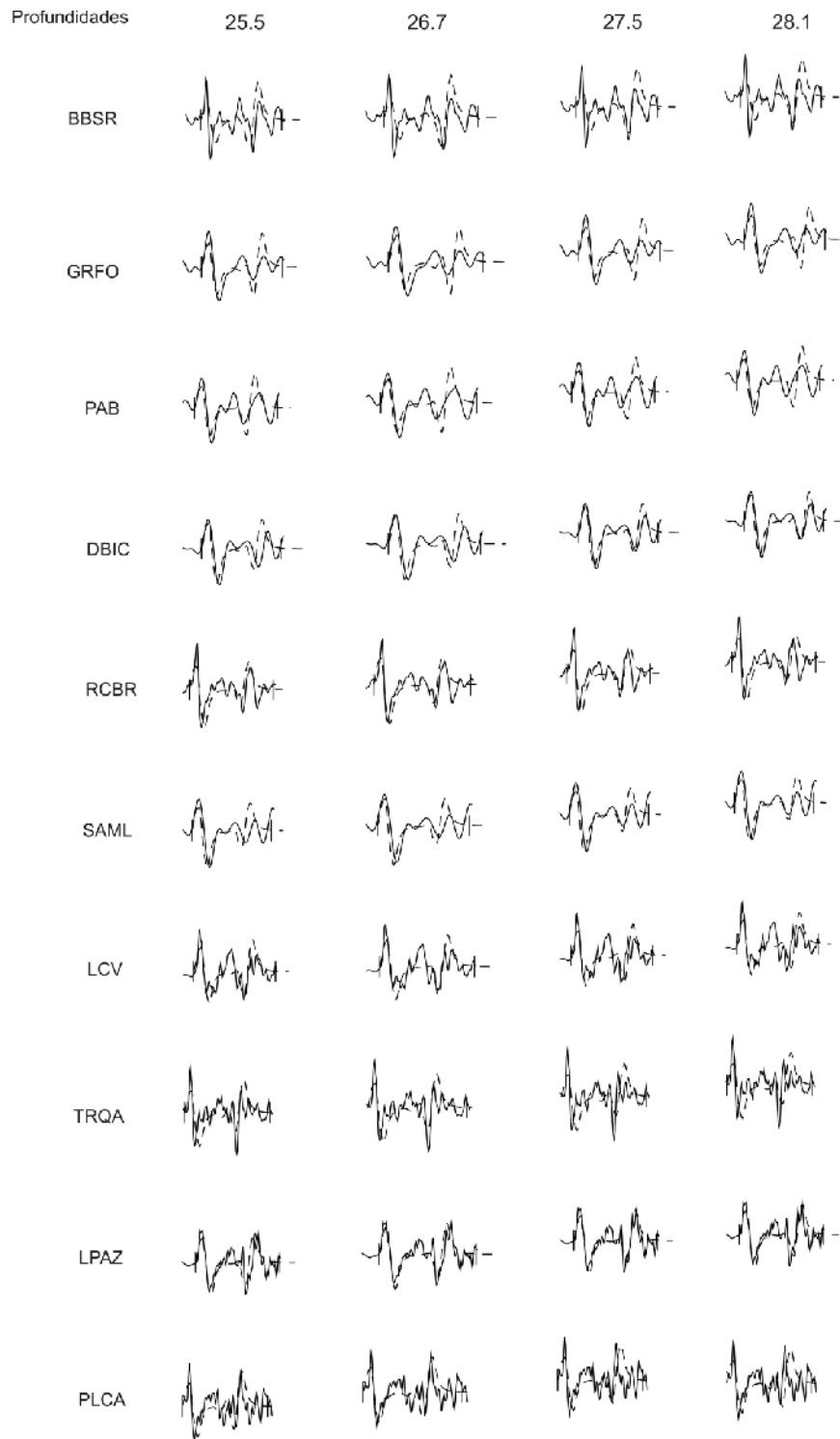


Fig. 5.4. Grafica de varianza normalizada contra la profundidad, donde se punto rojo marca el mínimo en la profundidad 26.7 km.

En la figura 5.6 se observa el mecanismo resultado de la inversión.

Fig. 5.5. Comparación de los sismogramas a diferentes profundidades dentro del rango del intervalo de confianza, la línea continua son los sismogramas observados y la línea punteada los sismogramas sintéticos.



148/71/146/27/5.287E23

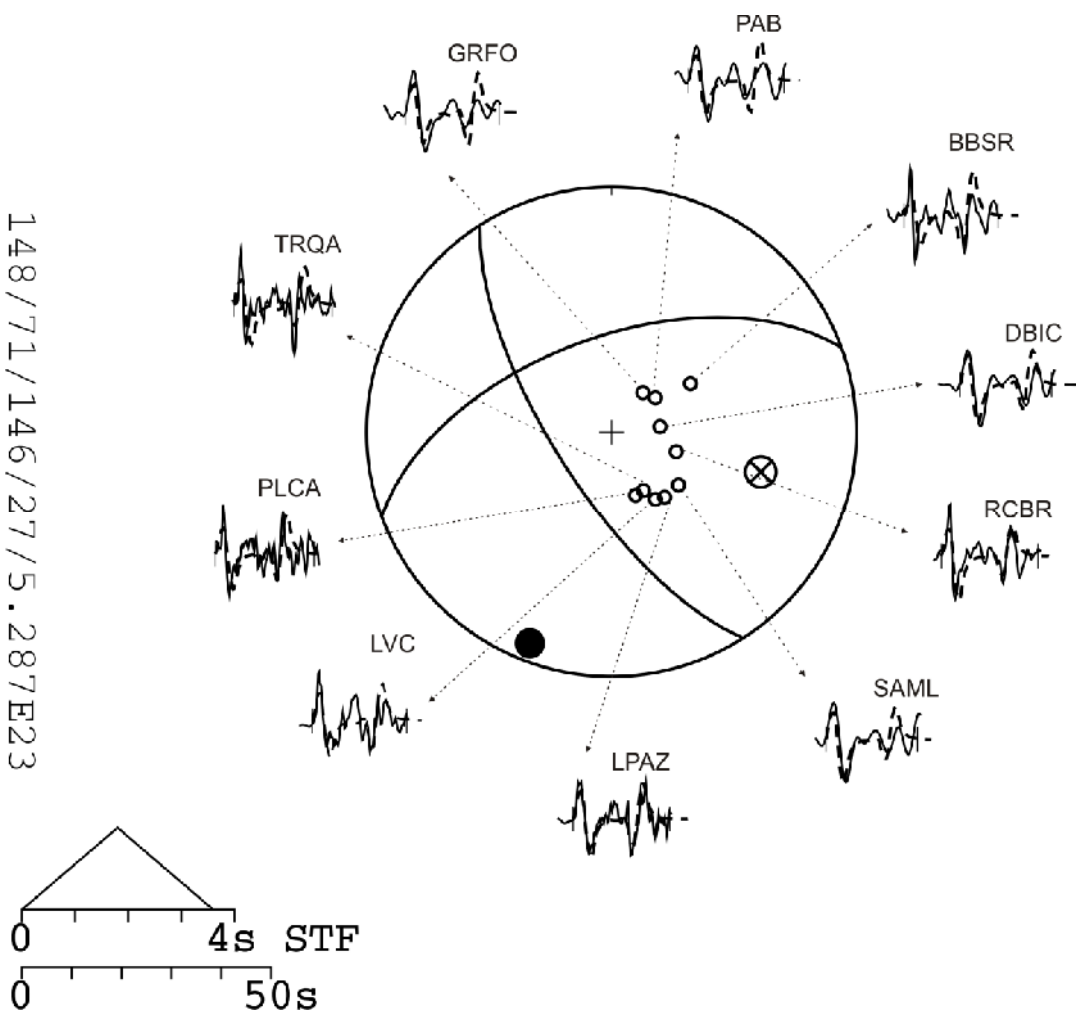


Fig. 5.6. Mecanismo focal obtenido por la inversión, se muestran los sismogramas observados línea continua y los sintéticos línea punteada. Punto negro eje de compresión y punto blanco eje de tensión.

En cuanto a la profundidad, en este caso donde se maneja un modelo de capas distinto, hay un incremento en la profundidad con respecto al modelo anterior de 5 km. Sin embargo, vale la pena enfatizar que ambos modelos de velocidad utilizados confirman que la profundidad focal de este sismo es de entre los 22 y los 26 km. Como se discute más abajo, los sismos corticales normalmente no ocurren a esas profundidades.

5.2 Mecanismo Focal para el sismo del 23 de mayo de 2007

Los resultados para el sismo del 23/05/10 al noroeste de Tuxpan de Rodríguez Cano, Veracruz son mostrados en la Tabla 5.5, utilizando el modelo de Castillo y Moore (1974).

Tabla 5.5. Parámetros resultado de la inversión de onda.

Fecha	Hora (GMT)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Prof. (km)	Momento (dina/cm)
23/05/07	19:09:15	102.2	89	8.8	6.7	3.032e+21

Con el cálculo de la varianza (Tabla 5.6) se obtuvo la grafica de varianza contra profundidad, donde se nota que el mínimo obtenido fue en la profundidad de 6.7 km. A diferencia del sismo de Alvarado del 2009, que se discutió arriba, la reducción en la variancia no es tan marcada. Sin embargo, es claro que la profundidad focal oscila entre los 5 y los 15 km (Fig. 5.7).

Tabla 5.6. Se muestra los valores de varianza a diferentes profundidades.

Profundidad (km)	Error Estándar	Varianza	Varianza normalizada
3	0.15	0.0225	2.778
5	0.11	0.0121	1.494
6.7	0.09	0.0081	1
10	0.11	0.0121	1.494
15	0.12	0.0144	1.778
20	0.22	0.0484	5.975

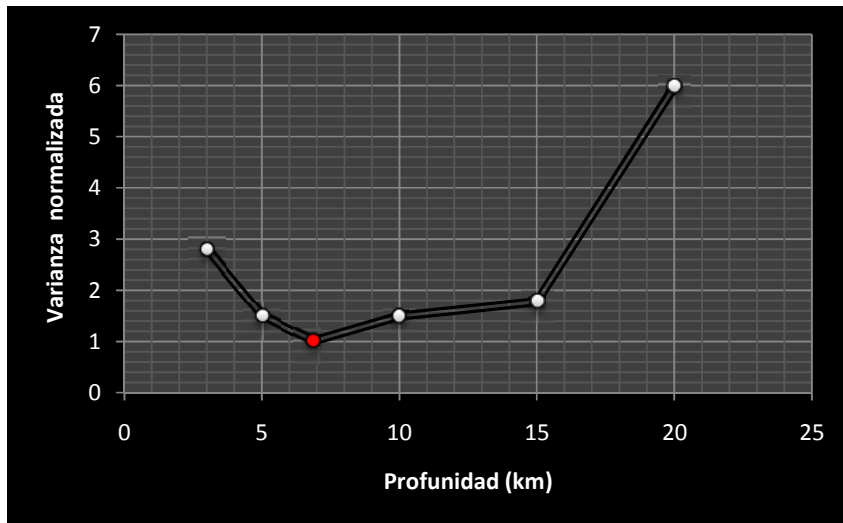


Fig. 5.7. Grafica de varianza normalizada contra la profundidad. Mínimo marcado con un punto rojo en la profundidad 6.7 km.

Al hacer la prueba de hipótesis el rango de profundidades para el cual H_0 es verdadera es muy grande. La causa es visible en la grafica de la Fig. 5.7 que muestra que el mínimo es muy local, y que no hay una gran diferencia con los demás datos. Otro punto a mencionar es que al realiza la inversión cambiando la profundidad y fijando los demás parámetros el ajuste a los primeros pulsos es muy parecido, por esta razón no existe una diferencia notable entre la varianza de los sismogramas (Fig. 5.8).

Lo que sí es claro es que la profundidad focal de este evento no es del orden de los 20 km, como en el caso de los sismos en la del sismo de Alvarado o de los eventos de Coatzacoalcos. Esta diferencia en la profundidad sugiere que los eventos tienen un origen tectónico probablemente distinto.

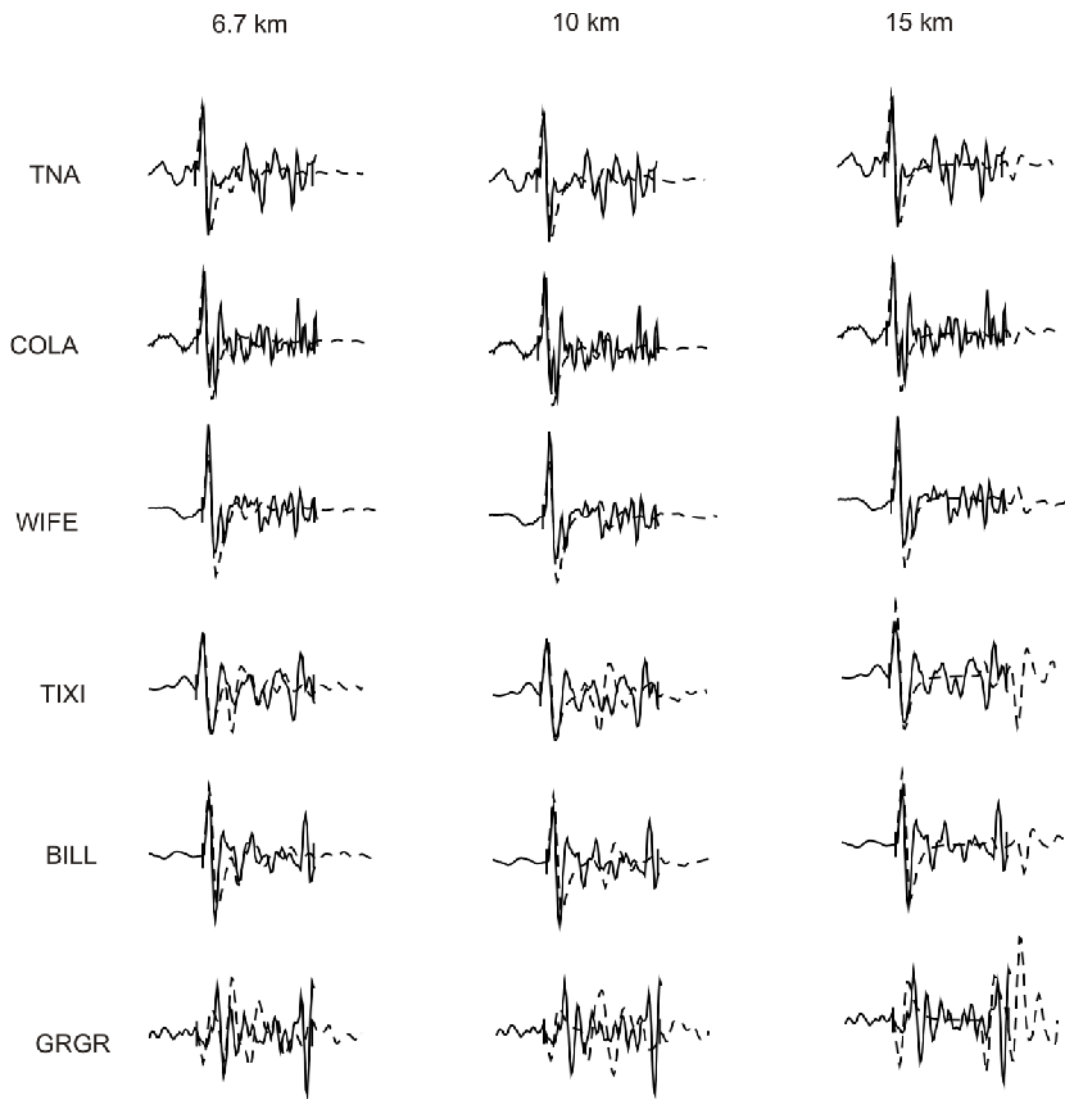


Fig. 5.8. Comparación de los sismogramas a diferentes, la línea continua son los sismogramas observados y la línea punteada los sismogramas sintéticos. El arribo de la onda P es bien reproducido en todas las profundidades propuestas.

Finalmente se decidió tomar la profundidad resultante de la inversión, ya que es el mejor ajuste entre los sismogramas sintéticos y los observados (5.9).

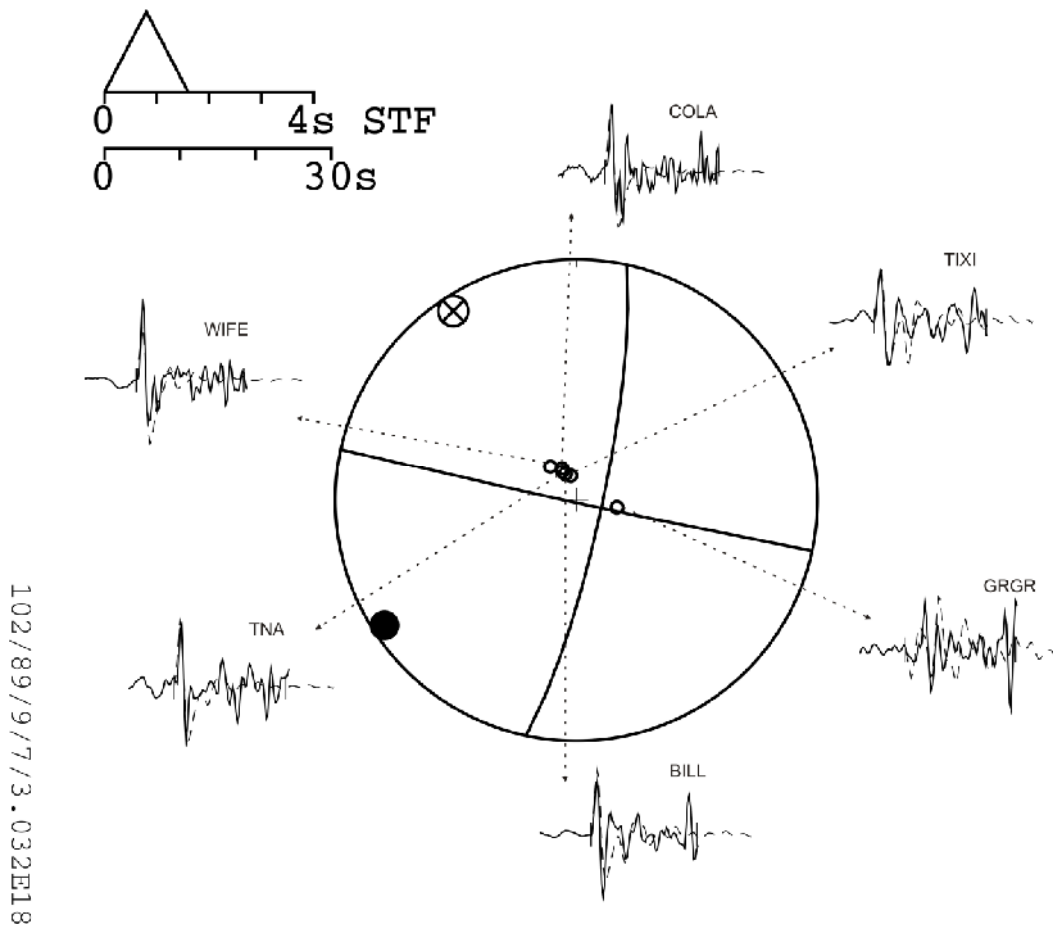


Fig. 5.9. Mecanismo focal obtenido por la inversión, se muestran los sismogramas observados línea continua y los sintéticos línea punteada. Punto negro eje de compresión y punto blanco eje de tensión.

Para la inversión utilizando el modelo general de la Tierra, se obtuvieron los siguientes resultados para este sismo:

Tabla 5.7. Parámetros resultado de la inversión de onda.

Fecha	Hora (GMT)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Prof. (km)	Momento (dina/cm)
23/05/07	19:09:15	96.9	80	2.9	6.66	9.71E+23

Con el cálculo de la varianza (Tabla 5.5) se obtuvo la grafica de varianza contra profundidad, donde se nota que el mínimo obtenido fue en la profundidad de 6.66 km.

Tabla 5.8. Se muestra los valores de varianza a diferentes profundidades.

Profundidad (km)	Error Estándar	Varianza	Varianza normalizada
4	0.22	0.0484	1.891
5	0.18	0.0324	1.266
6.66	0.16	0.0256	1
10	0.19	0.0361	1.410
15	0.2	0.04	1.563
20	0.2	0.04	1.563
25	0.18	0.0324	1.266
30	0.19	0.0361	1.410
35	0.19	0.0361	1.410

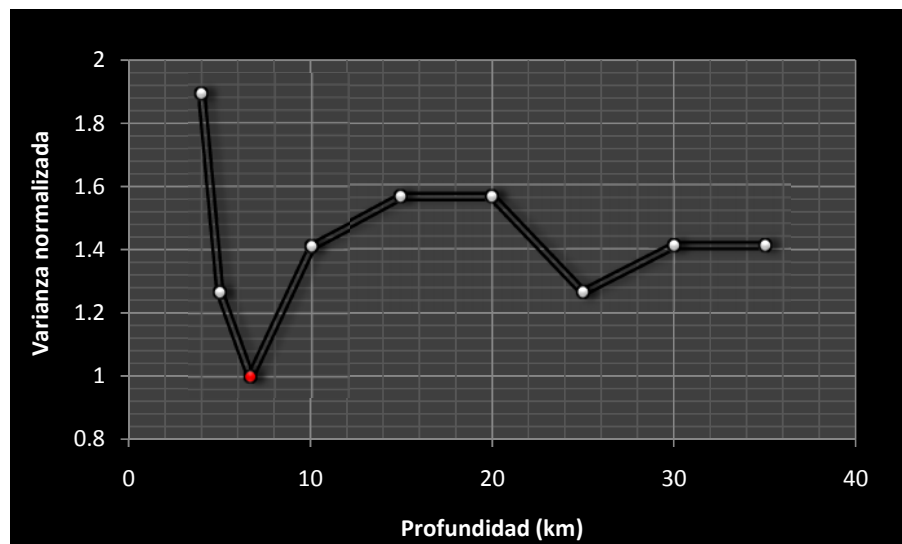


Fig. 5.10. Grafica de varianza normaliza contra la profundidad, donde se nota el mínimo en la profundidad 6.66 km.

Utilizando este modelo, se encontró el mismo problema al hacer la prueba de hipótesis, a pesar de que la grafica de la varianza normalizada contra la profundidad nos muestra un mínimo más claro que en el caso anterior. Cuando se hicieron las pruebas para diferentes profundidades se observó el mismo comportamiento entre los sismogramas observados y los sintéticos en los primeros arribos, por tanto una vez

más la diferencia de varianza de los sismogramas sintéticos es muy pequeña a diferentes profundidades.

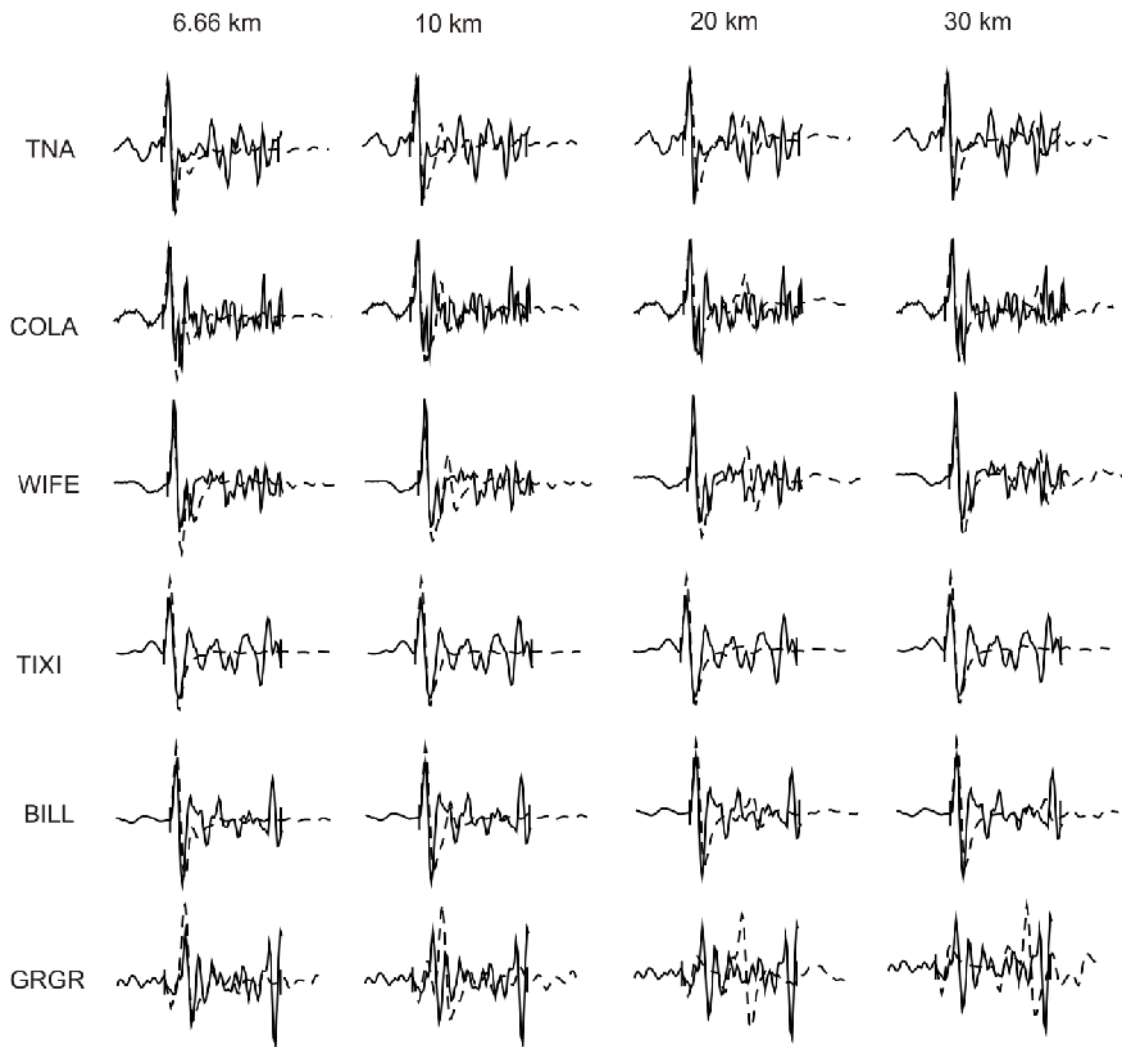


Fig. 5.11. Comparación de los sismogramas a diferentes, la línea continua son los sismogramas observados y la línea punteada los sismogramas sintéticos. El arribo de la onda P es bien reproducido en todas las profundidades propuestas.

Debido a esto, se concluyo que la mejor profundidad para este modelo, es la resultante de la inversión, por el ajuste de los sismogramas y la reducción de varianza Fig. (5.12).

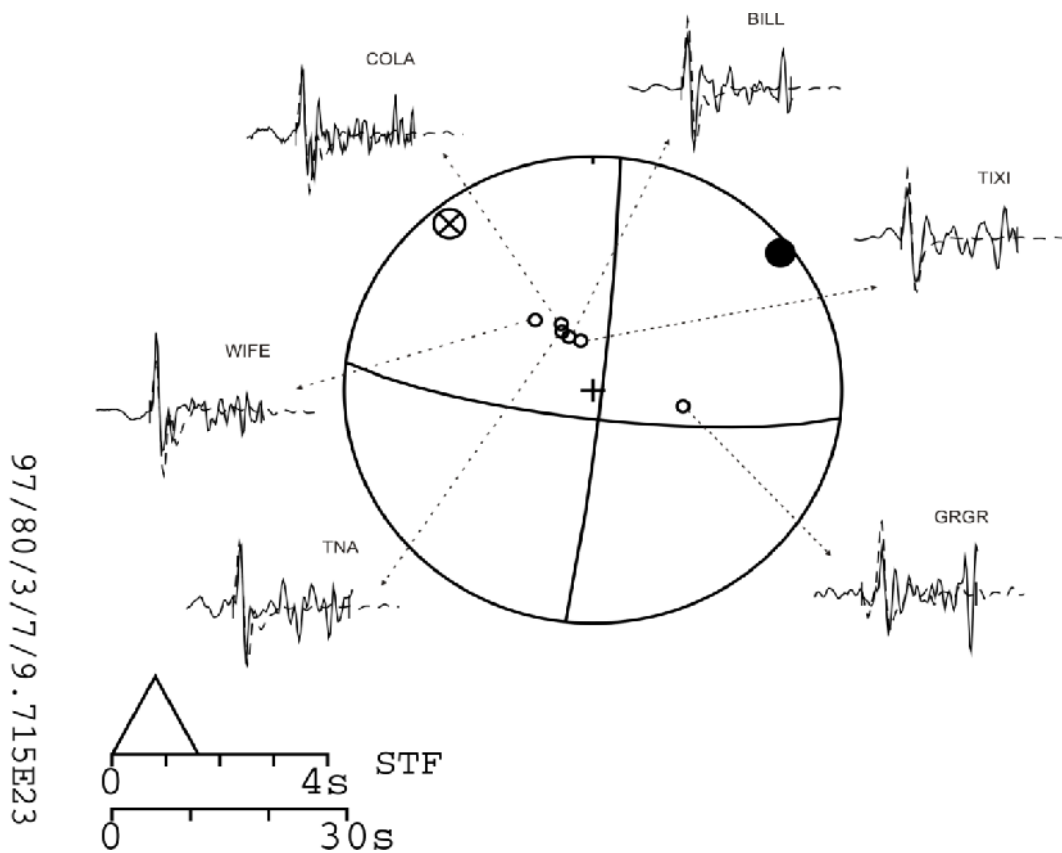


Fig. 5.12. Mecanismo focal obtenido por la inversión, se muestran los sismogramas observados en línea continua y los sintéticos en línea punteada. Punto negro eje de compresión y punto blanco eje de tensión.

La profundidad definida en para los dos modelos es casi igual, sin embargo al revisar la profundidad publicada por CMT (24 km) y SSN(16 km), se nota como se marca una diferencia, de más de 10 km, para ambos casos.

5.3 Análisis de los diferentes modelos utilizados

Para el caso del sismo de 29/10/09, se obtuvo estos valores de varianza.

Tabla 5.9. Valores de varianza para las inversión del sismo de Alvarado, con los diferentes modelo de capas.

	Castillo y Moore (1974)	Modelo General
S^2	1.31044E-05	6.25E-06

El intervalo de F con un nivel de significancia de 5% para el cual la hipótesis nula es verdadera es 0.248, 4.026.

Para calcular F la formula es $F = \frac{S_1^2}{S_2^2}$, usando como numerador el valor de varianza muestral más grande.

El valor de F para los valores obtenidos de varianza se tiene:

$F = 2.097$, por lo tanto como está dentro del rango H_0 no se rechaza.

Entonces lo diferencia de varianza entre los dos modelos no es significativa, con una intervalo de confianza de 95%.

Para el caso del sismo de 23/05/07, se obtuvieron estos valores de varianza

Tabla 5.10. Valores de varianza para las inversión del sismo de Tuxpam, con diferentes modelos de capas.

	Castillo y Moore (1974)	Modelo General
S^2	2.36E-05	4.97E-06

El intervalo de F con un nivel de significancia de 5% para el cual la hipótesis nula es verdadera es 0.140, 7.146.

Para calcular F la formula es $F = \frac{S_1^2}{S_2^2}$, usando como numerador el valor de varianza muestral mas grande.

El valor de F para los valores obtenidos de varianza se tiene:

$F = 4.75$, por lo tanto como está dentro del rango H_0 no se rechaza.

Entonces la diferencia de varianzas entre los dos modelos no es significativa, con un intervalo de confianza de 95%.

6. Discusión

El mecanismo focal seleccionado, en el caso del sismo de Alvarado, es el obtenido de la inversión con la estructura de velocidad de Castillo y Moore. Este modelo se escogió debido a que se tiene un menor R/D%. Debido a esto, los sismogramas sintéticos tienen un mejor ajuste con datos los observados.

Al compararlos mecanismos focales reportados por Suárez (2000) (Tabla 6.1) con el obtenido en este trabajo, se observa que los tres muestran un fallamiento inverso y que sus profundidades focales se encuentran entre los 21 y los 26 km, probablemente en la corteza inferior. Sin embargo, los eventos de Veracruz y el de Alvarado, muestran un mayor parecido entre ellos en cuanto al mecanismo focal se refiere.

Tabla 6.1. Parámetros de los sismos de Alvarado y los sismos reportados por Suárez (2000).

Fecha	Hora	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Prof. (km)	Momento (dina/cm)
29/10/09	10:52:57	246.5	44	39	21.8	6.13e+18
11/03/67	14:44:56	250	39	20	26	3.4e+24
26/08/59	8:25:31	309	32	102	21	5 e+25

Estos dos eventos reflejan un plano de fallamiento inclinado a un ángulo mayor. Además, ambos muestran un componente de fallamiento lateral derecho (Figura 6.1). En contraste, el sismo de Jálipan es un mecanismo casi puramente inverso. Lo más evidente entre la relación de estos dos eventos de Alvarado y Veracruz es la cercanía geográfica de sus epicentros. En todos los casos, sin embargo, los ejes de compresión máxima (ejes P) están orientados en una dirección noroeste-sureste y son casi horizontales.

Suárez (2000) señala un paralelismo entre los ejes de compresión de los sismos en la costa del Golfo de México y el movimiento relativo de la placa de Cocos con respecto a la placa de Norteamérica (Fig. 6.2). Como anotamos arriba, el sismo de Alvarado muestra el eje de presión con una tendencia similar.

Al notar esta correlación, resulta lógico proponer que el sismo de Alvarado tiene el mismo origen tectónico que los sismos reportados por Suárez (2000). Esta actividad sísmica a lo largo de la costa suroccidental del Golfo de México sugiere una

deformación tipo *backarc* en la zona, debido a los esfuerzos horizontales transmitidos por la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa norteamericana (Figura 6.2). Esta deformación cortical, debida probablemente a la subducción de la placa de Cocos, podría ser además influenciada por la subducción de la Dorsal de Tehuantepec. Siendo un rasgo topográfico importante, es posible que los esfuerzos transmitidos a la placa de Norteamérica en el proceso de subducción se incrementen en esta zona.

Cabe agregar que de Cserna (1984) menciona que existe evidencia geológica de deformación compresiva en la costa suroccidental del Golfo de México, que parece ser el resultado de un margen activo de subducción. Sin embargo, no existe evidencia de que haya una zona activa de subducción en la región. Los sismos registrados y para los cuales hay un mecanismo focal, discutidos en este estudio, muestran fallamiento sobre un plano a alto ángulo y no con una inclinación de bajo ángulo como la mostrada por los sismos en zonas de subducción. Por otro lado, no hay ninguna evidencia de la presencia de una zona de subducción activa buzando hacia el suroeste, que indique la presencia de una placa en subducción en esa dirección. La evidencia de dicha deformación nos lleva inferir una cabalgadura en la parte norte del Istmo de Tehuantepec, producto no solo del estado de esfuerzo debido a subducción de la placa de Cocos, sino de la transición de corteza continental a corteza oceánica.

La profundidad media de los sismos intracontinentales es generalmente menor a 15 km (Chen y Molnar, 1983; Maggi et. al., 2000). Con base en los resultados arrojados por este estudio, se observa que la profundidad focal de esta actividad sísmica en el Golfo es mayor a la reportada generalmente para los sismos intracontinentales. Sin embargo, en algunos casos de sismicidad intracontinental revisados por Chen y Molnar (1983) y Chen (1988), además de sismos someros, se encontró una escasa sismicidad en la corteza inferior y en el manto superior. Estos autores atribuyen este hecho al cambio de características tales como tipo y edad de la corteza, además de la temperatura en la región de la fuente, proponiendo así un modelo reológico en el cual la parte superior de corteza y la corteza inferior y la parte superior del manto corresponden a zonas de una alta rigidez relativa y están separadas por una zona de baja rigidez, la corteza media, donde las deformaciones no tienen un comportamiento elástico (zona asísmica).

La profundidad media de la discontinuidad del Moho, en la zona donde ocurrieron los sismos de Alvarado, Jalipán y Veracruz, se ha reportado entre 20 y 26 km, (Melgar,

2009). Por lo cual estos sismos al igual que los reportados por Chen y Molnar (1983), Chen (1988) y Maggi et al. (2000) parecen ocurrir cerca de la discontinuidad del Moho o en la parte superior del manto. La información existente no nos permite identificar donde ocurren exactamente, si en el manto superior o en la corteza inferior.

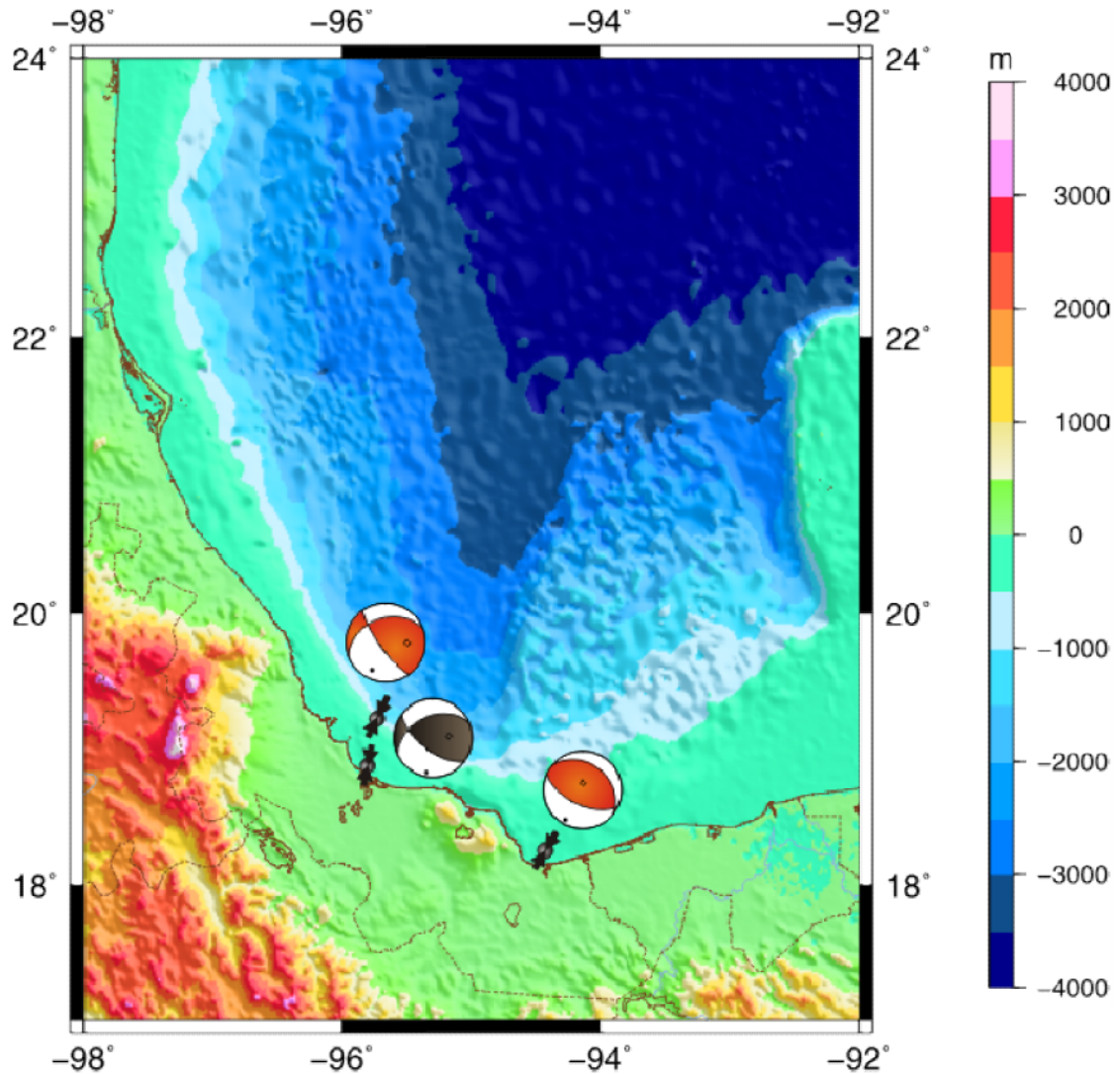


Fig. 6.1. Mapa batimétrico donde los mecanismos focales rojos son los calculados por Suárez (2000), el negro es el calculado en este trabajo, los puntos negros son los epicentros y las flechas los ejes de compresión.

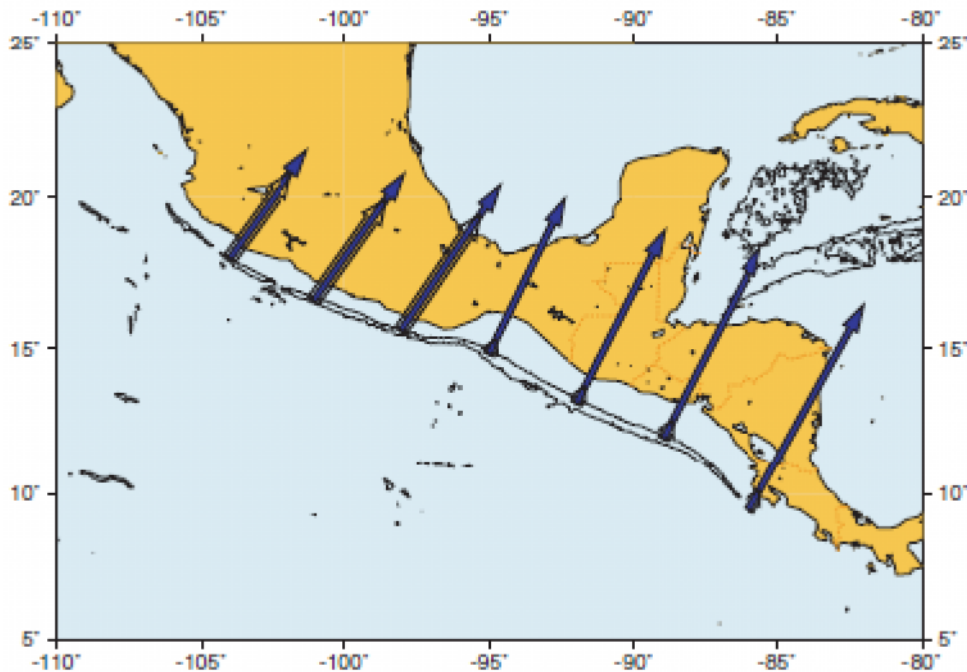


Fig. 6.2. Mapa donde las flechas muestran la velocidad relativa de la placa de Cocos.
(Tomada de Guzmán y Gómez, 2006).

En el caso del sismo de Tuxpan de Cano se obtuvieron lamentablemente pocos registros sísmicos adecuados para la inversión. Debido a la magnitud relativamente baja del sismo, hay mucho ruido en la mayoría de las estaciones encontradas a distancias telesísmicas del epicentro. Como resultado de esto no fue posible tener una buena cobertura azimutal en la inversión.

En la figura 6.3 (Tabla I.4.), se observan sismogramas de varias estaciones europeas, las cuales tienen relaciones señal a ruidos mayor a 1.5. En estos casos no es posible distinguir claramente los primeros arribos utilizados para la inversión, P, pP y sP.

Observando el ajuste entre los sismogramas observados y los sintéticos y $\%R/D$, se decidió que la mejor solución fue la obtenida utilizando en la inversión el modelo general de la Tierra.

Los parámetros resultantes son evidentemente muy diferentes al caso del sismo de Alvarado. El mecanismo focal muestra fallamiento lateral izquierdo, con un buzamiento de plano de falla casi perpendicular, además de una profundidad muy somera de aproximadamente 7 km.

El epicentro del sismo se localiza en la zona de la Cordillera Ordoñez. La cordillera Ordoñez tiene un origen relacionado con dos procesos geológicos el primero es la orogenia Laramide y el segundo un desplazamiento sobre una superficie de décollement por gravedad (De Cserna 1984, y Rowan et. al.2000). En la cordillera se han reportado también varias estructuras geológicas como son fallas imbricas, fallas laterales y pliegues simétricos.

Tabla 6.2. Parámetros de los sismo de Tuxpan de Cano.

Fecha	Hora (GMT)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Prof. (km)	Momento (dina/cm)
23/05/07	19:09:15	96.9	80	2.9	6.66	3.032e+18

Es posible que dicho sismo fuera producto de cambio del estado de esfuerzos en la zona, posiblemente por la subducción de la placa de Cocos, lo cual pudo activar alguno de las estructuras geológicas antes mencionadas.

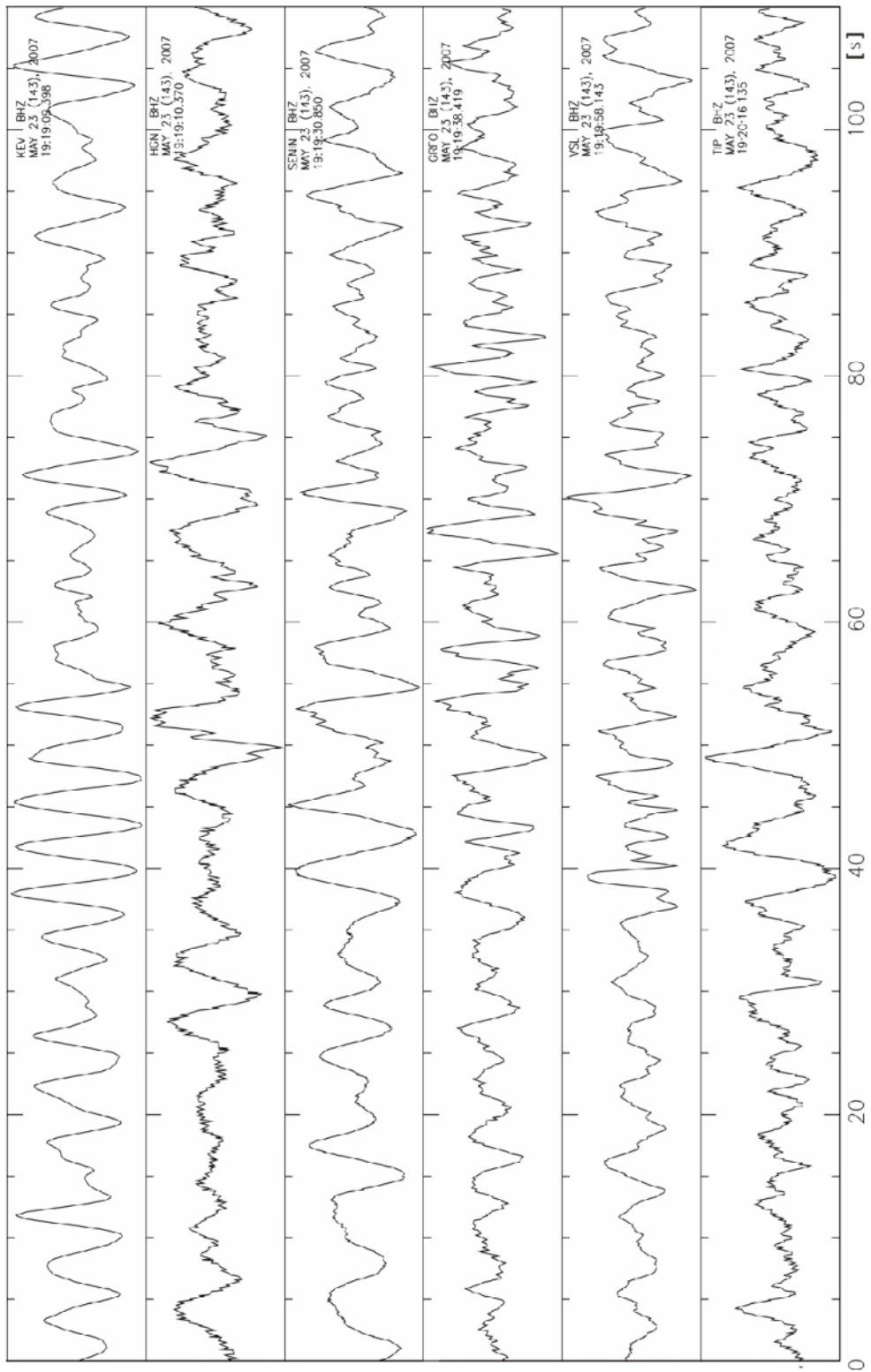
Finalmente cabe destacar que al graficar (Fig. 6.4) los eventos con sus respectivos mecanismos focales, junto con los publicado por Suarez (2000), en un mapa localizando rasgos geológicos importantes de la zona, se observa como los sismos de 1967 y 2009 se localizan dentro de la cuenca de Veracruz, mientras que el de 1959 está en la cuenca salina del Istmo. Como se mencionó en el primer capítulo del presente trabajo se nota una relación de sismicidad con campos petroleros. En el caso de los sismos de Veracruz y Jáltipan se descarto esta posibilidad dada la profundidad de los eventos sísmicos. Otro rasgo es la zona de domos salinos, dentro de ella sólo se localizo el sismo de 1959; sin embargo en la literatura se menciona deformación producto de fallamiento normal, grabens, en las crestas de los domos. El mecanismo focal es inverso por lo cual también se descartó.

Por otro lado, hay dos grupos de sismos importantes en la zona de la cuenca de Veracruz y la cuenca salina del Istmo. La mayoría son sismos de magnitud entre 3 y 4. Debido a su magnitud, no se pudo hacer un análisis como el del los sismos de Alvarado y Tuxpan; a la falta de instrumentación sísmica en la zona es difícil hacer un estudio más detallado de esta sismicidad. Por esta razón se recomienda mejorar la cobertura de estaciones sismológicas en el área por parte del Servicio Sismológico Nacional o la instalación de una red sísmica local, para poder analizar de manera detallada el estado de esfuerzos en la zona y poder descartar u observar sí realmente hay una relación de la sismicidad con causas expuestas en el primer capítulo del

presente trabajo. Puesto que en la literatura se reportan esta relación principalmente por un estudio más focalizado.

En cuanto al análisis estadístico para comparar los dos modelos de capas, se concluye que estadísticamente no se encontró una diferencia significativa en el resultado de los parámetros obtenidos, aunque se observó como al cambiar el modelo se mejora o empeora el ajuste entre sismogramas.

Fig. 6.3. Registros de las compontes BHZ de diferentes estaciones europeas para el sismo de 23/05/2007.



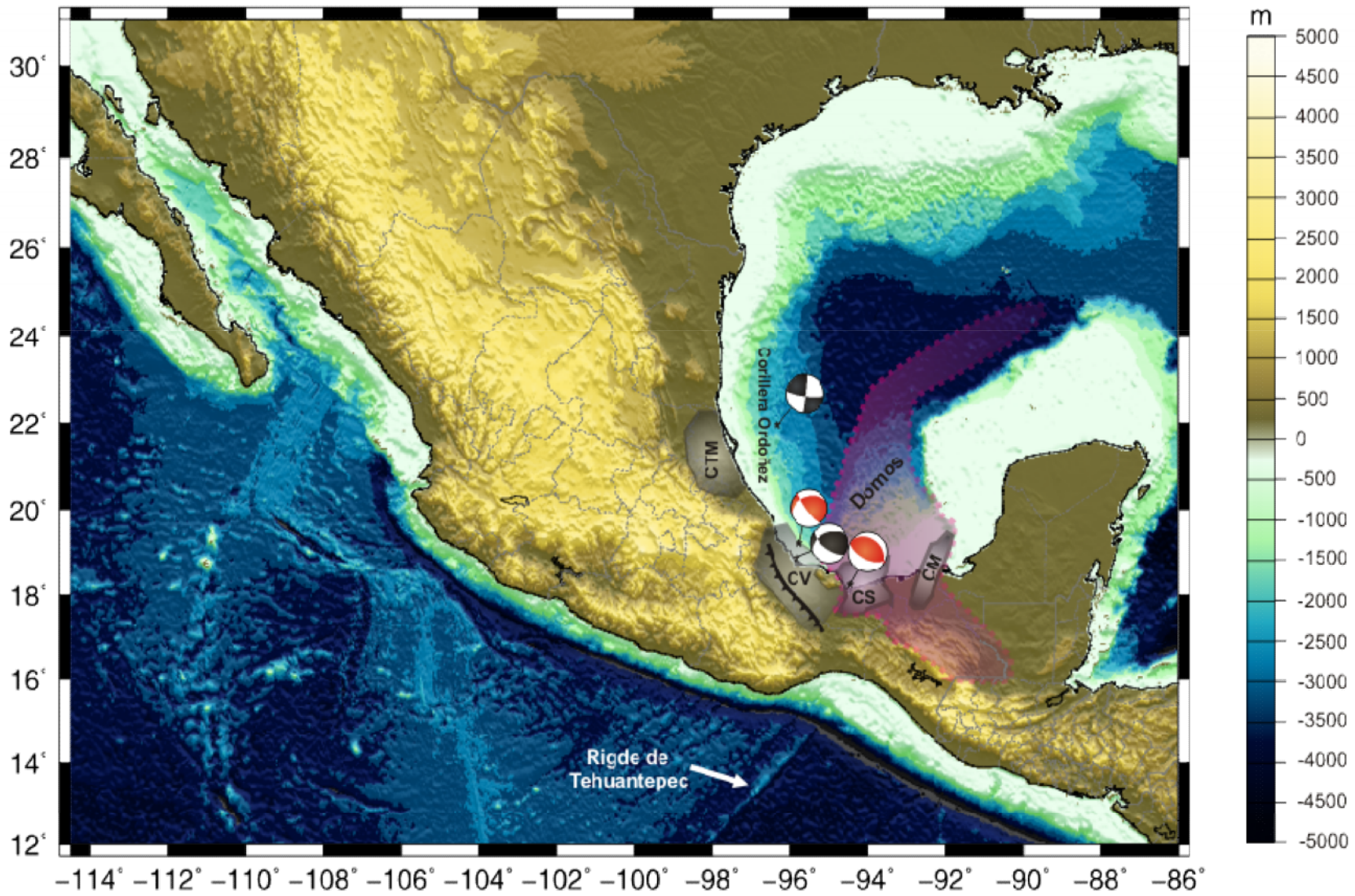


Fig. 6-4: Mapa batimétrico donde los mecanismos focales rojos son los calculados por Suarez (2000), el negro es el calculado en este trabajo, los puntos negros son los epicentros. CTM (Cuenca de Tampico-Misantla), CV (Cuenca de Veracruz), CS(Cuenca Salina) y CM(Cuenca Macuspana).

7. Conclusiones

En resumen, nuestros resultados muestran que hay una sismicidad poco frecuente pero importante en la zona suroccidental del Golfo. Los sismos estudiados hasta la fecha, incluyendo los presentados en este estudio, muestran que existe una sismicidad intraplaca en la zona, probablemente con dos orígenes diferentes. En el área norte, frente a las costas de Tuxpan, la sismicidad es más escasa y menos profunda. En contraste, en la parte sur de las costas del Golfo se observan sismos intraplaca con profundidades que no son frecuentemente observadas en sismos corticales. Además, debido a las características de esta sismicidad, los datos sugieren deformación tectónica tipo *backarc*, inducida por la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa Norteamérica. Esta deformación de la placa superior parece incrementarse por la subducción de la dorsal de Tehuantepec.

La franja de sismicidad en la zona suroccidental de Golfo, es de una magnitud relativamente baja. Sin embargo, con la revisión histórica de los sismos, se observa que en casi 50 años hay 4 sismos de magnitud mayor a 5, aunado a un sismo de magnitud mayor a 6. En esta región existe una importante infraestructura petrolera. Por ello es importante hacer un estudio más detallado en el área, para lograr una mejor interpretación de las conclusiones de este trabajo, así como evaluar el riesgo sísmico en el área.

Lamentablemente dada la calidad de los datos, no se obtuvo un mejor resultado para la inversión de forma de onda del sismo de Tuxpan y en el caso del sismo de Alvarado, no es posible discernir si esta sismicidad ocurre en la corteza inferior o en el manto superior.

8. Bibliografía

Adushkin V., V. N. Rodionov, S. Turuntaev, y A. E. Yudin, 2000, Sismicidad en el campo petrolero, *Oilfield Review*, 5(1), 4-15.

Alvarez, W., J. Smit, W. Lowrie, F. Asaro, S.V. Margolis, P. Claeys, M. Kastner, y A.R. Hildebrand, 1992, Proximal impact deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico, *Geology*, 20, 697-700.

Anderson, T.H., y V.A. Schmidt, 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean sea region during Mesozoic time, *Geological Society of America Bull.*, 94, 941-966

Bird D. E., K. Burke, S. A. Hall, y J. F. Casey, 2005, Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution, *AAPG Bulletin*, 89 (3), 311-328.

Buffler, R.T., y D.S. Sawyer, 1985, Distribution of crust and early history, Gulf of Mexico Basin, *Gulf Coast Association of Geological Societies Trans.*, 35, 333-344.

Chen W. P., 1988, A brief update on the focal depths of intracontinental earthquakes and their correlations with heat flow and tectonic age, *Seismological Research Letters*, 59, 263-272.

De Cserna Z., 1984, Margen de Colision Activo en la parte Suroccidental del Golfo de México, *Revista del instituto de Geología*, 5, 255-261.

Dunbar, J.A. y D.S. Sawyer, 1987, Implications of continental crust extension for plate reconstruction: An example from the Gulf of Mexico, *Tectonophysics*, 6, 739-755.

Evans, D.M., 1966, Man-Made Earthquakes in Denver, *Geotimes*, 10(9), 11-18.

Flores-Capetillo, R., 2006, Estudio de geofísica marina con datos de batimetría y magnetimetría sobre la existencia de volcanes submarinos en el talud continental del Golfo de México. Tesis Licenciatura (Ingeniero Geofísico)-UNAM, Facultad de Ingeniería, 68.

Frohlich C., 1982, Seismicity of the central Gulf of Mexico, *Geology*, 10(2), 103-106.

Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico: in C. Bartolini, J.L. Wilson, and T.F. Lawton, eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico, *Geological Society of America Special Paper* 340, 1-58.

Goldhammer, R.K., y C.A. Johnson, 2001, Middle Jurassic-Upper Cretaceous Paleogeographic evolution and sequence stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim: in C. Bartolini, T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 75, 45-81.

Grajales-Nishimura, J.M., E. Cedillo-Pardo, C. Rosales-Domínguez, D.J. Morán-Zenteno, W. Alvarez, P. Claeys, J. Ruíz-Morales, J. García-Hernández, P. Padilla-Avila y A. Sánchez-Ríos, 2000, Chicxulub impact: The origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields, *Geology*, 28, 307–310.

Guerrero García, J.C., 1975, Contributions to paleomagnetism and Rb-Sr geochronology: *Ph.D. Dissertattion, The University of Texas at Dallas*, 152.

Guzmán-Speziale, M. y M. Gómez-González, 2006, Seismic Strain rate along the Middle America Trench reveals significant differences between Cocos–North America and Cocos–Caribbean convergence, *Geophysical Journal International*, 166, 179–185.

Huang, P., S. Solomon, E. Bergman, y J. Nábělek, 1986, Focal Depths and Mechanism of Mid-Atlantic Ridge Earthquakes From Body Waveform Inversion, *J. Geophys. Res.*, 91(B1), 579-598.

Kennett, B.L.N., 2005, Seismological Tables: ak135, *Research School of Earth Sciences The Australian National University, Canberra, Australia*, 285.

Kovach, R.L., 1974, Source mechanisms for Wilmintong oil field subsidence: II Nonlinear modeling, *Tectonophysics*, 70, 159-183.

Lay, T., y T. C. Wallace, 1995, *Modern Global Seismology*, Academic Press,. E.U., 521.

Limón-González, M., E. Cedillo Pardo, J. M. Quezada Muñetón, J. M Grajales - Nishimura, W. Alvarez, A. R. Hildebrand, M.A. Sánchez Ríos, M. C. Rosales Domínguez, y V. González Casildo, 1994, Cretaceous-Tertiary boundary sedimentary breccias from southern Mexico: Normal sedimentary deposits or impact related breccias?, *American Association of Petroleum Geologists*, 3, 199.

Maggi, A. , J.A. Jackson, y D. McKenzie, 2000, and K. Priestley, Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere *Geology*, 28, 495-498.

McCaffrey, R., y J. Nabelek, 1987, Earthquakes, gravity and the origin of the Bali Basin: An example of a nascent continental fold-and-thrust belt, *Journal of Geophysical Research*, 92, 441-460.

McCaffrey, R., G. Abers, y P. Zwick, 1991, Inversion of Teleseismic Body Waves, in *Digital Seismogram Analysis and Waveform Inversion, IASPEI Software Library*, 3, W.H.K.Lee, IASPEI/SSA, El Cerrito, Calif., 81-166.

Melgar-Moctezuma, D., 2009, El proceso de subducción en la Zona del Istmo de Tehuantepec a partir de funciones receptor. Tesis Licenciatura, *Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México*, 143.

Meneses R. J. J., 2001, Tectonic evolution of the Ixtapa Graben, an example of a strike-slip basin of southeastern Mexico: Implications for regional petroleum systems; *in*: C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., Mesozoic and Cenozoic evolution of the western Gulf of Mexico Basin: tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: *American Association of Petroleum Geologists Memoir 75*, 183–216.

- Molnar, P, y W.P. Chen, 1983**, Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, 88(B5), 4183-4214.
- Moore, W. G. y L. Del Castillo, 1974**, Tectonic Evolution of the Southern Gulf of Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, 85(4), 607-618.
- Nábělek, J. L., 1984**, Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves, *Ph.D Thesis*, MIT, MA.
- Padilla y Sanchez, R.J., 1982**, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico: The University of Texas at Austin, *Ph.D. Dissertation*, 217.
- Padilla y Sanchez, R.J., 1986**, Post-Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role In the evolution of the Gulf Of Mexico: *Geofísica Internacional*, 25 (1) , 157-206
- Padilla y Sánchez R. J., 2007**, Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana tomo LIX*, 1, 19-42.
- Pindell, J. L., 1985**, Alleghenian reconstructions and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean, *Tectonics*, 4, 1–39.
- Pindell, J. L., y L. Kennan, 2001**, Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. Transaction, Petroleum systems of deep-water basins, global and Gulf of Mexico experience. *GCSSEPM 21st Annual Research Conference, Houston, Texas, GSSEPM*, 193-220.
- Pindell, J. L. y L. Kennan, 2003**, Mexico and Gulf of Mexico, in: Exploration Framework Atlas Series: Volume 4: Tectonic Analysis, *Ltd., unpublished non-exclusive commercial exploration atlas in CD-ROM*
- Pindell, J. L., y L. Kennan, 2009**, Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update In: James, K., Lorente, M.A. & Pindell, J. (eds) *The geology and evolution of the region between North and South America, Geological Society of London, Special Publication*.
- Ponce, L., R. Gaulon, G. Suárez, y E. Lomas, 1992**, Geometry and state of stress of the downgoing Cocos Plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 773–776.
- Pratt W.E. y D.W. Johnson, 1926**, Local Subsidence of the Goose Creek Oil Field, *Journal of Geology*, 34(7), 577-590.
- Quezada Muñetón, J.M., 1987**, El Cretácico Medio-Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas: *Bol. Assoc. Mex. Geol. Petrol.*, 39, 3-98.
- Raleigh, C.B., J.H. Healy y J.D. Bredehoeft, 1976**, An Experiment in Earthquake Control at Rangely, Colorado, *Science*, 191(4233), 1230-1237.
- Ramírez-Ramírez, C., 1984**, Pre-Mesozoic geology of the Huizachal-Peregrina Anticlinorium and adjacent parts of eastern Mexico, *Ph.D. dissertation, The University of Texas at Austin*, 176.

Rezak, R., y J. Bright Thomas 1981, Seafloor instability at East Flower Garden Bank, northwest Gulf of Mexico, *Geo-Marine Letters*, 1, 97- 103.

Rezark, R., 1982, Catastrophic Collapse: A posible cause for misunderstanding. *Gulf of Mexico Studies Meeting, Mobil, Alabama*, 25-28

Robin, C., 1982, México, *in*: R.S. Thorpe, Andesites, John Wiley & Sons, New York, 137-147.

Rowan, G. M., F.J. Peel, y B.C. Vendeville, 2000 Gravity-Driven Foldbelts on passive margins, *Manuscrito presentado en AAPG Memoir on Thrust Tectonics*.

Salvador, A., 1987, Late Triassic–Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 419–451.

Salvador, A., 1991, Origin and development of the Gulf of Mexico Basin, in A. Salvador, The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, *The Geology of North America*, J, 389– 444.

Segall, P., 1989, Earthquakes Triggered by Fluid Extraction, *Geology*, 17(1), 942-94.

Stein S., y M. Wysession, 2003, An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structur, Blackwell Publishing 1a Ed. E.U., 498.

Suárez, G., 2000, Reverse faulting in the Isthmus of Tehuantepec: Backarc deformation induced by the subduction of the Tehuantepec ridge, *Geological Society of America Special Papers*, 334, 263-268.

Ligas de internet

Pagina del Global CMT Catalog Search

<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html> Consultada entre Octubre – Noviembre 2009

Pagina del Servicio Sismológico Nacional

<http://www.ssn.unam.mx> Consultada entre Agosto-Diciembre 2009

Pagina del International Seismological Center

<http://www.isc.ac.uk/search/bulletin/rectang.html> Consultada entre Agosto-Diciembre 2009

Pagina del software MT5

<http://www.rpi.edu/~mccafr/mt5/> consultada Mayo 2010

Página personal de Walter Szeliga

<http://bond.colorado.edu/~walter/professional/mt5.php> consulta Mayo 2010

Pagina del el sistema Wilber II para obtener registros sísmicos.

<http://www.iris.edu/wilber> consultada en Enero 2010

Apéndice I

Tabla I.1. Base de datos de la sismicidad entre los años de 1960 -2009 en el Golfo de México, recopilada para este trabajo.

No.	Fecha	Hora (GMT)	Latitud (I)	Longitud (°)	Profundidad (km)	Magnitud (mb)
1	19/05/1964	4:18:04	17.9	-92.1	10	4.1
2	03/07/1964	23:50:24	18.09	-94.45	16	4.3
3	23/07/1964	23:57:51	20.07	-96.5	5	4.1
4	14/03/1965	8:52:18	18.72	-94.49	55	4.9
5	03/05/1965	21:46:28	19.3	-95.2	55	3.7
6	20/07/1966	14:33:10	18.24	-94.29	27	4.5
7	09/02/1967	17:26:46	18	-92.6	53	3.9
8	11/03/1967	14:44:56	19.23	-95.74	4	5.3
9	20/06/1967	17:33:52	22	-96	33	3.9
10	20/06/1967	3:57:18	22	-96	33	4
11	30/05/1968	1:21:37	18.1	-94.5	41	4.6
12	07/11/1969	1:27:28	18.14	-94.51	52	4.6
13	25/07/1974	9:53:37	19.3181	-96.1599	59.2	4.5
14	02/08/1978	18:55:14	18.5013	-94.4257	33	4.6
15	05/05/1979	19:57:45	18.0614	-94.5736	55.5	4.1
16	29/06/1982	22:36:29	18.3106	-95.1491	21.5	4.7
17	14/07/1982	13:14:55	18.0843	-94.6142	40.8	4
18	31/12/1983	20:21:34	18.7688	-95.6501	62	4.7
19	06/05/1984	17:51:08	19.447	-92.0656	21.9	4.5
20	07/04/1987	2:02:51	19.33	-94.47	15	4.7
21	21/12/1988	13:09:15	21.601	-94.6548	14	4.5
22	31/07/1990	7:30:10	18.4688	-94.49	33	4.3
23	21/08/1990	0:06:13	18.169	-95.909	48.9	3.4
24	27/11/1991	12:00:29	18.9122	-95.5584	24	3.7
25	05/06/1992	3:42:52	18.938	-95.7581	38.7	4.5
26	31/08/1992	19:42:20	20.0697	-94.4447	46	4.1
27	11/02/1993	0:21:30	18.0732	-93.3991	24	4
28	30/04/1993	15:05:38	18.38	-96.0676	28	3.3
29	01/09/1997	10:50:22	19.0001	-95.8467	56.1	4.1
30	06/09/1997	8:54:55	18.1153	-94.42	33.4	4.7
31	22/09/1997	0:41:37	-95.4203	18.0289	34.8	3.9
32	03/06/1998	02:53:40	19.04	-90.82	34	4.4
33	21/01/1999	09:20:33	18.28	-94.63	15	4.2
34	24/06/1999	01:27:59	17.75	-94.77	58	4.3
35	17/07/1999	09:49:52	17.1	-93.68	16	3.9
36	18/07/1999	01:09:52	17.75	-94.21	43	3.9
37	25/11/1999	07:27:48	17.82	-94.05	16	3.9
38	02/06/2000	17:44:02	18.16	-94.53	40	4

39	05/06/2000	11:59:31	19.055	-95.699	11.7	3.8
40	01/07/2000	18:12:58	17.46	-92.91	5	4.3
41	23/03/2001	23:53:56	17.86	-94.46	16	4.4
42	19/04/2001	21:42:52	19.133	-96.017	35.7	3
43	01/05/2001	21:20:29	20.05	-96.38	10	3.8
44	21/07/2001	0:09:51	19.423	-92.191	33.8	3.9
45	09/10/2001	18:48:23	18.2157	-95.1427	33.9	4.2
46	28/07/2002	23:23:31	21.705	-96.12	28.1	3.6
47	02/09/2002	11:23:20	20.13	-96.75	6	3.3
48	14/04/2003	03:43:24	17.41	-94.05	50	4.1
49	24/05/2003	16:16:30	18.9963	-95.9506	25.9	3.3
50	12/06/2003	03:40:14	17.32	-94.49	52	4.1
51	12/06/2003	07:43:37	17.31	-94.41	42	4.2
52	16/08/2003	7:10:21	19.7927	-94.1298	30	3.7
53	18/11/2003	21:57:35	17.75	-94.88	16	4
54	24/11/2003	03:03:13	17.22	-94.9	60	4.3
55	25/12/2003	01:06:52	18.56	-94.51	52	3.9
56	17/03/2004	11:44:32	18.0357	-95.3966	43.1	4
57	25/03/2004	11:12:37	17.11	-94.99	26	4.2
58	01/04/2004	22:40:40	18.31	-93.41	54	4.2
59	09/04/2004	20:32:58	18.25	-94.51	39	3.8
60	14/11/2005	7:43:40	18.4617	-95.759	51.4	4.4
61	24/11/2005	23:57:26	18.4	-94.92	5	3.9
62	07/12/2005	03:49:16	18.15	-94.58	46	3.7
63	04/02/2006	04:27:00	19.27	-96.25	16	3.8
64	14/04/2006	19:31:45	19.33	-96.37	42	3.8
65	22/06/2006	00:34:58	17.85	-93.58	56	4.3
66	05/11/2006	20:19:13	17.78	-94.85	58	3.5
67	27/11/2006	23:18:21	18.39	-94.76	20	4
68	29/12/2006	19:58:57	18.17	-94.42	35	4.5
69	09/02/2007	14:42:25	19.57	-92.26	20	4.8
70	12/02/2007	16:17:05	19.2	-95.9	16	3.8
71	20/03/2007	09:53:15	18.03	-94.55	44	3.7
72	20/03/2007	05:33:10	17.19	-92.09	7	4.5
73	23/05/2007	19:09:15	21.98	-96.31	4.6	5.2
74	29/05/2007	05:34:06	17.56	-92.64	24	4.4
75	31/05/2007	21:13:15	18.22	-94.53	44	4.2
76	08/06/2007	22:48:11	18.25	-93.47	11	4.4
77	28/07/2007	03:58:37	17.13	-94.58	56	4
78	05/09/2007	22:13:13	17	-92.44	10	4.1
79	30/09/2007	21:42:54	18.65	-93.79	63	4.5
80	30/10/2007	03:45:03	17.15	-93.35	65	4.5
81	08/12/2007	01:32:41	17.48	-95.54	59	3.9
82	16/01/2008	21:41:41	17.05	-94.81	61	3.7
83	08/03/2008	17:03:10	17.04	-92.46	7	3.3

84	08/04/2008	10:25:29	17.94	-93.88	61	4.1
85	21/04/2008	06:25:21	18.23	-94.08	31	4.1
86	23/05/2008	19:49:45	18.28	-94.58	34	3.8
87	26/06/2008	21:33:03	19.4	-95.91	22	4
88	16/07/2008	08:22:12	18.19	-94.45	43	3.8
89	07/08/2008	06:39:02	18.21	-94.6	20	4.2
90	23/09/2008	20:46:05	22.46	-97.54	11	4.2
91	24/09/2008	22:26:03	17.83	-95.01	40	3.8
92	13/10/2008	22:18:59	17.07	-94.84	54	4
93	18/10/2008	04:19:12	17.61	-91.54	12	4.2
94	29/10/2008	09:03:31	17.07	-94.62	32	3.7
95	02/11/2008	21:39:12	17.21	-92.3	16	3.6
96	04/11/2008	16:32:09	17.01	-94.85	50	3.9
97	01/12/2008	15:43:24	18.2	-95.27	29	4
98	02/12/2008	08:40:26	17.19	-91.73	47	4.2
99	09/12/2008	05:38:05	17.22	-94.4	49	4
100	30/12/2008	21:24:02	17.16	-94.52	42	3.9
101	09/01/2009	22:54:27	17	-94.98	63	3.9
102	12/01/2009	13:13:20	17.8	-95.61	25	3.9
103	08/02/2009	20:59:36	17.49	-93.95	55	4
104	10/02/2009	15:33:11	17.27	-93.67	60	4
105	18/02/2009	19:08:28	17.5	-95.54	46	3.9
106	02/03/2009	22:38:12	17.03	-90.49	16	3.9
107	15/03/2009	23:17:46	22.1	-91.86	50	4.4
108	22/03/2009	20:53:37	18.97	-97.04	28	3.7
109	06/04/2009	04:12:24	17.11	-94.7	54	3.4
110	21/04/2009	14:40:10	17.5	-94.74	30	3.8
111	24/04/2009	04:01:25	18.17	-94.55	57	4.1
112	29/04/2009	03:50:58	18.47	-95	60	4.2
113	18/05/2009	12:45:03	21.75	-98.45	2	4.2
114	09/08/2009	09:00:37	17.54	-94	10	3.8
115	17/08/2009	02:19:01	20.45	-95.97	12	4.3
116	19/10/2009	12:35:38	18.45	-96.8	29	3.7
117	20/10/2009	19:40:56	19.19	-96.36	16	3.6
118	29/10/2009	17:25:20	18.93	-95.74	21	4.2
119	29/10/2009	04:52:57	18.89	-95.81	13	5.5
120	01/11/2009	15:24:47	19	-95.66	24	3.8
121	29/11/2009	13:05:04	18.99	-95.59	22	4
122	15/12/2009	05:13:40	19.66	-96.84	20	3.8

Tabla I.2. Tabla d tiempos de arribos de la onda P para el sismo de 29/10/2009.

Estación	Tiempo de arribo		
	h	m	s
BBSR	10	59	11.3
SAML	11	0	45.63
LPAZ	11	1	5.5
LVC	11	1	41.78
LCO	11	2	16.5
CPUP	11	2	49.73
RCBR	11	3	27.35
PLCA	11	3	28.02
TRQA	11	3	34.74
KPL	11	4	31.62
GAL1	11	4	37.35
EDI	11	4	34.88
DYA	11	4	45.7
JSA	11	4	51.13
PAB	11	4	59.33
SEININ	11	5	31.27
GRFO	11	5	36.75
FOURN	11	5	39.98
DBIC	11	5	47.55

Tabla I.3. Tabla de tiempos de arribos de la onda P para el sismo de 23/05/2007.

Estación	Tiempo de arribo		
	h	m	s
HUMO	19	15	23.06
WIFE	19	15	28.54
DBO	19	15	29.23
COR	19	15	39.39
FFC	19	15	49.58
GRGR	19	16	2.80
COLA	19	18	41.48
GAMB	19	19	15.4
TNA	19	19	39.40
BILL	19	20	42.3
TIXI	19	21	31.96
MA2	19	21	35.16

Tabla I.4. Tabla de estaciones europeas que registraron el sismo 23/05/2007, Fig. 6.3.

Estación	Distancia	Azimut	SNR	
KEV.IU	79.95°	17°	1.56	Kevo, Finlandia
HGN.NL	80.49°	39°	2.02	Heimansgroeve, Holanda
SENIN.CH	83.12°	42°	1.65	Suiza
GRFO.IU	84.02°	38°	1.6	Grafenberg, Alemania
VSL.MN	87.48°	48°	1.79	Villasalto, Italia
TIP.MN	92.64°	45°	2.16	Timpagrande, Italia