



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Análisis de la sismicidad y la
deformación de la zona norte
del Istmo de Tehuantepec**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Sergio Aguilar Flores

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Gerardo Suárez Reynoso



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2016

Agradecimientos

Agradezco a Dios por darme la bendición de mis padres, ellos han sido el mayor ejemplo de humildad y pasión a la vida. Han sido la principal motivación para seguir a delante en la búsqueda de nuevas oportunidades.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por abrirme las puerta de su maravilloso mundo universitario. Por darme la oportunidad de aprender en sus aulas y fuera de ellas. En todo este trayecto conocí a compañeros, amigos y profesores, los cuales fueron fundamentales en mi desarrollo.

Al Doctor Gerardo Suárez, por todo su apoyo constante en este trabajo. Por ser una gran persona y enseñarme la sismología desde un enfoque sencillo.

Al Padre Francisco Martínez, por ser un ejemplo a seguir y ser un maestro en todo momento. Darme siempre motivación para seguir en el mundo de las ciencias de la tierra.

Al sistema de becas de estudiantes indígenas, por todo el apoyo durante mi trayecto y el gran aprendizaje de valores hacia mis orígenes y hacia mi país.

A Angela por ser parte de este gran viaje y darme fortaleza todo este tiempo. Ser esa persona que ha caminado a mi lado día con día y me ha mostrado su apoyo en cada momento.

Contenido

1. INTRODUCCIÓN	5
2. ANTECEDENTES.....	9
2.1 Geología	9
2.2 Marco tectónico	10
2.3 Estudios sismológicos	12
3. METODOLOGÍA.....	16
3.1 Obtención de datos.....	17
3.1.1 Información existente	17
3.1.2 Obtención de nueva información.....	18
3.2 Análisis de los modelos de velocidades	24
3.2.1 Modelos de velocidades analizados.....	24
3.2.2 Selección del modelo más adecuado	27
3.3 Proceso de localización	29
3.3.1 Localización mediante el tiempo de arribo, Hypocenter	30
3.4 Proceso de relocalización.....	31
3.4.1 Relocalización mediante diferencias dobles (programa HYPODD)	32
4. ANÁLISIS DE EVENTOS SELECCIONADOS	38
4.1 Análisis de profundidad	39
4.1.1 Cálculo del RMS en función de la profundidad	39
4.1.2 Cálculo de la profundidad de sismos locales mediante ondas directas	40
4.1.3 Análisis de la profundidad de los eventos seleccionados	43
4.2 Mecanismos focales.....	53
5. RESULTADOS Y CONCLUSIONES.....	56
5.1 Resultados	56
5.2 Conclusiones.....	58
5.3 Sugerencias y Recomendaciones.....	58
BIBLIOGRAFÍA.....	60
ANEXOS.....	63

Resumen

En el margen continental del sureste del Golfo de México se observa una banda de sismicidad que se extiende desde el Istmo de Tehuantepec hacia la ciudad de Veracruz, México. Los mecanismos focales de los sismos más grandes en esa región muestran mecanismos focales con fallamiento inverso de alto ángulo, con profundidades focales mayores de 25 km. El sismo más grande que se ha registrado instrumentalmente es el sismo de Jáltipan de 1959 (Mw 6.4). Con el fin de estudiar la sismicidad de esta región se usaron datos del arreglo temporal Veracruz-Oaxaca (VEOX). El arreglo consiste en 48 estaciones de banda ancha instaladas en una línea recta a lo largo del Istmo de Tehuantepec. Los instrumentos grabaron durante 18 meses de forma continua. Además, las localizaciones de la sismicidad analizada, se hicieron empleando también datos de las estaciones más cercanas del Servicio Sismológico Nacional (SSN), esto con el fin de mejorar la cobertura acimutal del área.

Para ampliar la base de datos de sismos corticales, se utilizó el algoritmo de búsqueda automática STA/LTA, implementada para identificar eventos locales. En total, 34 eventos fueron identificados, de los cuales 14 se encuentran agrupados en las costas del Golfo de México. Este grupo de sismos está ubicado en la región cercana al sismo de Jáltipan de 1959. Para mejorar la localización de estos eventos se usó el algoritmo de diferencias dobles, el cual se aplicó a los eventos que están agrupados. De los sismos someros que fueron localizados, se seleccionaron los siete eventos con mejor cobertura acimutal y más cercanía a las estaciones; esto con la finalidad de analizar y tener mayor certidumbre en los resultados.

El resultado de los mecanismos focales de los eventos seleccionados muestra, en su mayoría, un patrón de orientación de fallamiento inverso de alto ángulo, que es similar al mecanismo del sismo de Jáltipan de 1959. La localización de esta banda de actividad sísmica y los mecanismos focales de los sismos sugieren un proceso de acortamiento de la corteza hacia el sur del Golfo de México. Este aparente régimen compresivo podría ser inducido por la subducción de la placa de Cocos hacia el sur, de alguna manera es parecido al proceso de acortamiento cortical observado en el margen oriental de los Andes o en la costa del caribe de Panamá y Costa Rica (Suárez y López, 2014).

Las profundidades focales de la mayoría de los eventos están entre los 25 y 60 km. El patrón de la sismicidad indica que en esta zona del Golfo de México existe un comportamiento similar a la antitética zona de subducción observada en la costa caribeña de Panamá. Camacho *et al.* (2010) sugieren un límite activo hacia el norte de Panamá donde la placa Caribeña penetra debajo de Panamá. La presencia del posible bloque de Yucatán que fue subducido por debajo del Golfo de México en el Mioceno, de acuerdo con los trabajos de Kim *et al.* (2011) y de Chen y Clayton (2012), también podrían explicar la profundidad de los eventos y los esfuerzos compresivos en la región.

Capítulo



Introducción

1. INTRODUCCIÓN

Las placas tectónicas representan las diferentes piezas de un rompecabezas que rodean al planeta, las cuales se mueven con velocidades relativas entre sí. El movimiento independiente de cada bloque produce esfuerzos compresivos, extensivos o transformantes en los bordes. Los límites donde hay contacto de esfuerzos compresivos normalmente son zonas de subducción entre placas y es donde se generan las deformaciones y sismos de mayores magnitudes. En el interior de las placas tectónicas existen zonas prácticamente asísmicas, donde se producen sismos de menor magnitud pero no de menor riesgo para las poblaciones aledañas al sismo.

El Golfo de México es un régimen pasivo desde el punto de vista tectónico. Sin embargo, la presencia del sismo de Jaltipán en 1959 (M_w 6.4) y el de Veracruz en 1973 (M_w 5.3) son indicadores de los procesos tectónicos en la región. Además, basado en observaciones geológicas, De Cerna (1984) propuso que el suroeste del Golfo de México está sometido a procesos de deformación de actividad tectónica compresiva. Suárez (2000) y Suárez y López (2014) estudiaron la actividad sísmica de los últimos años. Sus resultados muestran una banda de actividad sísmica a lo largo de las costas del Golfo. Al norte del Istmo de Tehuantepec (IT), en la zona ubicada al sur del sismo de 1959, se observa una acumulación de eventos sísmicos (Figura 1.1).

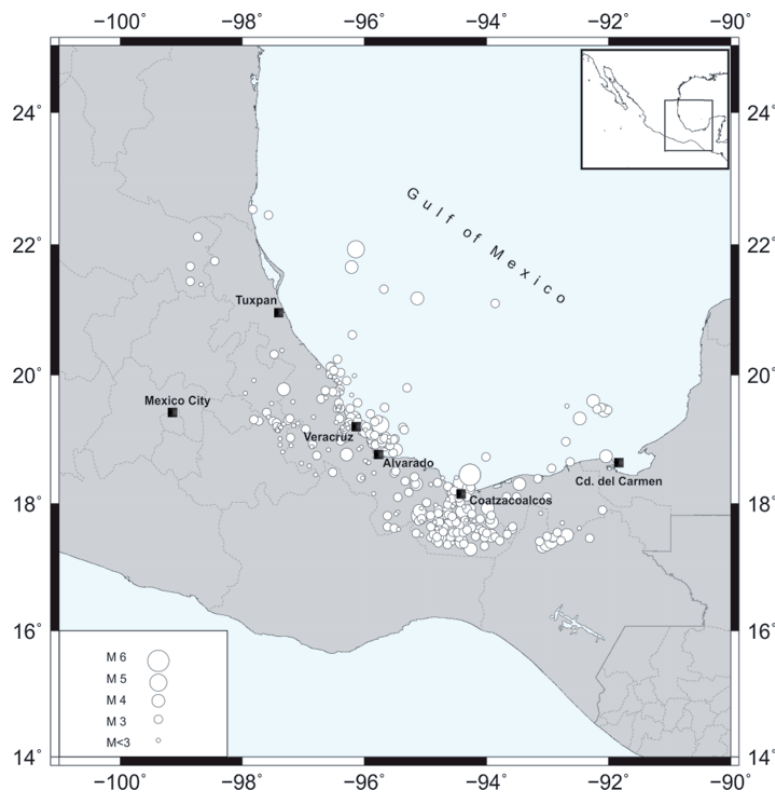


Figura 1.1: Sismicidad de las Costas del Golfo de México de 1960 a 2012, donde se identifica una banda de actividad en las costas del Golfo. Tomada de Suárez y López (2014).

El objetivo principal de este trabajo es localizar el mayor número de sismos posibles a lo largo de la región norte del Istmo de Tehuantepec y determinar de manera confiable los mecanismos focales. Todo ello con el fin de inferir los procesos tectónicos que generan la banda de actividad sísmica en las costas del Golfo de México. Igualmente, se busca determinar alguna relación con los modelos propuestos en la literatura, con la finalidad de dar herramientas que permitan implementar una hipótesis con mayores elementos.

El análisis de los sismos más grandes ocurridos en la región sugieren la existencia de acortamiento tectónico del margen sur del Golfo, con un régimen compresional que parece ser resultado de la subducción de la placa de Cocos hacia el sur (Suárez, 2000; Suárez y López, 2014). Estudios de funciones receptor han inferido el espesor de la corteza y la geometría de la placa subducida a lo largo del Istmo de Tehuantepec (Melgar y Pérez-Campos, 2011).

La geometría y el mecanismo tectónico de la placa de Cocos por debajo del IT se ha convertido en centro de diversas investigaciones. Un rompimiento de la placa de Cocos hacia el sur fue propuesto por Roger (2002). Ferrari (2004) propuso un desgarre en la placa de Cocos que explica el vulcanismo máfico de Los Tuxtlas. Después Kim *et al.* (2011) propuso la presencia de un bloque por debajo del Golfo de México. Esta observación fue posteriormente reafirmada por Chen y Clayton (2012), quienes infirieron un truncamiento de la placa de Cocos por el bloque de Yucatán a una profundidad cercana a los 150 km.

Estudios de funciones receptor demuestran que existe variabilidad del espesor de la corteza a lo largo del IT. Al sur se observa un espesor promedio de 30 km y que se adelgaza a 28 km al norte en las costas del Golfo de México. El mayor espesor, de aproximadamente 45 km se observa en las cercanías de la latitud 18° N (Melgar y Pérez-Campos, 2011).

Normalmente, los sismos intraplaca se generan en la corteza superior, a profundidades focales menores de 15 km (Chen y Molnar, 1983; Maggi *et al.*, 2000). En un estudio realizado en la microplaca de Panamá, se localizaron eventos en el Moho y por debajo de él, donde se demostró la existencia de una zona de subducción activa (Camacho *et al.*, 2010). La actividad sísmica en la zona norte del IT muestra sismos a profundidades cercanas o superiores a la profundidad del Moho. Uno de los objetivos de este estudio es la determinación de las profundidades focales de los microsismos localizados en la parte norte del IT utilizando los datos del arreglo VEOX.

El principal elemento que es necesario para localizar un sismo es contar con estaciones a distancias adecuadas y con una buena distribución acimutal. La red temporal Veracruz-Oaxaca (VEOX) se ubicó a lo largo del IT con un total de 46 estaciones, registrando de manera continua en su mayoría durante un intervalo de 18 meses. Al usar los datos de VEOX, en conjunto con los de las estaciones cercanas del Servicio Sismológico Nacional (SSN), se lograron tener relativamente buenas condiciones de registro para algunos sismos cercanos. Debido a la falta de un mayor número de sismos se comenzó la tarea de una búsqueda automática de eventos locales y regionales en la zona norte del Istmo, esto se realizó mediante la aplicación del algoritmo STA/LTA.

En el Capítulo 2 de esta tesis, se analizan los antecedentes geológicos, tectónicos y los estudios sismológicos realizados cerca o en la región norte del Istmo de Tehuantepec. En esta zona se ha buscado determinar principalmente las características de la subducción y determinar la geometría de la placa subducida. Es de resaltar que la región de estudio se encuentra el campo volcánico de Los Tuxtlas, el cual es un régimen volcánico complejo en su origen y evolución.

En el Capítulo 3, se explica la metodología del trabajo. Se localizan todos los eventos identificados automáticamente y después se relocalizan los sismos ubicados en la banda de actividad sísmica en zona norte del IT mediante diferencias dobles. En este capítulo se desarrolla de manera breve cada una de las partes teóricas de la secuencia de procesado y se muestran los resultados generales de todos los sismos identificados.

En el Capítulo 4, se seleccionan los eventos con mejor cobertura acimutal y más cercanía a estaciones, con la finalidad de tener mayor certidumbre en las localizaciones y en el cálculo de los mecanismos focales. En el capítulo 5 se discuten los resultados y se establecen la complejidad de la zona. Se determina la necesidad de realizar estudios más detallados para comprender la tectónica del lugar.

Capítulo



Antecedentes

2. ANTECEDENTES

Para comprender mejor la actividad sísmica en las costas del Golfo de México, en la parte norte del Istmo de Tehuantepec, es necesario abordar tres elementos esenciales: la geología de la región, los estudios tectónicos, y los trabajos sismológicos previamente realizados.

2.1 Geología

Desde el punto de vista geológico, el sureste mexicano es una de las áreas más complejas de Norteamérica. Esta complejidad se debe a que los movimientos de las placas tectónicas de Norte América, del Caribe y de Cocos, convergen en esta región desde el Oligoceno tardío (Morán-Zenteno *et al.*, 2000). En la costa del Golfo de México, en la región aledaña al Istmo de Tehuantepec (zona de interés), se encuentran dos provincias geológicas principales (Figura 2.1), de acuerdo con Ortega *et al.*, (1992): la cuenca deltaica de Veracruz de origen sedimentario y el campo volcánico de Los Tuxtlas.

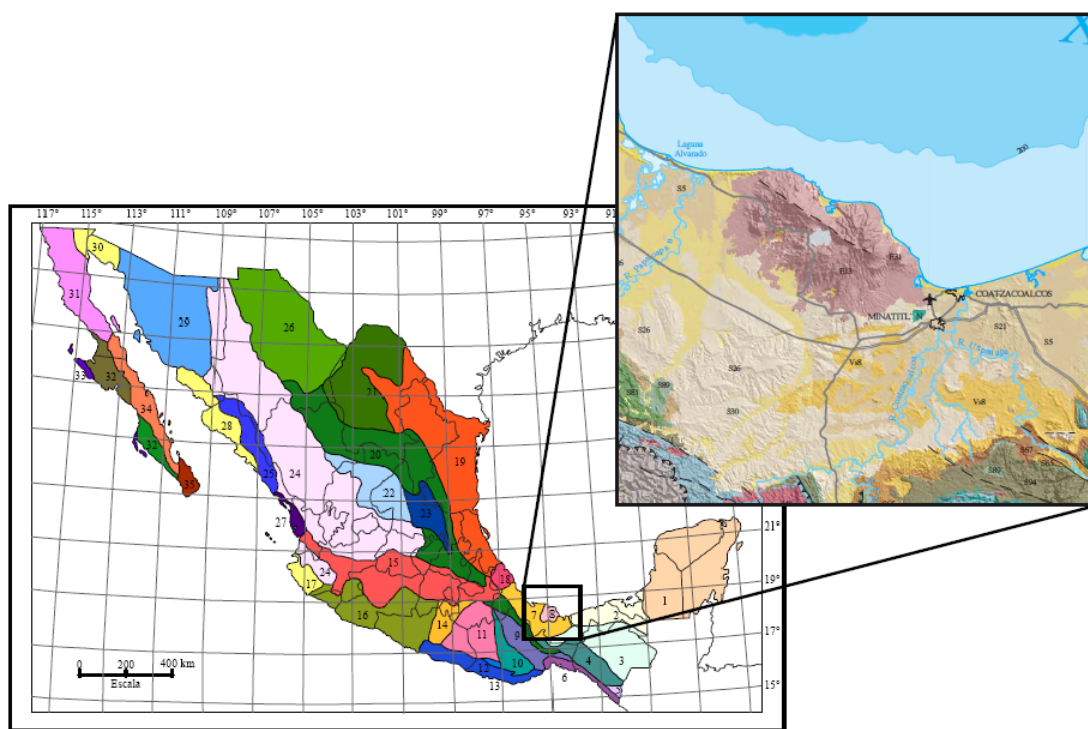


Figura 2.1: Mapa de Provincias Geológicas de México (Ortega *et al.*, 1992). El Recuadro muestra la geología superficial de la zona de interés, modificado de la carta geológica de la República Mexicana (Salinas *et al.*, 2007).

En la carta geológica de la República Mexicana 2007 se tiene diversos afloramientos geológicos agrupados en las provincias geológicas que describe Ortega.

Cuenca Deltaica de Veracruz

Se localiza en los estados de Veracruz, Puebla y Oaxaca. Corresponde a una antefosa ubicada al oriente del cinturón plegado de la Sierra Madre Oriental, y en la costa sobre la plataforma continental del Golfo de México, limitada por el cinturón extensional Quetzalcóatl y el campo volcánico de Los Tuxtlas. Está formada por rocas sedimentarias siliciclásticas plegadas del Paleógeno al Mioceno, que descansan sobre rocas carbonatadas del Jurásico y del Cretácico. Las rocas deformadas del Mioceno son cubiertas por sedimentos más jóvenes con ligera o nula deformación y expresión topográfica suave.

Campo Volcánico de Los Tuxtlas

El Campo Volcánico de Los Tuxtlas (CVLT) cubre un área aproximada de 2200 km² de rocas volcánicas, con un volumen estimado de cerca de 800 km³. Las rocas más viejas se encuentran al oeste del CVLT donde están expuestas en un área elíptica rodeado del volcán San Martín. Aquí se compone principalmente de basaltos alcalinos que tienen una edad de 6.9 a 2.2 Ma. La serie volcánica más joven se tiene en la zona que rodea inmediatamente el volcán San Martín y consiste en su totalidad de basaltos y basaltos alcalinos que hicieron erupción hace cerca de 0.8 Ma y las erupciones históricas de 1664 y 1797 d.C. A pesar de que San Martín es la principal válvula de escape para la serie de lavas más jóvenes, más de 250 conos de ceniza y lagos volcánicos se producen en los flancos del volcán. Los conos y los maars tienen un alineamiento local de N55°W casi paralelo a las alineaciones de las principales estructuras San Martín, y sugiere un campo de esfuerzo extensional en la corteza con un menor esfuerzo compresivo orientado N35°E (Nelson y González-Caver, 1992).

La configuración y composición química han planteado dudas acerca de si el magmatismo en el CVLT se relaciona con los mismos procesos de subducción que se creen responsables de Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) o con algún otro fenómeno tectónico que se limita a la costa del Golfo de México (Robin, 1976; Thorpe, 1977; Robiny Tournon, 1978; Cantagrel y Robin, 1979; Nelson y González-Caver, 1992).

2.2 Marco tectónico

Basado en observaciones geológicas, De Cerna (1984) propuso que el suroeste del Golfo de México está sometido a procesos de deformación de actividad tectónica. Las evidencias en la zona muestran los efectos de diversos procesos tectónicos a través del tiempo. La falla transformante Tamaulipas-Oaxaca tuvo un papel muy importante en la apertura y posterior evolución tectónica del Golfo de México, estuvo activa durante el Jurásico medio cuando se abrió el Golfo de México (Padilla y Sánchez, 1986; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996).

Para poder entender los efectos tectónicos actuales en el Istmo de Tehuantepec, es necesario estudiar los factores más importantes en la región de interés, es por ello que se describirán algunos elementos importantes para poder deducir la dinámica de deformación en la región.

La Dorsal de Tehuantepec

La Dorsal de Tehuantepec (DT) es una zona de fracturas asociada con la zona de fracturas de Clipperton (ZFC), tiene una longitud aproximada de 625 km. La DT separa la placa de Cocos en dos regiones de diferentes edades y regímenes tectónicos (Klitgord y Mammerickx, 1982). Esta división marca una diferencia importante en la edad de un lado de la con respecto al otro de la dorsal, también Manea *et al.* (2005) encontraron una diferencia media de 7 Ma.

Truchan *et al.* (1973) mencionan que la separación de la placa de Cocos en la parte norte subduce debajo de la placa de Norte Americana y la parte sur empieza la subducción debajo de la placa del Caribe. Actualmente se cree que la DT representa una falla rotacional (Bravo *et al.*, 2004). La ausencia de sismicidad sugiere que la dorsal no es el producto de deformaciones recientes (Manea *et al.*, 2005). No se sabe certeramente la influencia de la DT en el proceso de subducción. Manea y Manea (2006) argumentan que el volcán Chichón, que usualmente causa problemas en los intentos por modelar el vulcanismo del sur mexicano, es una expresión directa de la subducción de la DT pues es el resultado de la llegada de material serpentinizado de la DT debajo del arco volcánico de Chiapas hace unos 0.2 Ma.

El campo volcánico Los Tuxtlas

Es una de las regiones que tienen mayor complejidad tectónica. Está aislado de otros arcos volcánicos, al norte de la FVTM, y al sur el Arco Volcánico Chiapaneco Moderno (AVCM). El modelo geodinámico de Manea y Manea (2006) sugiere que había un arco volcánico tradicional a lo largo de la zona de subducción y la transición de una variación en la inclinación del bloque de Cocos mediante un pliegue suave produjo dos arcos volcánicos no paralelos: la FVTM y el AVCM; y uno aislado entre ellos el CVLT.

En el área de Los Tuxtlas, mediante el análisis de imágenes de satélite, Andreani (2008), muestra que el CVLT es afectado por al menos dos fallas regionales laterales izquierdas (Figura 2.2) con una tendencia NW-SE: la falla de Sontecomapan y la falla de Catemaco. La primera bordea la costa del Golfo pero su traza en superficie no está bien definida. La traza de la falla de Catemaco está bien definida y cruza la totalidad de los campos volcánicos en una longitud de ~80 km. Las fallas son paralelas al alineamiento principal de los campos volcánicos, el cual es asociado a la tendencia secundaria de fallas E-W que puede ser interpretada como cizallas sintéticas de Riedel. Se tienen numerosos diques orientados NE-SW en las costas al norte del CVLT. Se supone que estos diques fueron emplazados a lo largo de las fallas laterales izquierdas que podrían actuar como estructuras antitéticas (Andreani, 2008).

También al oriente de la cuenca de Veracruz se ha identificado un sistema mayor de fallas denominado Los Tuxtlas-Anegada, el cual se extiende a lo largo del CVLT, con una dirección N50°W y continúa en el mar con una dirección N40°W a lo largo de la margen oriental del Alto de Anegada (Jacobo *et al.*, 1992). Esta falla ha sido mapeada en campo y en imágenes de satélite, además de en el subsuelo, por lo que existe

una alta probabilidad de que sea la expresión superficial actual de la falla transformante Tamaulipas-Oaxaca, que estuvo activa durante el Jurásico medio cuando se abrió el Golfo de México (Padilla y Sánchez, 1986; Alaniz-Alvarez *et al.*, 1996).

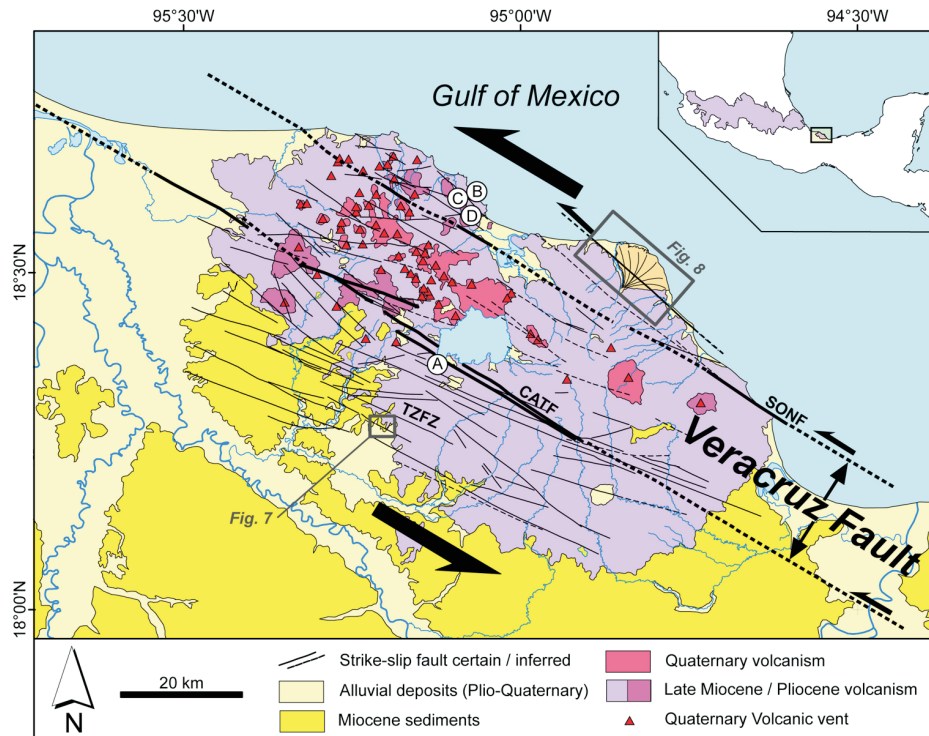


Figura 2.2: Mapa estructural y geológico del Campo volcánico Los Tuxtlas. En negritas se trazan las principales fallas. SONF: falla de Sontecomapan; CATF: falla de Catemaco; TZFZ: zona de fallas los Tres Zapotes. Tomada de Andreani (2008).

2.3 Estudios sismológicos

El sismo de Jáltipan de 1959 (M_w 6.4) y el de Veracruz en 1973 (M_w 5.3) tuvieron un mecanismo de fallamiento inverso de alto ángulo y una profundidad de 22 y 27 km respectivamente (Suárez, 2000). La banda de actividad en las costas del Golfo de México y los mecanismos focales obtenidos siguen un proceso de acortamiento tectónico de la margen sur del Golfo (Figura 2.3). Este régimen compresional parece ser resultado de la subducción de la Placa de Cocos hacia el sur. Este proceso geológico es similar al régimen tectónico compresivo observado en la margen oriental de los Andes (Suárez y López, 2014).

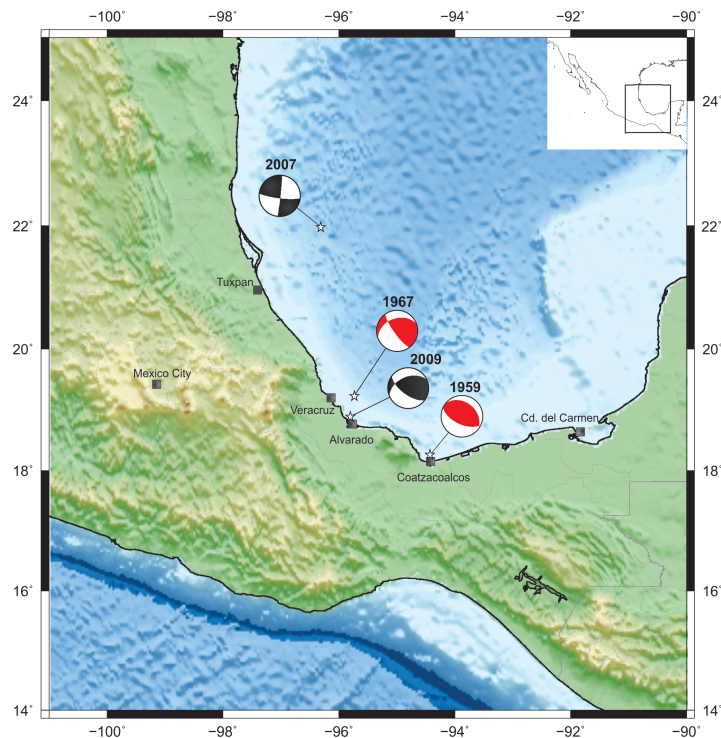


Figura 2.3: Mecanismos focales y localizaciones de los sismos de 1959 y 1967, en color rojo. También se muestran los mecanismos focales de los sismos de 2007 y 2009, obtenidos por Suárez y López (2011), en color negro. Imagen tomada de Suárez y López (2011).

El campo volcánico de Los Tuxtlas se encuentra cerca de las costas del Golfo de México, donde la placa de Cocos subducida está entre 150-200 km (Pardo y Suárez, 1995). Sin embargo, los mecanismos del origen del CVLT no están claros (Nelson *et al.*, 1995; Ferrari *et al.*, 2005; Verma2006). Mediante funciones de receptor se identificó que el espesor de la corteza oceánica subducida tiene un espesor ~ 9 km y un echado de 26° entre ~ 140 y ~ 310 km frente a la Trinchera Mesoamericana (Melgar y Pérez-Campos, 2011). Lo que nos indica que la corteza subducida cesa, la cual no da continuidad a la hipótesis de la rasgadura propuesta por Ferrari (2004).

El espesor de la corteza a lo largo de la margen continental del sureste del Golfo de México ha sido determinado mediante experimentos de refracción sísmica (*e.g.*, Valdés *et al.*, 1986; Nava *et al.*, 1988) cálculo de funciones receptor de datos telesísmicos (Melgar y Pérez-Campos, 2011) y estudios de gravimetría (*eg.*, Molina Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000). Todos estos estudios sugieren que el espesor de la corteza decrece rápidamente, de cerca de 45 km en la parte central de México a 30 km hacia las planicies costeras. Melgar y Pérez-Campos (2011) observan una variación en la profundidad del Moho a lo largo Istmo de Tehuantepec, de sur a norte: el Moho comienza con una profundidad promedio de 30 km e incrementa hasta 45 km alrededor de la latitud 18°N , llegando hasta los 28 km en las costas del Golfo de México.

Kim et al. (2011) propusieron la presencia de una antigua placa en el Golfo de México, proveniente de la subducción de la litosfera oceánica del bloque de Yucatán, previo a la colisión entre el bloque de Yucatán y México en el Mioceno. El rompimiento de la placa de Cocos hacia el sur también ha sido propuesto por Rogers et al. (2002). De acuerdo con Chen y Clayton (2012), existe un truncamiento de la placa de Cocos por el bloque de Yucatán a una profundidad cercana a los 150 km. Kim et al. (2011) observan el bloque restante de la placa de Cocos a una profundidad por debajo 350 km en el Golfo de México (Figura 2.4), resultando una abertura de la placa de 200 km de extensión. Es probable que la inusual geometría de la placa cerca del Istmo de Tehuantepec tenga un efecto importante en la dinámica de la subducción en la región y puede arrojar información sobre el origen complejo de las características tectónicas (Kim et al., 2011).

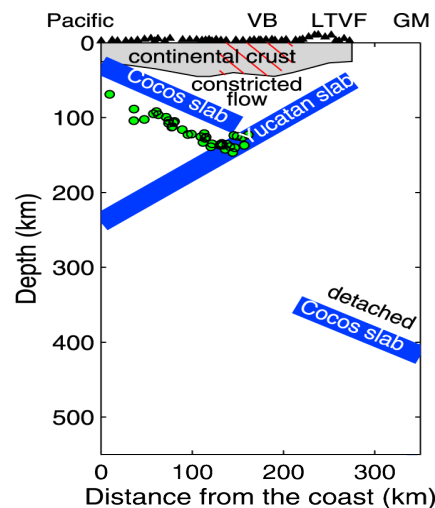


Figura 2.4: Sección interpretada por Chen y Clayton (2012) a lo largo del Istmo de Tehuantepec. Modificada de Chen y Clayton (2012).

Cerca del Istmo de Tehuantepec, la cuña de manto muestra atenuación moderada, relativamente alta velocidad de ondas P, v_p y un cociente v_p/v_s bajo, donde v_s indica la velocidad de las ondas S. Esto indica una ausencia de fusión parcial. Esto sugiere que el flujo en la cuña de manto está restringido debido a la posición de la placa de Yucatán, y puede explicar la ausencia de un arco volcánico cerca de los 100 km por debajo de la placa de Cocos (Chen y Clayton, 2012).

Una evidencia de un proceso complejo de deformación en las costas del sur del Golfo de México viene de estudios de anisotropía en la región. Basado en estudios numéricos, Schellart y Moresi (2013) sugieren un mecanismo de conducción del potencial inductivo de un régimen compresivo en el transarco, el cual es favorecido por el flujo astenosférico poloidal en la cuña de manto. León-Soto y Valenzuela-Wong (2013) usaron ondas S de sismos locales registrados cerca de las costas del Golfo de México en el Istmo de Tehuantepec. Una distribución geométrica de sismos y de estaciones sísmicas permitió un detallado muestreo de la cuña de manto. El resultado de León-Soto y Valenzuela-Wong (2013) indica la presencia de flujo poloidal en la cuña de manto sobre la Placa de Cocos. Si esto fuera cierto, el flujo poloidal observado en la cuña de manto puede inducir un régimen compresional en el transarco.

Capítulo



Antecedentes

3. METODOLOGÍA

En este Capítulo se presenta la secuencia de desarrollo del trabajo de investigación, donde se explican los fundamentos matemáticos de cada proceso y la implementación de la metodología utilizada en cada fase del estudio. La Figura 3.1 muestra el proceso de forma esquemática.

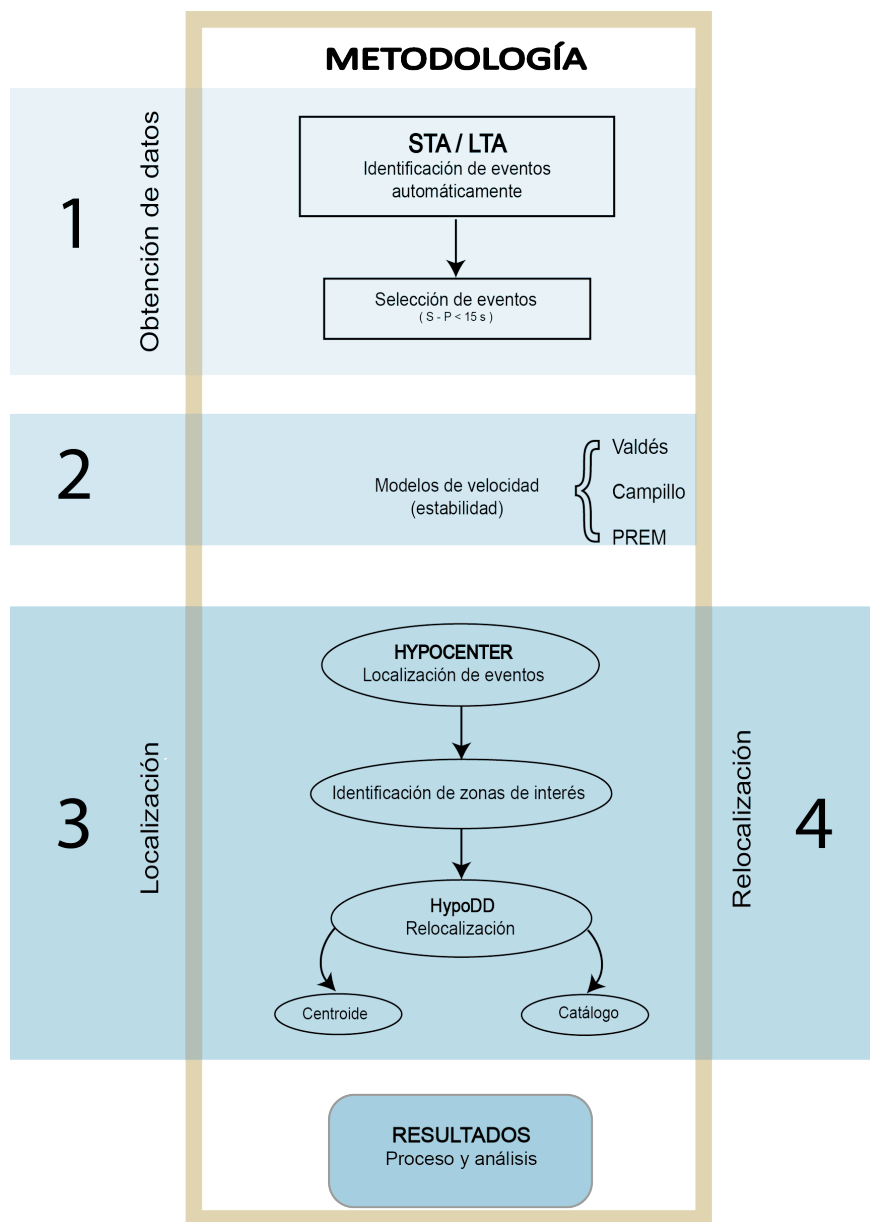


Figura 3.1: Representación gráfica de las diferentes etapas del procesado y análisis de los datos.

La información se procesó en cuatro fases que se describen en las siguientes secciones. Finalmente, se analizaron los resultados mediante un tratamiento final (Figura 3.1). A continuación se explicará cada uno de ellos.

3.1 Obtención de datos

El primer paso fue el estudio de los sismos registrados en el catálogo de sismos del SSN en el área de interés, durante el periodo de implementación de la red temporal VEOX. Por la falta de un mayor número de eventos que permita analizar más detalladamente la tectónica de la zona, se desarrolló un programa de identificación automática de sismos registrados por la red temporal VEOX.

3.1.1 Información existente

Las estaciones del Servicio Sismológico Nacional (SSN) están distribuidas para detectar los eventos más importantes en el país. Los sismos de mayor magnitud se generan cerca de la costa sur del océano Pacífico, entre los estados de Jalisco y Chiapas, debido a los esfuerzos generados entre la placa del Cocos y la de Norte América. Al interior del país, la actividad sísmica es menor. En las regiones dentro del continente, alejadas a la zona de subducción se generan sismos de magnitud de pequeña a moderada, que, en general no representan peligro considerable en la mayoría de los casos debido a su tamaño.

Se buscaron los sismos durante el periodo de junio del 2007 a marzo del 2009 (periodo durante el cual fue instalada la red VEOX) en el catálogo del SSN, que tuvieran profundidades menores de 45 km, establecida como el espesor máximo a lo largo del IT (Melgar y Pérez-Campos, 2011). Se analizó un rectángulo con extremos en la latitud 17°N-19°N y longitud 96°W – 93°W; este rectángulo abarca parte de la extensión costera del Golfo de México. En total se obtuvieron 9 eventos con profundidades dentro de la corteza mostrados en la Figura 3.2 y listados en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1: Eventos obtenidos del catálogo del SSN, registrados de julio del 2007 a marzo del 2009 con profundidades menores de 45 Km y localizados en el área de interés.

Fecha	Hora	Latitud (°)	Longitud (°)	Prof.(km)	Mag.	Zona
07/08/2008	06:39:02	18.21	-94.6	20	4.2	19 km al NOROESTE de COATZACOALCOS, VER
01/11/2007	01:30:30	17.8	-94.55	25	4	21 km al SUR de MINATITLAN, VER
12/01/2009	13:13:20	17.8	-95.61	25	3.9	27 km al SUROESTE de ISLA, VER
01/12/2008	15:43:24	18.2	-95.27	29	4	27 km al NORESTE de J RODRIGUEZ CLARA, VER
09/03/2009	19:05:16	17.27	-95.05	30	3.8	44 km al NORTE de MATIAS ROMERO, OAX
21/04/2008	06:25:21	18.23	-94.08	31	4.1	12 km al NORESTE de AGUA DULCE, VER
23/05/2008	19:49:45	18.28	-94.58	34	3.8	21 km al NOROESTE de COATZACOALCOS, VER
24/09/2008	22:26:03	17.83	-95.01	40	3.8	8 km al SUROESTE de SAYULA DE ALEMAN, VER
16/07/2008	08:22:12	18.19	-94.45	43	3.8	6 km al NORTE de COATZACOALCOS, VER

Para realizar un adecuado análisis tectónico es necesario tenerla mayor cantidad de eventos. Por tal motivo, se comenzó una búsqueda detallada de sismos en la región. El SSN tiene una distribución de estaciones sísmicas a lo largo del territorio mexicano, principalmente en la cercanía de la Trincheras Meso-Americana (TMA). Pero en zonas de actividad no tan relevante, como en las cercanías a las costas del Golfo de México, no hay suficientes estaciones que permitan analizar eventos lejanos a la TMA y de magnitudes pequeñas ($M_w < 5$). Con el registro de tiempo continuo de la red temporal VEOX se logra tener mayor precisión de la actividad sísmica en la región debido a que se cuenta con más estaciones y mejor distribuidas, más adelante se detallarán las características del arreglo temporal VEOX.

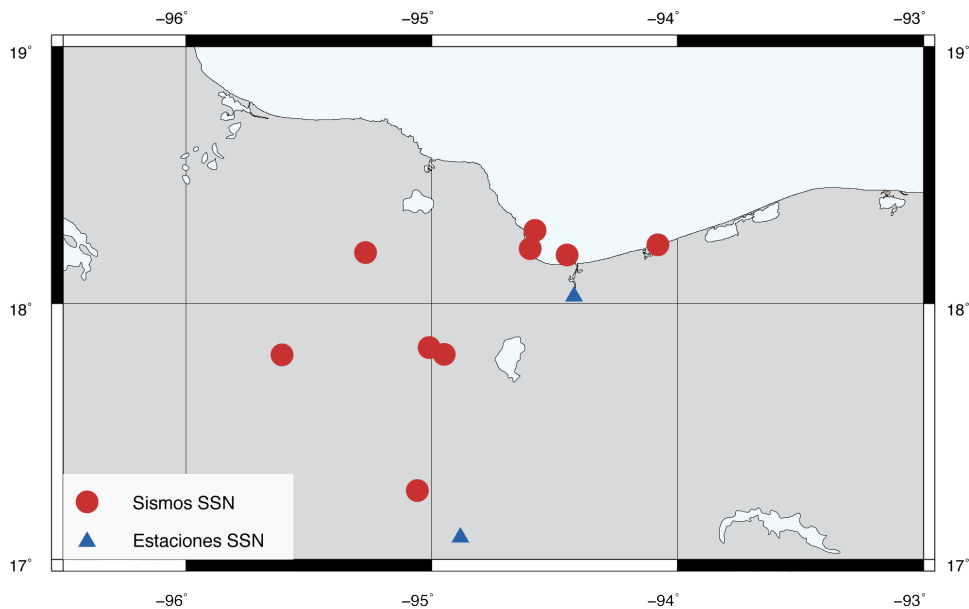


Figura 3.2: Sismos localizados por SSN en el periodo de junio de 2007 a marzo de 2009 en la zona de interés (Tabla 3.1).

3.1.2 Obtención de nueva información

3.1.2.1 Red temporal VEOX

La red temporal Veracruz-Oaxaca (VEOX), fue un proyecto impulsado por el *California Institute of Technology (Caltech)* y la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). VEOX representa la segunda fase del proyecto Meso-American Subduction Experiment (MASE), que tenía por objetivo el estudio y la modelación de la geodinámica del proceso de subducción en México (Pérez-Campos et al., 2008).

VEOX operó de julio de 2007 a marzo del 2009 a lo largo del Istmo de Tehuantepec, entre los estados de Veracruz y Oaxaca (Melgar y Pérez-Campos, 2011). La red se instaló a lo largo del Istmo de Tehuantepec, en una línea de 46 estaciones de banda ancha. Las estaciones tienen 5 km de separación entre ellas. La estación TUIG, del SSN se encuentra al este del arreglo; la estación CMIG se encuentra en la parte central del IT. Ambas ofrecen una mejor cobertura acimutal de la región (Figura 3.3).

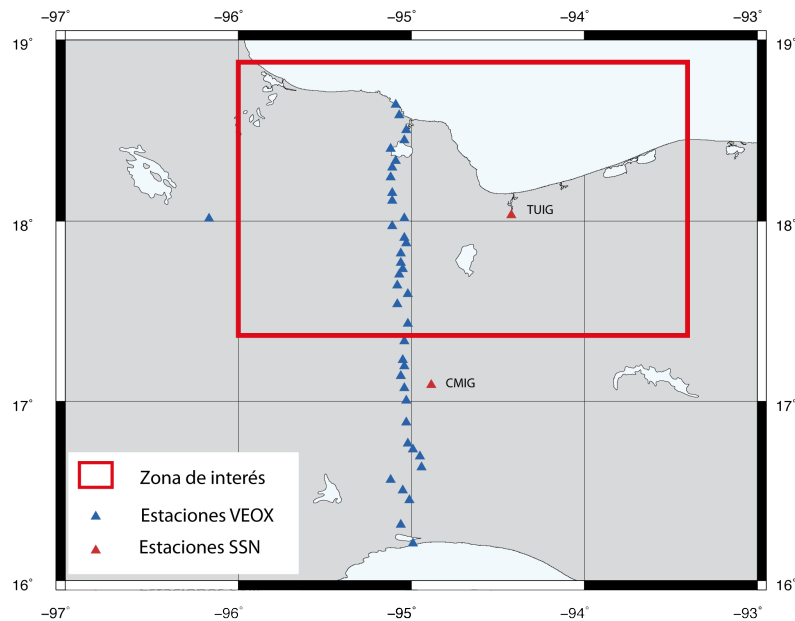


Figura 3.3: Zona de interés, estaciones VEOX y estaciones cercanas del SSN (TUIG y CMIG).

Mediante la utilización de las estaciones VEOX en la zona de interés, además de las estaciones TUIG y CMIG del SSN, se logró cubrir lo mejor posible la zona. Sin embargo, la distribución de las estaciones sismológicas en la zona no ofrece una adecuada distribución acimutal para cubrir la sismicidad cortical. Se buscaron otras estaciones o arreglos temporales que fueran útiles al proyecto pero no fue posible por el desfase de tiempo en sus registros y/o por tener estaciones muy lejanas.

3.1.2.2 Selección automática de sismos mediante el algoritmo STA/LTA

Las estaciones de VEOX operaron en forma continua durante todos los días de su funcionamiento. Esto generó una gran cantidad de datos. Inicialmente se realizó un análisis manual de los registros en tiempo continuo, lo cual llevó a entender que este proceso es muy tedioso y tardado. Con el fin de identificar de una manera eficiente y automática la sismicidad en la corteza que ocurre en la región, se implementó una metodología que permitió la identificación automática y la discriminación de eventos.

Principios Teóricos y Características del Algoritmo STA/LTA

STA/LTA es un algoritmo de búsqueda de sismos mediante un disparador de detección de umbrales. El algoritmo se fundamenta en la medición del cociente del cuadrado de la amplitud de las señales sísmicas entre ventanas de tiempo de diferente longitud (Withers et al., 1988).

$$STA_i = \frac{x_i^2 - x_{i-Nsta}^2}{Nsta} + STA_{i-1} \quad (3.1)$$

$$LTA_i = \frac{x_{i-Nsta-1}^2 - x_{i-Nsta-Nlta-1}^2}{Nlta} + LTA_{i-1} \quad (3.2)$$

STA_i y LTA_i son los valores de la ventana de corto y largo periodo al tiempo i , respectivamente. El número de muestras para cada ventana está representado por los valores $Nsta$ y $Nlta$.

El algoritmo mantiene un continuo seguimiento de los cambios de amplitud del ruido sísmico en un sitio y ajusta automáticamente la sensibilidad de la estación al ruido observado. Esto permite discriminar el ruido y mantener un control en la detección minimizando la identificación de eventos falsos. El proceso del algoritmo STA/LTA filtra la señal sísmica mediante el movimiento de las dos ventanas de tiempo: ventana promedio de tiempo corto STA esta mide la amplitud instantánea de la señal sísmica; y ventana promedio de tiempo largo, LTA, la cual detecta el nivel de amplitud de ruido sísmico.

Trnkoczy (1999) desarrolló el algoritmo para automatizar la detección de sismos, el cual sigue la siguiente secuencia:

1. Primero se calcula la amplitud cuadrática de cada muestra de datos de la señal.
2. Posteriormente se calcula el valor de las amplitudes cuadráticas de las ventanas de periodo largo (LTA) y corto (STA).
3. Se obtiene cociente de ambos valores STA/LTA.
4. Este cociente se compara continuamente con un umbral de disparo. Si la relación excede este umbral, se activa la detección de un evento. Al mismo tiempo, se activa un disparo de cierre que determina la terminación de evento.
5. Se definen los valores de pre y post eventos (PEM y PET, respectivamente), que son añadidos a los tiempos de disparo y cierre del algoritmo, con el objetivo de tener la traza completa.

Para una mejor visualización, la Figura 3.4 muestra un ejemplo del funcionamiento del algoritmo de acuerdo con lo propuesto por Trnkoczy (1999).

La configuración de los parámetros depende de los objetivos planteados, de las condiciones del ruido sísmico en el sitio y del tipo de sensor utilizado. Todas estas condiciones varían de acuerdo con las propiedades de los diferentes sitios. Por lo tanto, no hay una regla fija que los establezca y es indispensable hacer calibraciones para lograr una mejor identificación de los eventos.

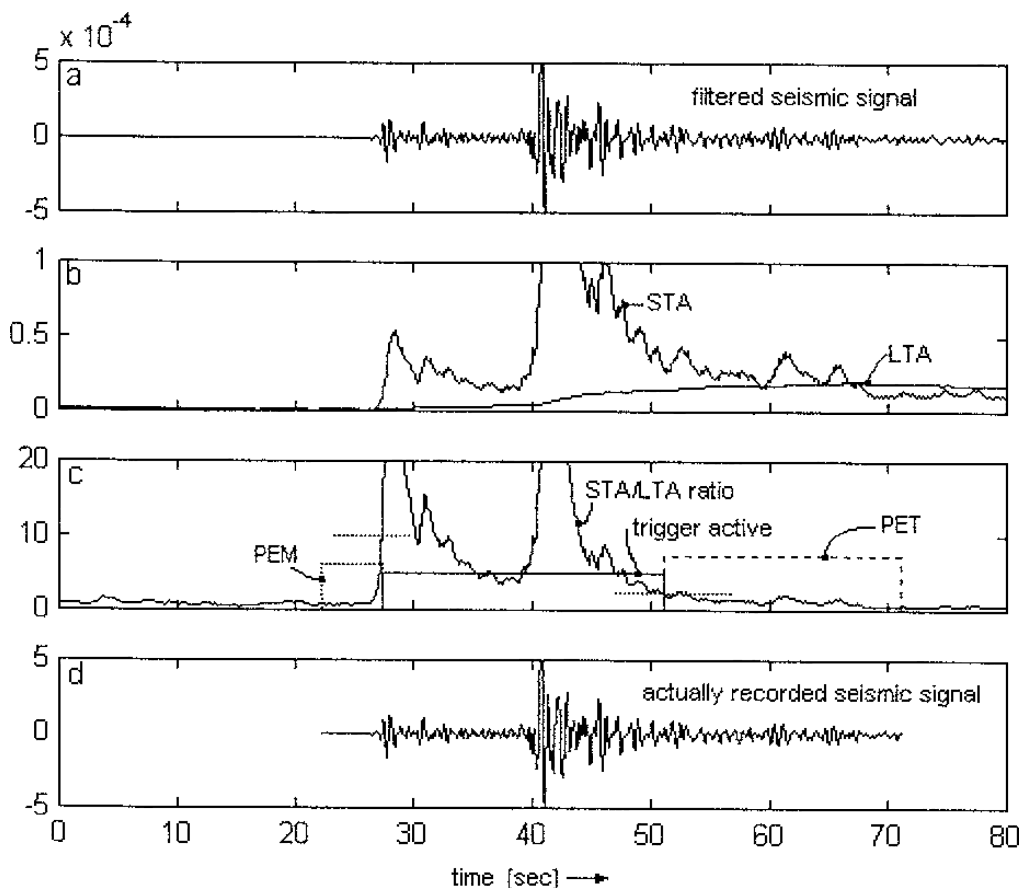


Figura 3.4: Representación gráfica del funcionamiento del algoritmo STA/LTA (Trnkoczy, 1999): a) registro original, b) representación del resultado de los promedios de STA y LTA, c) relación entre LTA/STA y los niveles de disparo, d) resultado del recorte del evento en función de las características establecidas.

STA es la medida de la media de la señal sísmica (envolvente). Su tamaño debe de ser menor que el evento más pequeño que esperamos obtener. La duración sin embargo, no puede ser demasiado corta, para evitar detección de errores en la lectura (por ejemplo, picos electrónicos o actividades humanas). STA define la sensibilidad de la detección, sismos más pequeños requieren una menor duración de la ventana. Para eventos regionales, un valor típico de la duración STA es de entre 1 y 2 segundos. Para los valores de sismos locales, se manejan tiempos más cortos, alrededor de 0.5 a 0.3 segundos son de uso común en la práctica (Trnkoczy, 1999).

LTA es la ventana que mide el promedio de la amplitud del ruido sísmico. LTA debe de ser mayor que las fluctuaciones del ruido promedio observado en la estación. Una duración corta de LTA permite observar el incremento lento de la amplitud de las ondas sísmicas emergentes. La duración LTA de 60 segundos es un valor inicial común. Un valor más corto tiene el potencial de excluir eventos regionales emergentes y un mayor valor puede ser usado para eventos regionales distantes con mayor tiempo S-P (Trnkoczy, 1999).

El nivel de umbral de disparo, definido como el cociente entre LTA/STA, determina el momento en el cual el evento es detectado. Éste depende mucho de la cantidad de ruido. En general un valor promedio de 4 es recomendable cuando tenemos una estación en un lugar con bajo ruido sísmico. En cambio, cuando existe mucha actividad humana y ruido sísmico de fondo, los valores que suelen usarse son mayores que 8 (Trnkoczy, 1999)..

Como se puede observar, los parámetros del algoritmo deben estar definidos por las características de la zona. De ahí la importancia de hacer pruebas para calibrar el programa y definir los ajustes necesarios para la identificación adecuada del tipo de evento que se necesita.

Aplicación para identificación de eventos corticales a nuestra región

El trabajo inicial más importante fue la implementación de un programa que fuera capaz de correr el algoritmo STA/LTA. Se encontró que Python cuenta con las librerías necesarias y la capacidad de procesamiento adecuada para el procesamiento de los registros. El programa se desarrolló en este lenguaje. El programa escrito en Python está estructurado de la siguiente manera:

1. Lee los encabezados de los eventos agrupados en una carpeta en los archivos del proyecto VEOX. Con ellos genera un archivo con los nombres de los eventos (mediante la implementación de un Shell en LINUX). Los registros leídos tienen una duración de un día completo. Cada corrida lee los datos de todos los días de cada mes.
2. El programa lee los registros por componente y los filtra con un pasa bandas (0.2 – 5.0 Hz) Haskov (2010). Con el objetivo de quitar el ruido y señal de eventos lejanos (longitudes grandes).
3. Se definen las longitudes de las ventanas: STA=0.5s y LTA=20s, calibrados para identificar sismos locales. Estos valores se definieron haciendo pruebas del modelo mediante la identificación de los eventos de los catálogos ya conocidos, se logró un 85% de certidumbre.
4. Con la subrutina recSTALTA de la paquetería dentro de Pythonse realizan los cálculos del algoritmo de STA/LTA, establecido por Trnkoczy (1999).
5. Se establecen los niveles de disparo: thrOn = 18.0 y thrOff = 1.0. Se definen los puntos de corte de nuestra señal.
6. Se definen los tiempos de pre-evento PEM y tiempo de post-evento PET de 60 y 120 segundos, respectivamente; esto con el objetivo de tener el tiempo suficiente previo y posterior de los eventos y no perder registro.
7. Esto se realiza en una serie de ciclos, donde se analiza día por día y en cada día se identifica el mayor número de eventos posible.
8. Finalmente los resultados se guardan en una carpeta por componentes y se guarda con el nombre de la fecha y hora exacta del primer disparo.

La Figura 3.5 muestra gráficamente el funcionamiento del algoritmo y los resultados obtenidos. Se puede observar la identificación de un evento local con base en los valores de los parámetros establecidos. Para lograr menor incertidumbre se calibró el programa con los eventos iniciales obtenidos por el SSN, se obtuvieron buenos resultados ya que 8 de los 9 eventos analizados se lograron identificar con el algoritmo. Los resultados iniciales dieron confianza en la eficacia del programa.

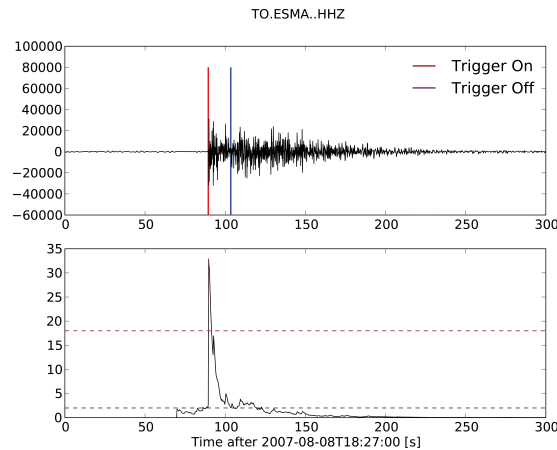


Figura 3.5: Ejemplo del programa en Python, donde el programa identifica un evento. Arriba, se muestra la señal filtrada con las líneas de disparo dibujadas en colores. Abajo, relación de las ventanas STA/LTA con los límites de disparo y sus respectivos colores.

Se procesaron los registros de los 18 meses. El primer paso fue seleccionar cuales estaciones son más estratégicas para la búsqueda, con el objetivo de tener la mejor cobertura del área de interés. Se seleccionaron 5 estaciones para la inspección de los sismos locales: MONT, ESMA, CONU, TUXT y TUIG (Figura 3.6).

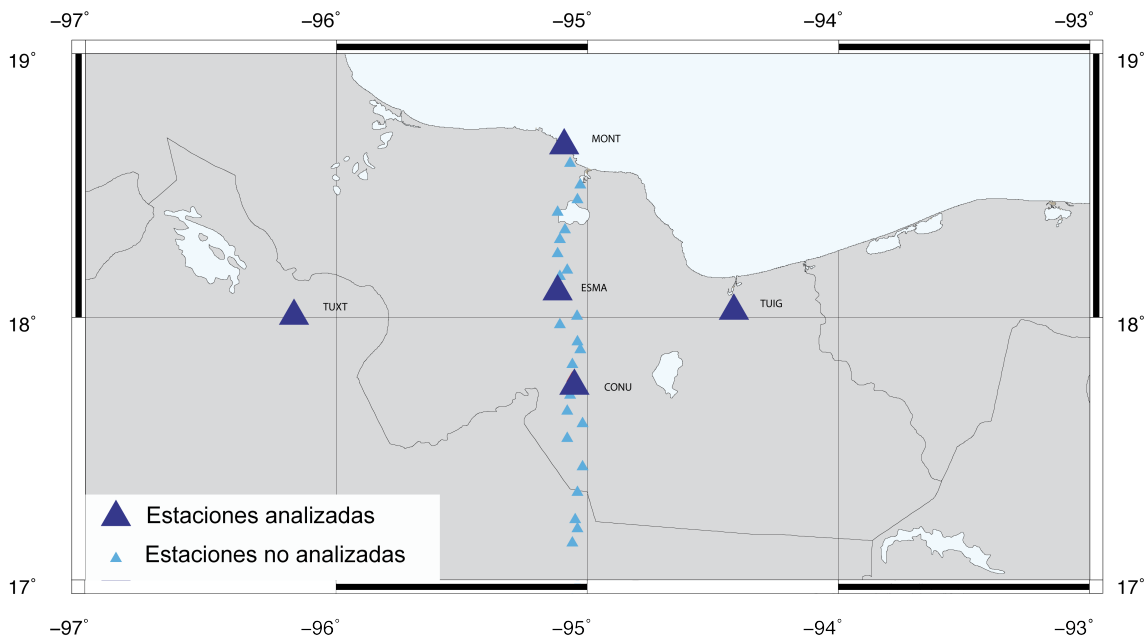


Figura 3.6: Estaciones usadas en el análisis con el algoritmo STA/LTA, que cubre la mayor área de interés, con el objetivo de obtener la mayor cantidad de eventos en la región.

Establecidas las estaciones para el análisis, se procedió a descargar los registros de las estaciones de VEOX del servidor de California Institute of Technology y los registros de las estaciones del SSN. Las descargas fueron por día y por componente. Con los datos de las cinco estaciones se comenzó la búsqueda de nuevos eventos mediante el programa (STA/LTA).

El programa agrupa los eventos identificados en carpetas, con ello se procede a seleccionar eventos confiables. Como es un programa automático y debido a la gran cantidad de ruido, ocasionalmente se detectaron eventos falsos (picos o anomalías). Con el fin de conservar únicamente eventos de interés se procedió a hacer una selección manual mediante SAC (*Seismic Analysis Code*, desarrollado en *Lawrence Livermore National Laboratory*). Aquí se decidió elegir eventos con tiempos de arribo entre S-P menores de 15s, debido a que eso limita a encontrar sismos que se encuentran tentativamente en la corteza. Este tiempo de S-P corresponde a sismos que se encuentran aproximadamente a una distancia máxima de 120 km de distancia de las estaciones.

El resultado final de la búsqueda fue muy satisfactorio, ya que se lograron identificar más de 300 eventos locales y regionales. La mayoría de estos no fueron localizados por el SSN, principalmente los más pequeños ($M_w < 4$). El programa en general es muy buen identificador de eventos regionales, pues el 80% de los eventos identificados poseen esa característica. En este trabajo no se utilizarán los eventos regionales.

El siguiente paso es la localización de los eventos, para ello, es necesario tener un modelo de velocidad adecuado que permita una buena identificación.

3.2 Análisis de los modelos de velocidades

Para comenzar a trabajar con los datos obtenidos con el algoritmo fue necesario establecer el modelo de velocidades más adecuado. La elección del modelo fue una tarea importante, debido a la inexistencia de un modelo adaptado en la región. Por tal motivo, se eligieron algunos de los establecidos en la literatura para probar cuál de ellos es el más conveniente, mediante un estudio de calibración de estabilidad.

3.2.1 Modelos de velocidades analizados

Los modelos de velocidades para México que se encuentran en la literatura, en su mayoría están definidos para la parte costera del Pacífico y en el centro del país. En toda la cercanía a la zona metropolitana y paralelos a trinchera mesoamericana (TM). Para este estudio no se encontró ningún modelo en la zona, por lo cual se analizaron otros modelos existentes.

Modelo PREM

El modelo Preliminar de la Tierra (*Preliminary Reference Earth Model* PREM, por sus siglas en inglés) representa uno de los principales modelos sísmicos globales de referencia (Dziewonski y Anderson, 1981). Éste asume una simetría esférica del planeta descrito por los coeficientes de Lamé, λ y μ , la atenuación, Q , y la densidad, ρ , de los materiales constituyentes (Tabla 3.2).

Tabla 3.2: Modelo de velocidades (capas someras), modificado de Dziewonski y Anderson (1981).

Nivel	Radio [Km]	Profundida [Km]	Densidad [G/CCM]	Vp [Km/s]	Vs [Km/s]
86	6311	60	3.37688	8.08	4.47715
87	6331	40	3.37906	8.01	4.48486
88	6346.6	24.4	3.38076	8.11	4.49094
89	6346.6	24.4	2.98	6.8	3.9
90	6356	15	2.9	6.8	3.9
91	6356	15	2.6	5.8	3.2
92	6368	3	2.6	5.8	3.2
93	6368	3	1.02	1.45	0
94	6371	0	1.02	1.45	0

Modelo Valdés et al. (1986)

Valdés et al. (1986), con datos de sísmica de refracción y datos gravimétricos obtuvieron un modelo cortical de velocidades, océano-continente en el estado de Oaxaca. Este modelo consiste en tres capas con un gradiente de velocidades positivo (Figura 3.7). Para la corteza oceánica, los registros sísmicos sugirieron un espesor de 10 km. En la región continental, el modelo de Valdés et al. (1986) sugiere un espesor de corteza de aproximadamente 45 km.

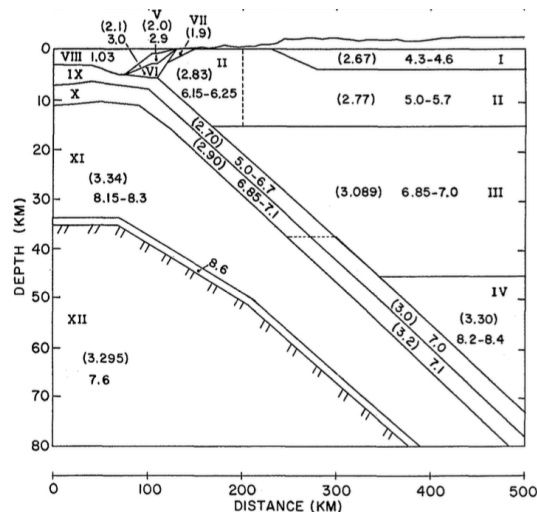


Figura 3.7: Modelo de velocidades propuesto por Valdés et al. (1986) en el estado de Oaxaca.

Modelo Campillo

Campillo et al. (1989; 1996) estimaron la estructura de velocidades de la corteza en trayectorias de ondas superficiales entre las costas de Guerrero y Michoacán, a lo largo de la zona de subducción, y de la costa de Guerrero a la Ciudad de México. En el primer trabajo (Campillo *et al.*, 1989), partiendo de los resultados de un estudio de refracción realizado en Oaxaca (Valdés *et al.*, 1986), llegaron a un modelo final de tres capas de 15 km sobre el semiespacio perpendicular a la costa. Para el segundo trabajo (Campillo *et al.*, 1996) obtuvieron la estructura a partir de la inversión de las curvas de dispersión para la velocidad de grupo de las ondas superficiales generadas por nueve sismos de subducción bajo la costa occidental de México. La estructura de la corteza media está bien definida y va de 5 a 30 km de profundidad, mientras que la estructura superficial y profunda no se pudo resolver debido al rango limitado de periodos en los datos de dispersión. La frontera entre las cortezas media y profunda está bien definida entre los 15 y 20 km (Figura 3.8).

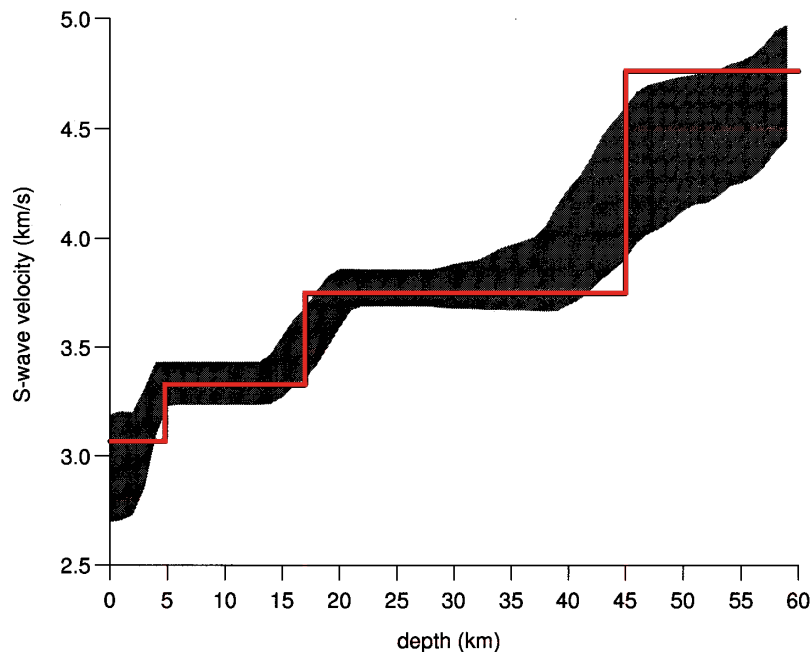


Figura 3.8: Velocidad de las ondas S, obtenida por Campillo et al. (1996) a partir de la dispersión del grupo de las ondas Rayleigh, entre las costas de los estados de Michoacán-Guerrero y la Ciudad de México.

3.2.2 Selección del modelo más adecuado

La selección del modelo de velocidades se fundamenta en la comparación de estabilidad en los resultados de localización de cada uno para la región de interés. La profundidad del Moho de los modelos propuestos por Campillo *et al.* (1989; 1996) y Valdés *et al.* (1986) se modificó utilizando los resultados por Melgar y Pérez-Campos (2011). Con la funciones receptor se obtuvo el espesor del Moho, se seleccionaron las estaciones más cercanas a las costas del Golfo de México (Tabla 3.3).

Estaciones	Profundidad [Km]
TOLO	40.5
DONA	41.1
LACU	33.3
SUCH	39.5
JECA	37.1
NUMO	42.1
GUVI	45.8
CANU	30.9
CUAU	46
SAJO	35.5
CAUD	35.2
AGUC	35.2
CERQ	39.5
AGUA	37.3
ESMA	41.3
CONU	37.7
COYO	30.6
MANG	28
SARO	27.4
ZAPO	27.9
CATE	31.4
INUV	36.8
SONT	25.7
EBTT	31.2
MONT	23.7

Tabla 3.3. Profundidades a la que se encuentra el Moho a lo largo del perfil VEOX, donde se seleccionan las estaciones que están dentro de la zona de interés, modificada de Melgar y Pérez-Campos (2011).

El espesor de la corteza a lo largo del perfil varía. El promedio nos permite establecer una profundidad general la cual será considerada en los modelos de velocidad. El espesor promedio es de 34.95 km. La Figura 3.9 muestra la geometría debajo del perfil VEOX (Melgar y Pérez-Campos, 2011), donde se observa los cambios en la profundidad del Moho y la profundidad a la que se encuentra la placa Cocos debajo de la corteza continental.

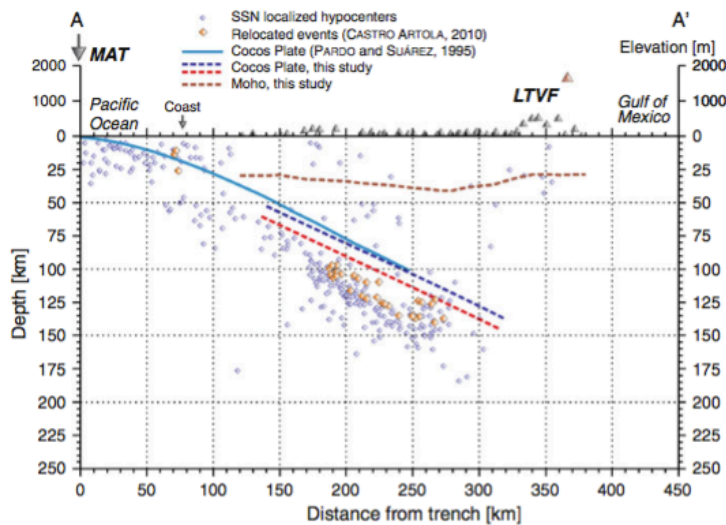


Figura 3.9: Perfil a lo largo de la red VEOX. Se muestra la geometría y los resultados obtenidos por Pardo y Suárez (1995), Castro Artola (2010) y el estudio de Melgar y Pérez-Campos (2011). Imagen tomada de Melgar y Pérez-Campos (2011).

El resultado obtenido por Melgar y Pérez-Campos (2011), muestra que en las costas se reduce el espesor cortical y en la parte central se encuentran las regiones de mayor profundidad del Moho. Se decidió tomar en cuenta esta variación y establecer un promedio de 35 km para definir la profundidad del Moho. Esta profundidad media fue utilizada con los modelos de velocidad de Campillo *et al.* (1989; 1996) y Valdés *et al.* (1986).

Con los modelos establecidos en la literatura y los modificados, se realizó una comparación de estabilidad de las localizaciones epicentrales. Primeramente se localizaron los eventos registrados por el SSN utilizando el modelo de Campillo *et al.* (1989). Con la identificación de las fases de cada uno de los eventos se emplearon los diferentes modelos de velocidades y comparar las localizaciones obtenidas. El valor a comparar es el residual observado. Este determina la concordancia del modelo de velocidad con el medio.

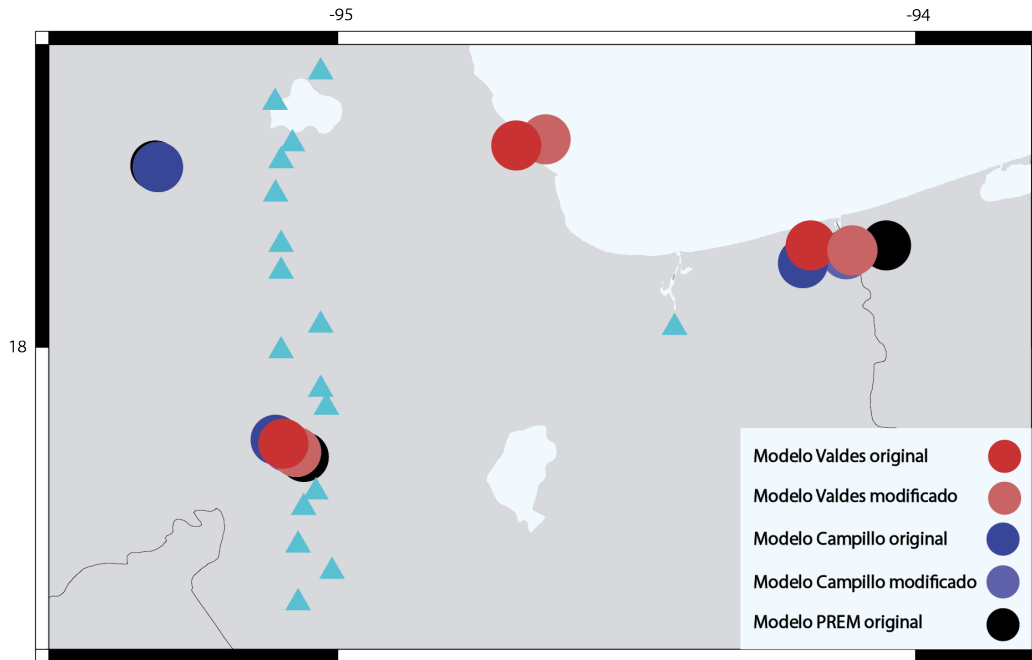


Figura 3.10: Pruebas de estabilidad de los modelos de velocidad. Donde se analiza mediante localización obtenida con HYPOCENTER de SEISAN. Se observa que dos sismos se localizan con variaciones de pocos kilómetros en las diferentes variaciones de modelos. En cambio para el sismo más al norte la localización es diferente con el modelo de Valdés (1986) original y modificado.

Para decidir cuál es el modelo más adecuado se determinó la estabilidad en toda la región, para ello se consideraron los tres sismos distribuidos a lo largo de la región (Figura 3.10), implementando un análisis de comparación de residuales (relación entre la onda observada y calculada). Finalmente se observó que el modelo de Valdés modificado presenta la mejor correlación con el medio a lo largo de la región de interés.

Para comparar el modelo de Valdés *et al.* (1986) modificado y verificar los resultados de la localización, se analizaron los nueve sismos registrados por el SSN (Tabla 3.1). La localización se realizó con HYPOCENTER de SEISAN (Havskov y Utheimn, 1992). Los residuales de localización obtenidos generalmente fueron aceptables (residual < 0.5 s), comparados con las localizaciones obtenidas con el modelo y las estaciones utilizadas por el SSN.

Los resultados muestran diferencias de localización. Podemos definir que a pesar de la localización existe confianza en los resultados en este estudio, ya que contamos con estaciones cercanas y un modelo que nos da residuales relativamente pequeños.

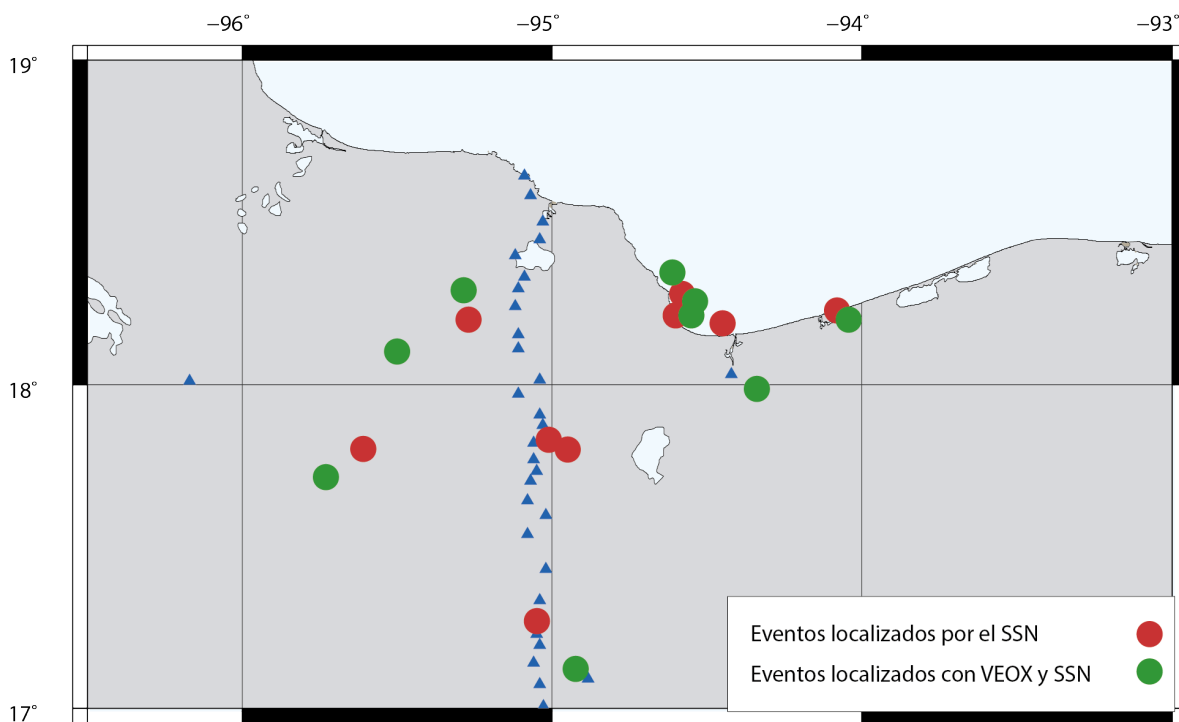


Figura 3.11 Comparación de la localización por el SSN y la localización obtenida empleando estaciones de VEOX y SSN cercanas, con el modelo seleccionado para la zona.

3.3 Proceso de localización

La localización se realizó identificando el tiempo de arribo de las ondas P y S, implementado en el programa de HYPOCENTER del sistema de análisis sísmico SEISAN (Havskov y Utheimn, 1992). A continuación se explica la teoría del método y la manera de aplicación a nuestros datos.

3.3.1 Localización mediante el tiempo de arribo, Hypocenter

La localización se obtiene mediante la minimización de la diferencia del tiempo de arribo de las ondas S y P teóricos y observados, donde suponemos un medio homogéneo con capas paralelas estratificadas horizontalmente. Esencialmente tenemos que:

$$t_i = \frac{\sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + (z - z_i)^2}}{v} + t_0, \quad (3.4)$$

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

$$m = m_0 + \Delta m, \quad (3.5)$$

donde m_0 es el vector de los parámetros iniciales, m es una nueva ubicación a una pequeña distancia de m_0 , y Δm son las perturbaciones; m la podemos aproximar en un primer plano mediante series de Taylor. Se busca que las perturbaciones tiendan a cero utilizando la norma L2 (mínimos cuadrados). Esto se realiza de manera iterativa hasta lograr el menor error.

HYPOCENTER es un programa en Fortran para la localización local, regional y global de sismos, mediante primeros arribos de las ondas de cuerpo. La versión original fue escrita por Lienert et al. (1976); siguió el formato HYPO71 (Lee y Lahr, 1978) donde se limitó para sismos locales ($\Delta < 1000$ km) y un modelo de velocidades de una tierra plana. El programa fue incorporado dentro del conjunto de subrutinas de procesamiento conocido como SEISAN (Havskov y Utheimn, 1992). Este fue utilizado para la localización de los eventos.

En SEISAN es necesario picar el tiempo de arribo de las ondas P y onda S. Para mejores resultados es necesario tener detectado el evento en el mayor número de estaciones, las cuales deben representar una cobertura acimutal considerable. El programa determina la variabilidad de los resultados a partir del tamaño del residual. Éste representa la diferencia entre el tiempo de arribo de las ondas, calculado y el observado; es un parámetro que ayuda a determinar si un evento es confiable. En la mayoría de los casos se buscaba que los residuales fueran menores de 0.5 segundos debido a que esto da confiabilidad en los picados, entre más pequeño sea el valor mayor certeza existe en la localización.

Con el programa de identificación de eventos STA/LTA se identificaron un total de 34 posibles eventos corticales con profundidad menor que 60 km. En la Figura 3.12 se muestra el resultado de los nuevos eventos localizados en la región con apoyo de las estaciones de VEOX y SSN.

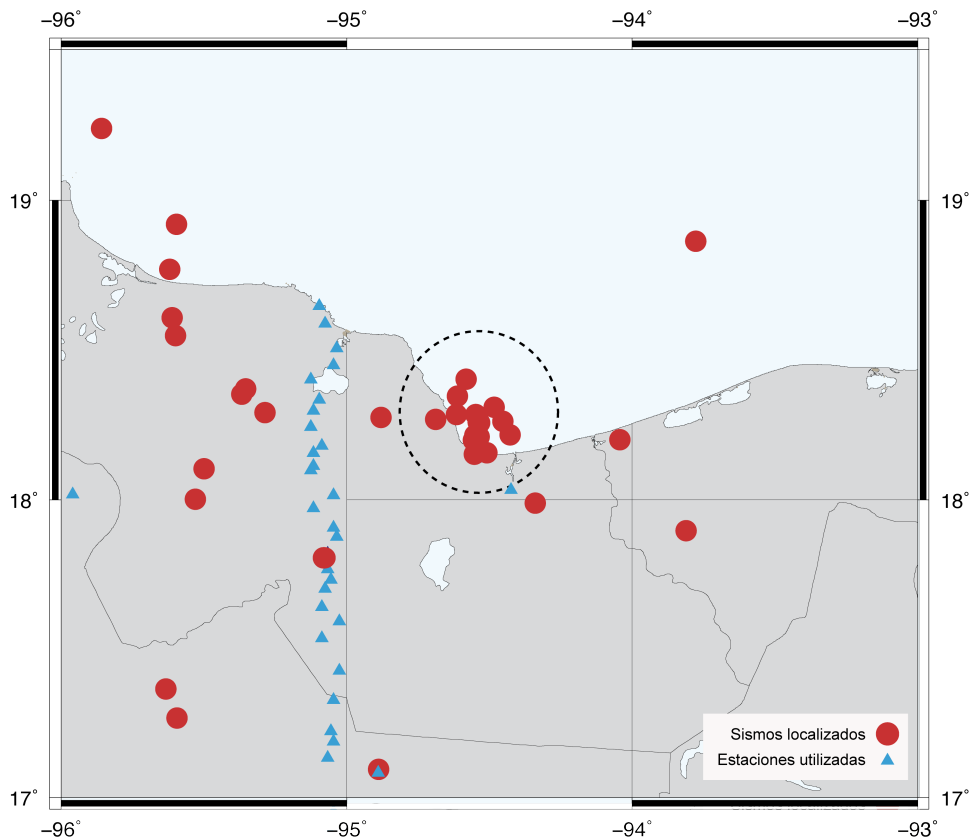


Figura 3.12: Total de eventos localizados. Se observa que la mayoría de los eventos están distribuidos en las costas del golfo y en las cercanías de las estaciones. El área marcada con un círculo muestra una acumulación de eventos.

Los resultados de la localización muestran la distribución de la deformación en la región, donde se observa una acumulación de sismos en la parte norte del Istmo de Tehuantepec y una distribución dispersa en las costas del Golfo. Los eventos del círculo de la Figura 3.12 coinciden con la localización del sismo de Jáltipan de 1959.

3.4 Proceso de relocalización

El resultado de la localización muestra una distribución general de los sismos donde se observa la sismicidad al norte del Istmo de Tehuantepec, a lo largo de la costa del Golfo de México, donde se acumulan los eventos sísmicos (círculo de la Figura 3.12). En esta zona existe mucha incertidumbre por la falta de estaciones cercanas que permitan una mejor cobertura acimutal. Para mejorar la localización existe una herramienta que nos permite agrupar eventos que poseen ciertas características en común.

3.4.1 Relocalización mediante diferencias dobles (programa HYPODD)

Con el fin de mejorar la localización de los eventos en la zona se utilizó una paquetería de programas en Fortran que se fundamenta en el algoritmo de diferencias dobles (DD) desarrollada por Waldhauser y Ellsworth (2000). DD agrupa sismos que tienen una cierta tendencia, relacionándolos con estructuras geológicas o fallas en regiones donde existe una amplia sismicidad y distancias cercanas entre eventos.

El programa consta de una serie de procesos, que van desde la preparación de datos para poder ejecutar la paquetería. Generalmente se divide en dos partes esenciales: la de pre-procesado (ph2dt) y el procesado de los datos (hypoDD).

En el ph2dt se incorporan los datos de las fases P y S y se transforman al formato necesario para el programa hypoDD. Se realiza un proceso de discriminación entre eventos y busca conexión entre pares de éstos en función de la distribución espacial. Es necesario generar un archivo con los parámetros de la distribución de nuestro arreglo el cual tiene los siguientes elementos:

- MINWGHT: Peso mínimo a ser tomado en cuenta (0-1).
- MAXDIST: Máxima distancia entre un evento y una estación.
- MAXSEP: Máxima separación entre eventos en km (radio de búsqueda), un radio de 10 km es un valor muy adecuado para comenzar en muchas regiones.
- MAXNGH: Máximo número de eventos vecinos en un radio de MAXSEP,
- MINLNK: Mínimo número de eventos ligados, > 8 representa eventos fuertemente ligados.
- MINOBS: Mínimo número de observaciones. Cuando se trata de una cantidad considerable de eventos podemos igualarlo con MINLNK.
- MAXOBS: Máximo número de observaciones.

En el caso de tener poca cantidad de eventos se recomienda MINOBS=1, MAXOBS igual al número de estaciones y MAXNGH igual al número de eventos. El ph2dt genera los archivos necesarios para las entradas del hypoDD.

El hypoDD determina las diferencias dobles de la localización de los epicentros a partir de diferencias de los tiempos de viaje de los datos. Es necesario establecer parámetros de entrada al programa, los cuales están en función del arreglo utilizado y la zona de estudio (modelo de velocidades). A continuación se muestran las variables que es necesario definir para el funcionamiento correcto del programa:

- IDAT: Tipo de datos: 1 = correlación cruzada; 2 = Datos del catálogo; 3 = x-corr y catálogo.
- IPHAT: Fase: 1 = onda P; 2 = onda S; 3 = OndaP y S
- DIST: Distancia máxima entre una estación y el centroide de la nube de datos.
- OBSCT: Número mínimo de pares de observaciones para datos del catálogo. Se recomienda que cumpla con: MAXOBS < OBSCT < MINLNK, esto asegura enlaces fuertes.
- ISTART: Localización inicial: 1 = comenzando con el centroide del conjunto; 2 = comenzando con las localizaciones del catálogo.
- ISOLV: solución de mínimos cuadrados (1 = SVD, 2 = LSQR)
- NSET: Número de iteraciones.
- NLAY: Número de capas del modelo de velocidad.

- RATION: Cociente entre las velocidades P y S.
- TOP: Profundidades desde la primera capa
- VEL: Velocidad de cada capa.
- CID: Número de nube de eventos a localizar.

Con la determinación de los parámetros podemos definir cuál es la incertidumbre de nuestros resultados. Esto se muestra en nuestros resultados. El programa describe su variabilidad.

DD es especialmente útil para regiones con distribución densa de sismicidad; es decir, donde las distancias entre los eventos son de tan solo unos cientos de metros. Los cerca de 10,000 sismos producidos durante el periodo sísmico de 1997 en Long Valley Caldera, California (Waldhauser y Ellsworth, 2000) muestran una actividad que es un excelente ejemplo de sismos producidos por un mismo proceso; con DD se pueden mejorar las localizaciones (Figura 3.13).

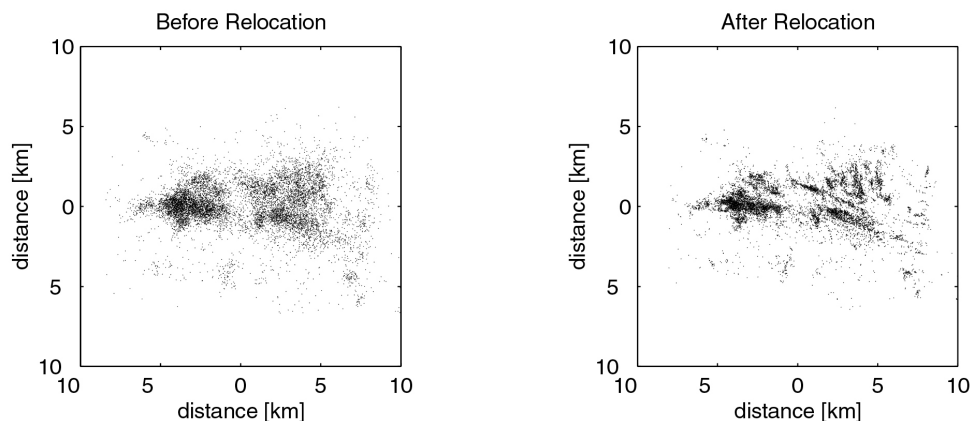


Figura 3.13 Localización inicial (panel izquierda) y localización por diferencias dobles (panel derecho) cerca de 10,000 sismos producidos durante la crisis sísmica en Long Valley Caldera. La distancia media entre los eventos que se utilizaron en la relocalización es aproximadamente 500 m. El tamaño del sistema de ecuaciones de diferencias dobles en este caso es aproximadamente 1 millón de ecuaciones para el total de eventos. Imagen tomada de manual hypoDD versión 1.0 (Waldhauser, 2001).

El resultado final de la relocalización, es una agrupación de eventos a estructuras en la región, donde existe menor incertidumbre en su localización.

Relocalización de los eventos con DD

Para nuestro caso, se tiene una zona apta para analizarse con diferencias dobles. En la Figura 3.12 se marcó una región de densidad de eventos los cuales representa una posible área de deformación, en total se tienen 16 sismos. DD permite correlacionar eventos que se encuentran distribuidos a cortas distancias y para este caso es aplicable.

Con los sismos se realizó la relocalización con el objetivo de correlacionarlo con alguna estructura geológica. El primer paso es la generación de los archivos ph2dt y hypoDD que son los parámetros de las

características de la distribución estaciones-eventos. En el pre-procesado, al correr el programa ph2dt se descartan eventos que se considera poseen poca relación con el resto del núcleo, en total se eliminaron tres eventos, éstos no fueron procesados con hypoDD.

La zona de interés presenta las características para realizar la relocalización mediante DD, para ello se siguió lo recomendado por Waldhauser (2011). Se comenzó la relocalización considerando un centroide como la localización inicial, lo cual es recomendable para zonas de densidad extensa y distancia entre eventos de pocos kilómetros. En nuestro caso tenemos sismos que se encuentran entre sí a máximo 28 kilómetros (sismos ya seleccionados con ph2dt), únicamente 13 de los 16 se procesaron. Esto es un limitante a considerar ya que no es una cantidad considerable para tener resultados ideales.

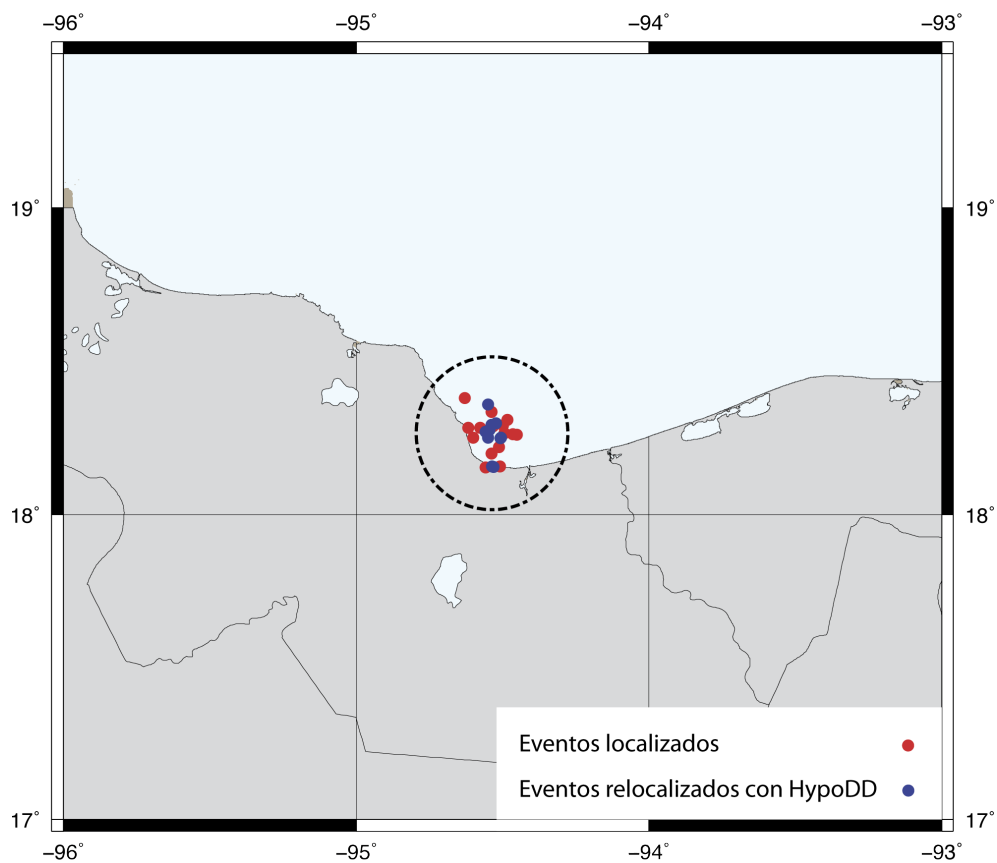


Figura 3.14: Relocalización mediante diferencias dobles del conjunto: zona aplicable del método DD.

El resultado fue la obtención de nueve sismos relocalizados, los cuales presentan un alineamiento nort-sur, esto nos indica que existe un patrón de orientación, correlacionable con una posible estructura o proceso tectónico. El objetivo del siguiente capítulo es verificar si es posible correlacionarlo con algún elemento que nos pueda indicar las causas de esta actividad sísmica en el lugar.

Un parámetro difícil de definir es la profundidad focal, ya que es fundamental tener estaciones muy cercanas al epicentro. La distribución de las estaciones de VEOX y SSN no permite tener buenos elementos

en la mayoría de los sismos, pero en el caso del conjunto seleccionado, las localizaciones son relativamente confiables. En la Figura 3.15 se muestran los resultados de la profundidad de los eventos localizados con orientados en los perfiles N-S y O-E.

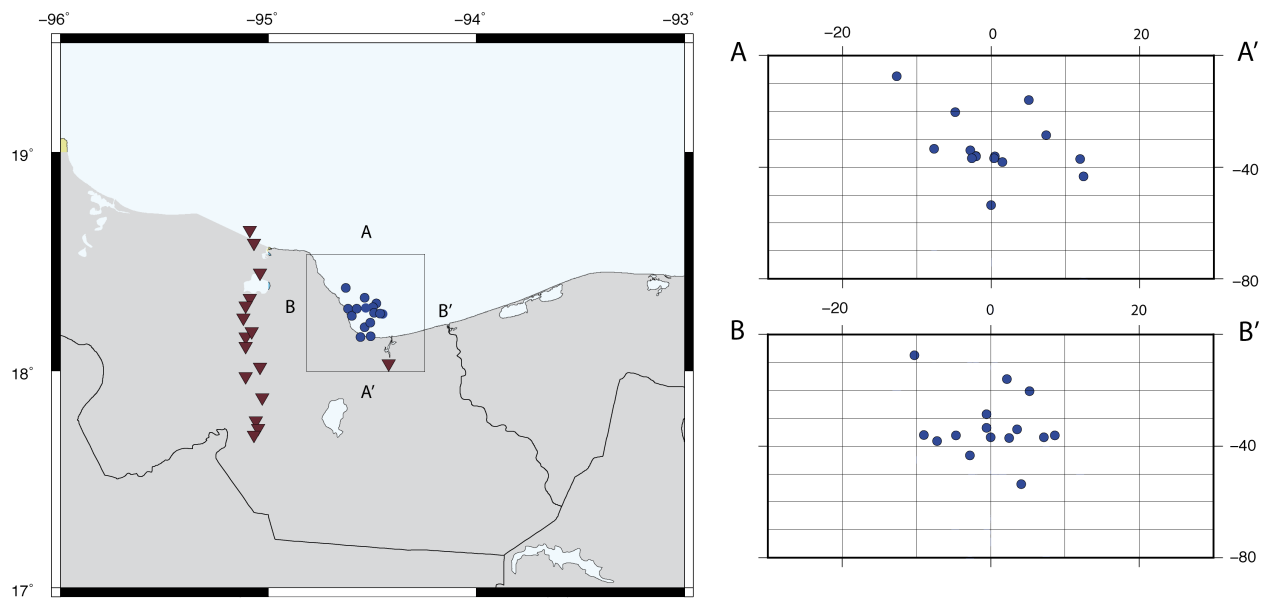


Figura 3.15: Conjunto identificado. Perfiles A-A' (N-S) y B-B' (O-E), donde se muestra la profundidad de todos los sismos.

El resultado de los perfiles indica que no existe una orientación preferencial. Pero se observa que en su mayoría los sismos se encuentran a una profundidad entre 30 y 40 km.

DD se caracteriza por seleccionar eventos que poseen características en común, principalmente en sismos que se encuentran a distancias cercanas. En los perfiles de la Figura 3.16, es interesante observar que los sismos relocalizados se alinean a aproximadamente a la misma profundidad. De acuerdo con el modelo de velocidades, estos eventos se encontrarían en el manto superior del Golfo de México, donde la profundidad del Moho es aproximadamente 25 km bajo el mar (Melgar y Pérez-Campos (2011)).

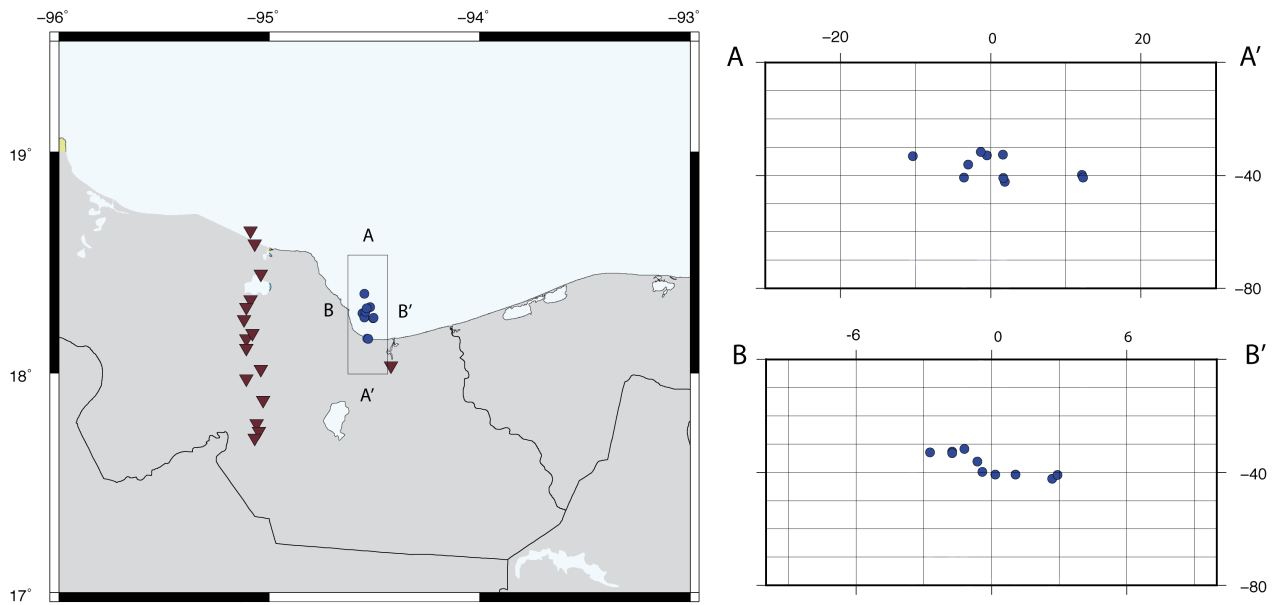


Figura 3.16: Conjunto procesado con DD. Perfiles A-A'(N-S) y B-B'(O-E), donde se muestra la profundidad de los sismos.

En el caso de los eventos que se encuentran fuera del conjunto no es posible realizar la relocalización, debido a que son eventos que se encuentran muy aislados unos de otros.

Capítulo



Análisis de eventos
seleccionados

4. ANÁLISIS DE EVENTOS SELECCIONADOS

En apartados anteriores se hizo la observación de las características del arreglo VEOX, el cual no ofrece una buena cobertura acimutal para muchos eventos de la región. Por tal motivo, se seleccionaron los sismos que poseen la mejor cobertura acimutal y cercanía a estaciones. Esto nos permite tener mayor confiabilidad en los resultados, por lo que se realizará un análisis de la profundidad y se obtendrá el mecanismo focal de estos sismos.

Los eventos seleccionados se encuentran a lo largo de una sección de VEOX y en el conjunto identificado (Figura 4.1).

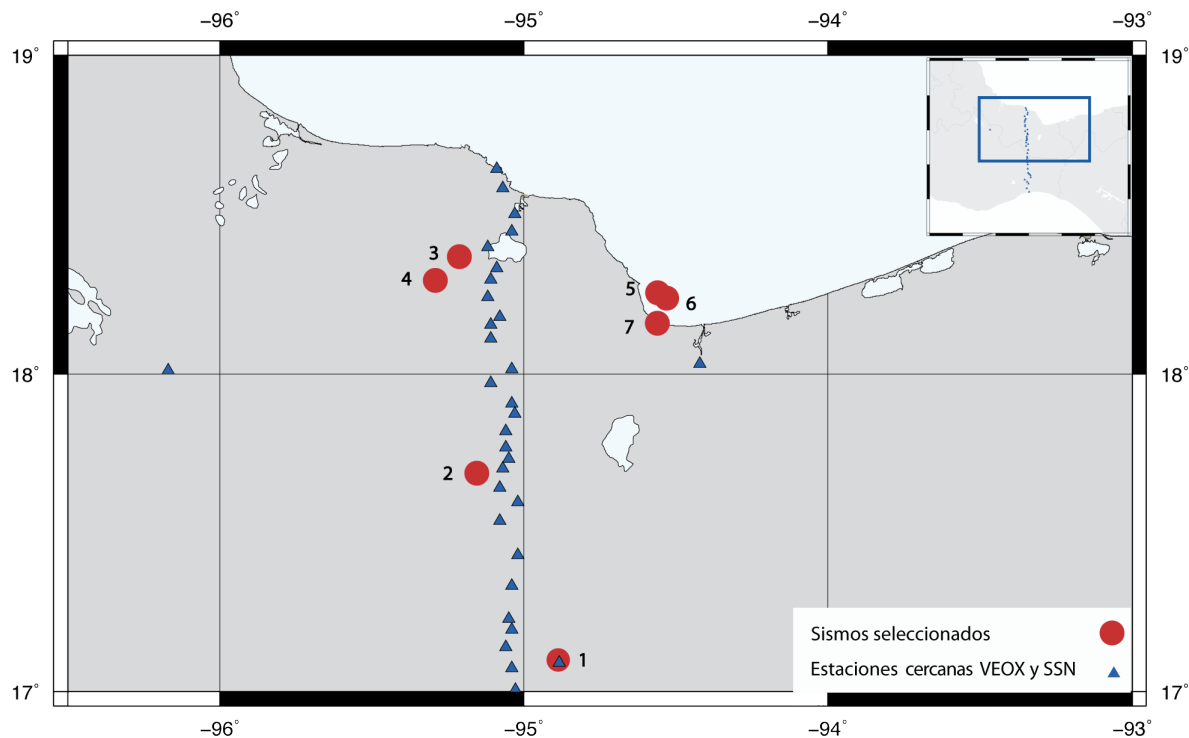


Figura 4.1: Sismos más cercanos a las estaciones y con mejor cobertura acimutal, seleccionados de los sismos identificación mediante el algoritmo automático.

El criterio de selección fue tener una cobertura acimutal menor 180° , lo que garantiza una localización aceptable. Además, se seleccionaron los sismos que estuvieran a una distancia menor que 35 km de cualquier estación; esta distancia es seleccionada de la profundidad promedio del Moho a lo largo de la zona, obtenido del trabajo de Melgar y Pérez-Campos (2011). La razón de seleccionar eventos cercanos al mayor número de estaciones, es tener más certeza en las profundidades calculadas. En la Tabla 4.1 tenemos los sismos con algunas de sus características.

No	Fecha de evento	Latitud y longitud (°)	Profundidad [km]	No. de estaciones	Cobertura acimutal (°)	Residual de localización (s)
1	28/12/2008	17.094, -94.888	19.6	4	164	0.1
2	25/09/2008	17.689, -95.154	58.5	8	126	0.4
3	11/03/2008	18.369, -95.213	39.6	8	134	0.2
4	01/12/2008	18.293, -95.291	45.7	10	137	0.2
5	12/08/2007	18.255, -94.554	33.6	13	203	0.3
6	24/05/2008	18.238, -94.532	41.3	14	205	0.3
7	18/12/2007	18.158, -94.560	42.9	10	179	0.3

Tabla 4.1: Eventos seleccionados. Se presentan las características de localización.

Los primeros cuatros eventos se encuentran dentro del continente y siguen una tendencia lineal a lo largo del Istmo de Tehuantepec. En general sus profundidades obtenidas mediante la inversión en SEISAN muestran características interesantes. Uno de los eventos es un sismo somero (1), otro se encuentran en los límites de la profundidad del Moho (3) y los otros dos superan la profundidad del Moho en la zona (2 y 4) encontrado por Melgar y Pérez-Campos (2011).

Los últimos tres eventos (5, 6 y 7), se encuentran en el conjunto en la costa del Golfo, como se anotó arriba, estos sismos tienen una profundidad mayor al límite de Moho en la región (Melgar y Pérez-Campos, 2011). En general, para estos últimos, la cobertura acimutal no es lo suficientemente confiable, aunque la distancia a la estación más cercana es de aproximadamente 20 km.

4.1 Análisis de profundidad

Es fundamental obtener confiabilidad en la profundidad, para ello se seleccionaron los sismos que estuvieran a distancias menores que profundidad del límite de la corteza en la región. En esta sección analizaremos la curva del RMS en función de la profundidad. Las profundidades se comparan con los resultados de implementación de una metodología simple de obtención de profundidad. La metodología de comparación propuesta, utiliza un análisis del tiempo de arribo de las ondas directas de eventos cercanos y realiza una relación trigonométrica para obtener un estimado de la profundidad a la que se encuentra el sismo.

4.1.1 Cálculo del RMS en función de la profundidad

Muchos programas de localización dan el RMS de los residuales en tiempo de viaje en una cuadrícula alrededor del hipocentro calculado. Esto, además de las estimaciones de error, da una idea de la precisión y un mínimo local que podría hallarse de esta manera. Una forma más directa de estimar la profundidad es calcular el RMS como una función de la profundidad, con el fin de comprobar si se ha alcanzado un mínimo local.

Para nuestro caso, este cálculo se hace automáticamente al realizar la localización mediante HYPOCENTER en SEISAN. Se puede observar gráficamente el comportamiento de una curva generada; el mínimo es la profundidad más probable (Figura 4.2).

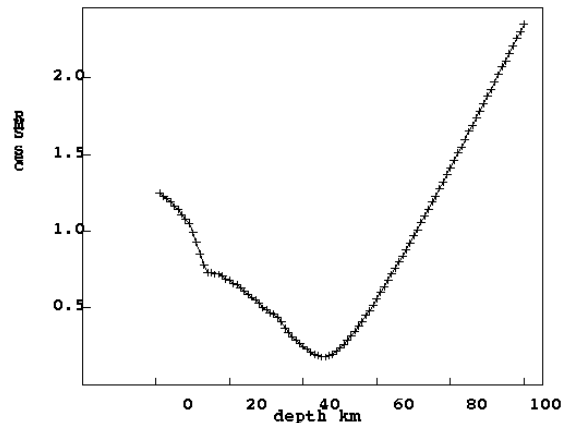


Figura 4.2: Representación gráfica de la relación entre la profundidad y el RMS de un evento obtenida por el cálculo mediante SEISAN. En este caso la profundidad del sismo es de aproximadamente 46 km.

4.1.2 Cálculo de la profundidad de sismos locales mediante ondas directas

Con el cálculo del RMS en función de la profundidad, tenemos elementos suficientes para poder establecer un valor confiable. Una metodología extra, que permite hacer una estimación de eventos locales muy cercano a una estación, consiste en calcular la distancia a la fuente en función de la diferencia de tiempo de arribo S-P, con esto establecemos una relación trigonométrica y calculamos la profundidad del evento.

Primero, es necesario considerar el medio y el comportamiento de las ondas sísmicas a través de él. La estructura de la Tierra está compuesta de capas heterogéneas, donde al viajar las ondas sísmicas el comportamiento es disperso, dependiente del medio por el cual están viajando. La capa más externa de la Tierra es la corteza terrestre, la cual está caracterizada por su composición y está limitada por la discontinuidad de Mohorovicic. La composición general de la corteza es de tipo roca ígnea félsica llamada granodiorita. En sismología se ha establecido que en promedio la corteza se comporta como dos capas de rocas: una granítica en la parte superior y una basáltica en la parte inferior, limitada por la discontinuidad de Conrad.

Con base en lo anterior, el comportamiento de las diferentes fases de las ondas que podemos encontrar en la corteza se muestra en la Figura 4.3, donde se observan ondas directas, reflejadas y refractadas, condicionada por los dos medios.

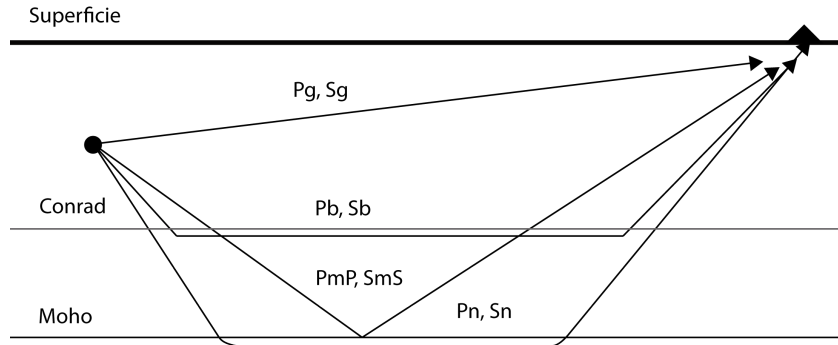


Figura 4.3: Estructura general de la corteza continental, con un medio granítico superior y un basáltico inferior. Se muestran las diferentes fases sísmicas, modificada de Haskov (2010).

El comportamiento heterogéneo de la Tierra hace complicado el estudio de las ondas sísmicas. En la Figura 4.3 tenemos la división de dos capas. En la realidad no es tan simple, existe un gradiente de presión y temperatura que hace que las rocas aumenten su densidad y por ende las ondas viajan a mayor velocidad. Si consideramos un medio donde tenemos capas delgadas con un aumento progresivo de la densidad, el resultado debido a la ley de Snell es un trayecto curvo (Figura 4.4). Estas ondas suelen llamarse ondas de inmersión.

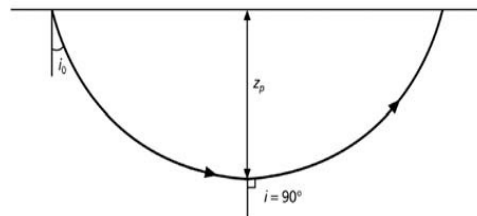


Figura 4.4: Trayecto de las ondas sísmicas a través de un medio con capas delgadas planas y el aumento gradual de la velocidad de viaje de las ondas sísmicas generado por el aumento de la densidad. Imagen modificada de Stein y Wysession (2003).

Las ondas de inmersión es un ejemplo conceptual de lo que sucede cuando va aumentando el gradiente de velocidad en un medio. En la Tierra sucede este fenómeno ya que la presión aumenta y por ende la densidad de los materiales; también se debe considerar que los elementos más pesados se encuentran progresivamente a profundidad. Las ondas de inmersión son un caso idealizado, el cual no considera cambios bruscos en los medios, si esto sucede, el ángulo de refracción cambia y su trayecto curvo se distorsiona.

El registro de las ondas en las estaciones, depende de la distancia a la que se encuentra. Por ejemplo, a distancias menores de 70-100 km no se registran las ondas reflejadas en el Moho PmP y SmS, como también a distancias cortas (< 50 km) tenemos ondas directas (Haskov, 2010). Este último elemento permite tener en cuenta que a distancias menores de 50 km tenemos ondas directas que se comportan como ondas de inmersión, generando frentes de ondas sutilmente curvas.

La profundidad se calcula de una manera muy general y simplificada. Funciona únicamente para eventos a distancias a estaciones menores de 50 km y para medios donde no existen cambios bruscos en la geología; es decir, donde se mantiene un gradiente relativamente constante. Lo primero que necesitamos es aproximar la distancia a la que se encuentra fuente. La velocidad general de la onda P en la corteza es de 5.8 km/s y tratándose de un sólido de Poisson establecemos que ($\alpha = \sqrt{3}\beta$). Realizando una pequeña relación obtenemos que

$$x = 7.92 * (t_s - t_p) \approx 8 * (t_s - t_p), \quad (4.1)$$

donde t_p y t_s son los tiempos de llegada de la onda P y S, respectivamente. El valor de x es una buena estimación de la distancia a la que se encuentra la fuente de la estación, donde consideramos que la trayectoria es ligeramente curva y no es muy diferente a un frente de onda directo. Estas simplificaciones nos permiten hacer una analogía con un triángulo rectángulo (Figura 4.5), donde tenemos los siguientes elementos: hipotenusa (b); obtenida del cálculo anterior; los catetos, donde uno representa la distancia estación-epicentro (a) y el otro a la epicentro-profundidad (h).

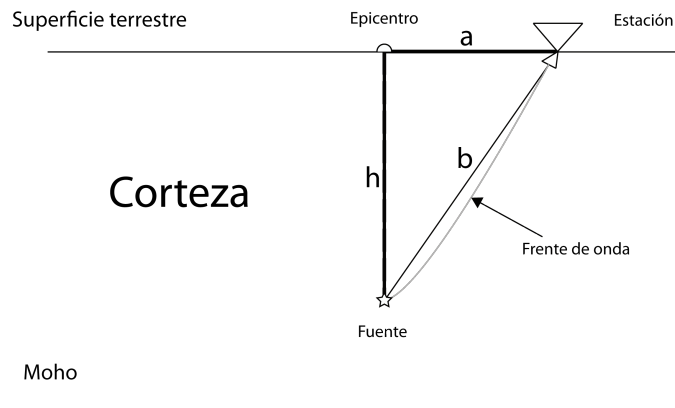


Figura 4.5: Modelo de las componentes de un sismo-estación para sismo muy cercano una estación, donde se compara con una triángulo rectángulo (aplica para zonas con topografía poco abrupta). El frente de onda es una trayectoria más o menos curva, para este caso aproximamos a una trayectoria recta considerando que el frente de onda sigue el recorrido de una onda de inmersión.

El principal objetivo es estimar la profundidad h . Para ello calculamos la distancia b con la Ecuación 4.1, y a se obtiene mediante la distancia dada en la localización de SEISAN. Con todos estos elementos se hace un acercamiento al valor de la profundidad, donde $a < 50$ km Se obtiene con el despeje de la siguiente ecuación:

$$h = \sqrt{b^2 - a^2} \quad (4.2)$$

Ésta es una estimación y sirve únicamente para tener una idea de la profundidad de un evento lo suficientemente cercano a una o varias estaciones. Existe un gran margen de error por la variabilidad del viaje de las ondas sísmicas a través de las diferentes capas heterogéneas en el subsuelo; además, la topografía no es completamente horizontal y plana, lo que limita a tener errores en los cálculos.

4.1.3 Análisis de la profundidad de los eventos seleccionados

En esta parte realizaremos una comparación entre los resultados obtenidos por el RMS en función de la profundidad con el cálculo propuesto en este capítulo. Solamente se muestran los resultados de los eventos más cercanos a las estaciones.

Eventos dentro del continente

Sismo 1

El sismo del 28 de diciembre del 2008, es el evento que se localizó más hacia el sur del arreglo, en el estado de Oaxaca. Fue registrado con estaciones del SSN y VEOX, con una cobertura azimutal de 164° y un residual de localización de 0.1 s. La distribución espacial de cada uno de los elementos se muestra en la Figura 4.6.

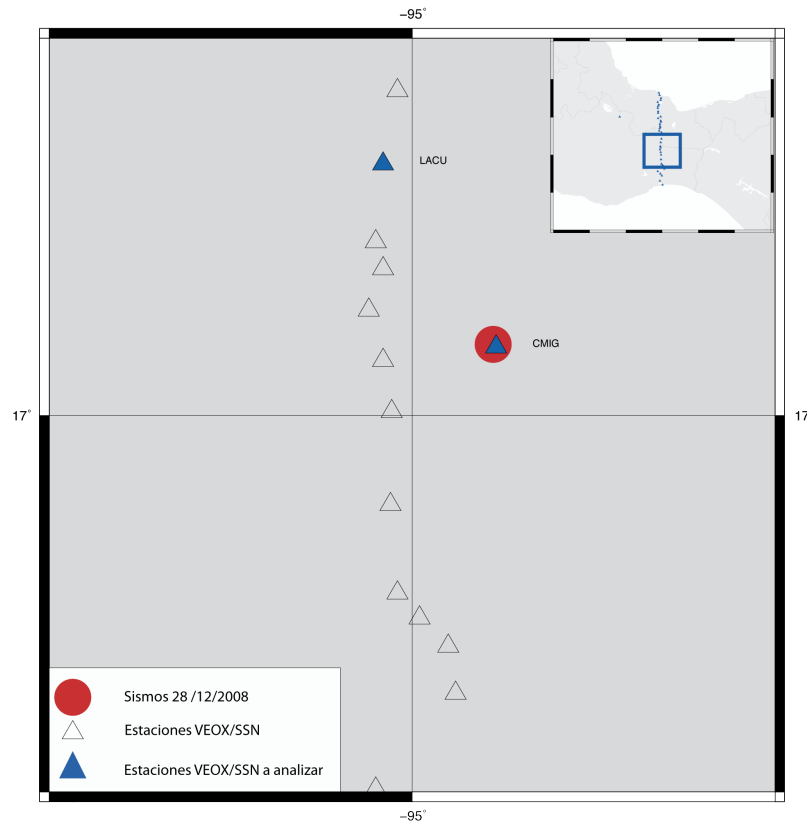


Figura 4.6: Sismo del 28/12/2008 y estaciones VEOX/SSN.

El elemento más importante en la precisión de la profundidad es la cercanía de las estaciones. Para este caso tenemos estaciones contiguas que nos permiten tener confiabilidad en los resultados de la profundidad, como es la estación CMIG. En la Figura 4.7, se presenta el resultado del cálculo del RMS en la función de la profundidad, donde observamos que se encuentra entre 19 y 20 km, el valor establecido por el programa es de 19.9 km de profundidad.

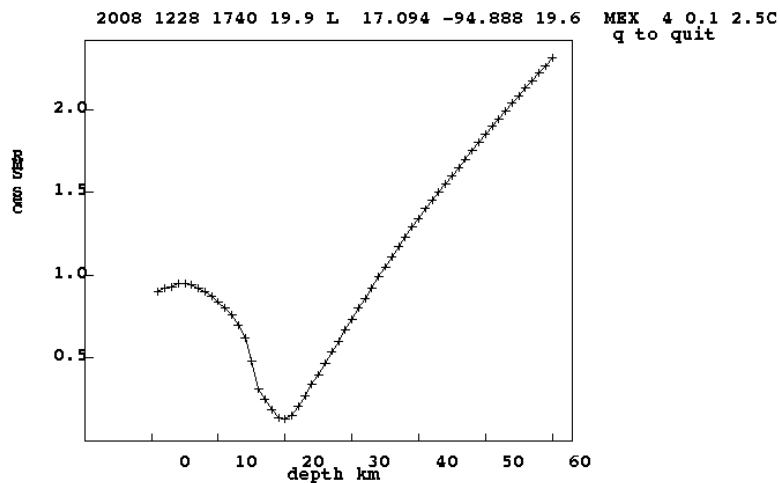


Figura 4.7: RMS de la función de profundidad del evento del 28 de diciembre del 2008.

El mínimo del RMS para este sismo está bien definido, lo que nos da una alta confiabilidad del resultado obtenido, principalmente porque tenemos buena cobertura acimutal y la cercanía de las estaciones.

La estación CMIG se encuentra a 0.51 km del epicentro (mediante HYPOCENTER, SEISAN). De acuerdo con las características del registro (Figura 4.8), en esta estación se observa una diferencia de tiempo de 2.31 s entre la onda P y S. Mediante la Ecuación 4.1 se hace la estimación de la distancia a la fuente, la cual para este caso nos resulta de 18.48 km. Ahora, para calcular la profundidad se utiliza la Ecuación 4.2, donde un cateto es la distancia epicentro-estación y la hipotenusa es la distancia estación-fuente. Con esto tenemos todos los elementos para estimar la profundidad de acuerdo con lo establecido en la Figura 4.2. El cateto resultante representa la profundidad aproximada, para esta estación es de 18.5 km.

Para establecer mayor certidumbre en los resultados se realiza para un mismo evento una comparación con el cálculo a través de otra estación. La traza de la estación cercana LACU para el sismo del 28 de diciembre del 2008 (Figura 4.9), se obtienen las siguientes características:

Distancia estación-epicentro = 31.1 km

Diferencia S-P = 4.58 segundos

Distancia calculada estación-fuente = 36.64 km

Profundidad calculada = 19.4 km

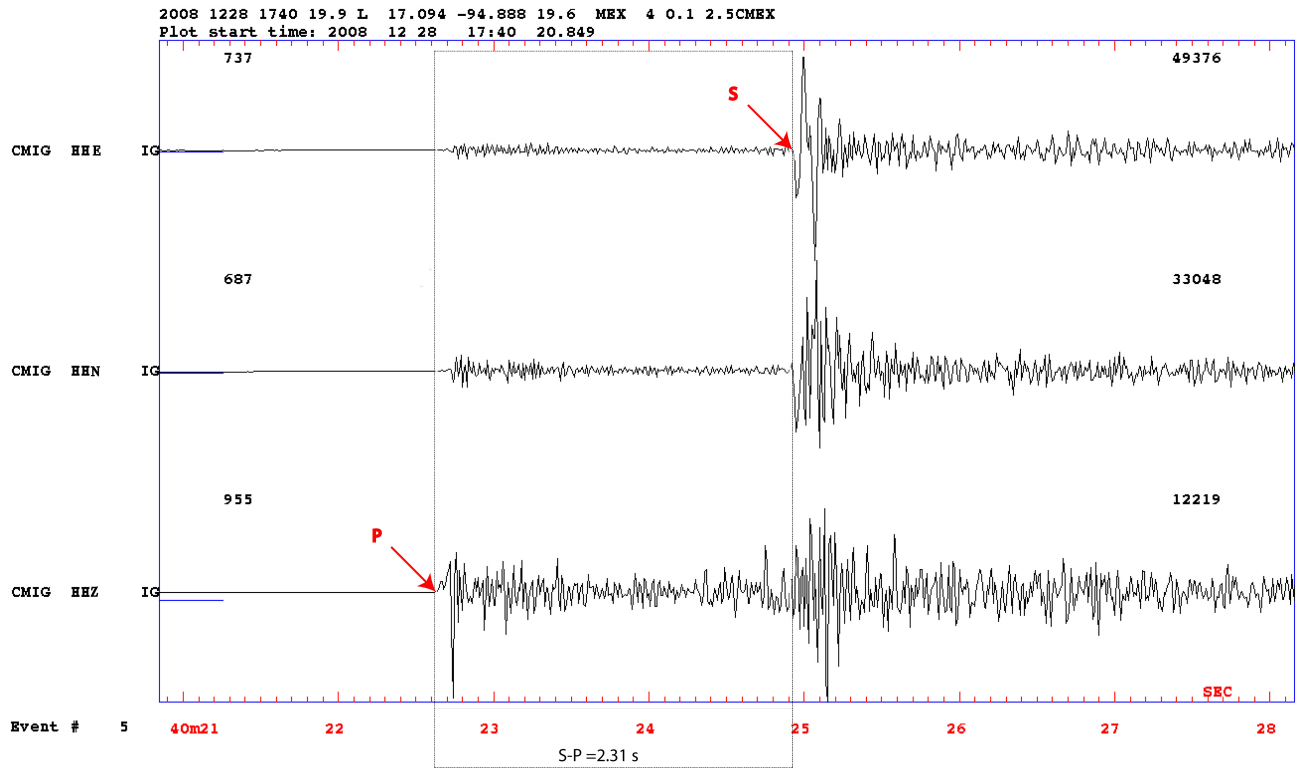


Figura 4.8: Traza de la estación CMIG del sismos del 28 de diciembre del 2008

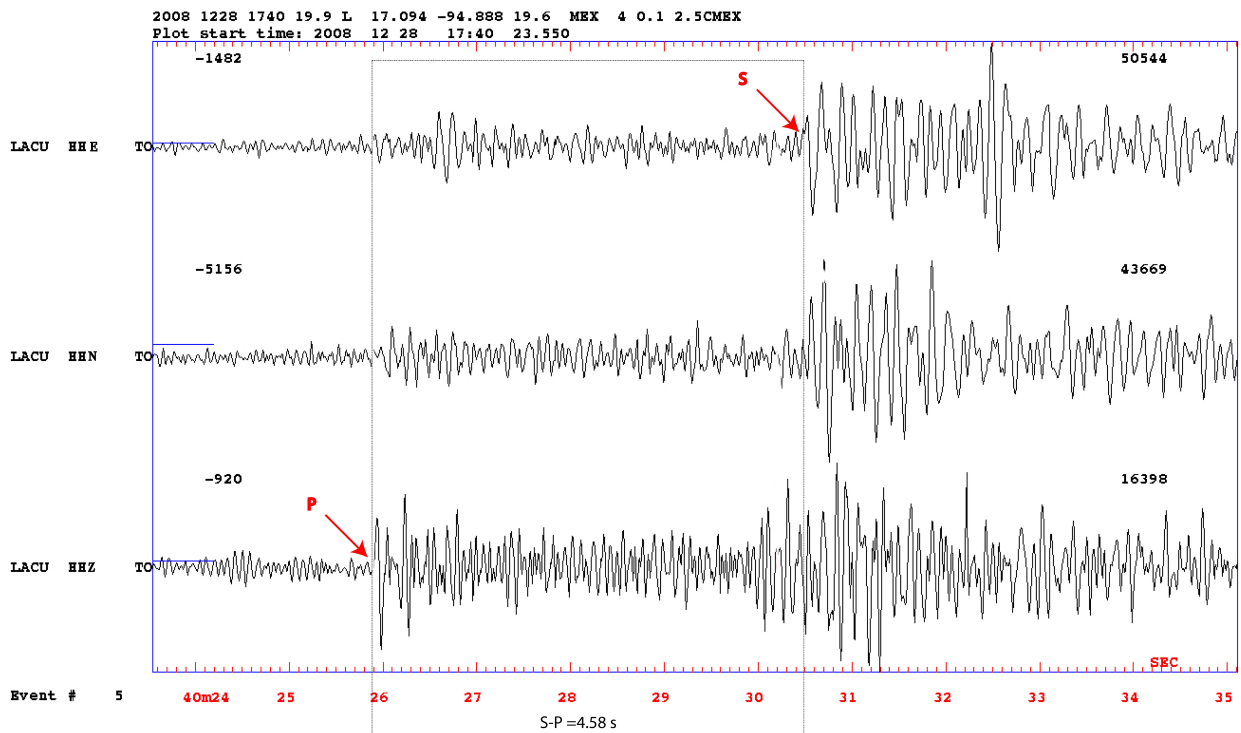


Figura 4.9: Traza de la estación LACU del sismos del 28 de diciembre del 2008.

Estas dos estaciones están cercanas al evento por lo que los resultados entre la metodología propuesta y el RMS no es muy diferente. Para este caso tenemos un evento que se encuentra exactamente debajo de una estación (CMIG), lo que permite tener como única variable el modelo de velocidad; por tal motivo, el resultado de la profundidad calculada para esta estación es bueno. La estación LACU se encuentra a 31 km del epicentro a pesar de eso su aproximación de profundidad es bastante bueno.

Con todos estos elementos podemos afirmar que tenemos un sismo somero, que se encuentra a una profundidad entre 18 y 20 km. Establecemos la metodología propuesta para este evento funciona bastante bien, debido a que se tienen estaciones cercanas y las condiciones del medio hace que las ondas directas no se refracten en el medio y sean las primeras en llegar.

Sismos 2

El sismo del 25 de septiembre del 2008 se registró con una cobertura azimutal de 126°. La localización tuvo un residual de 0.4 s. La Figura 4.10 muestra la localización del sismo y la distribución de las estaciones.

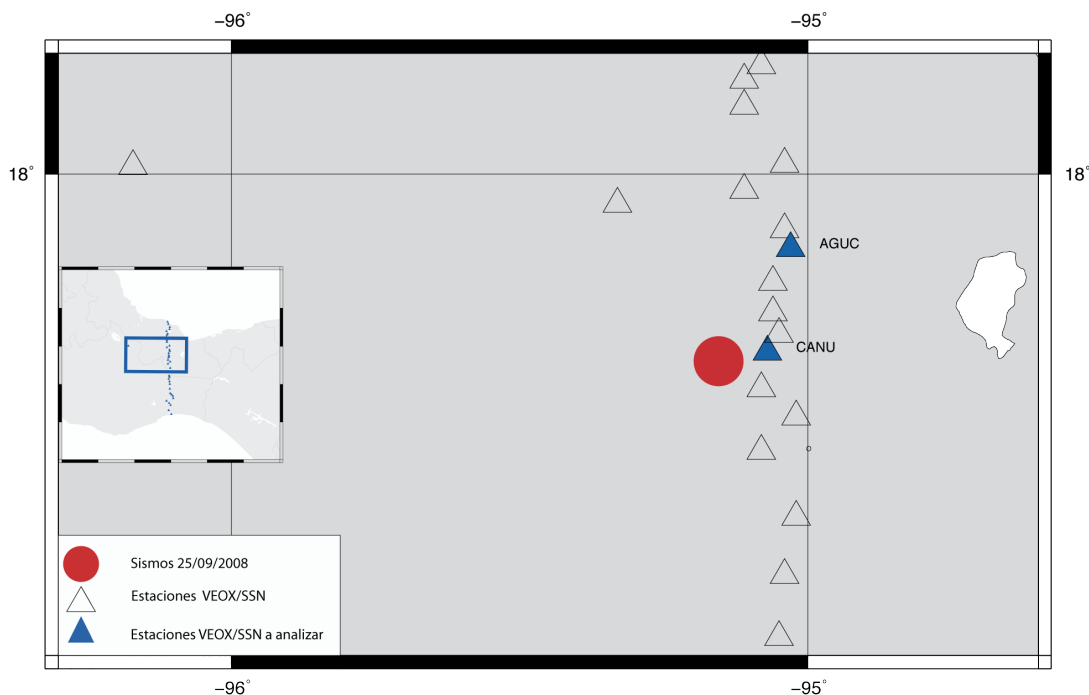


Figura 4.10: Sismo del 25/09/2008 y estaciones cercanas al evento.

Para este sismo tenemos un RMS en función de la profundidad que sugiere una profundidad de 58.5 km, este valor es muy interesante ya que se encuentra por debajo de la profundidad del Moho establecida por Melgar y Pérez-Campos (2011). La función RMS-profundidad no muestra una curva convincente (Figura 4.11), por lo que es necesario verificar con el otro método implementado.

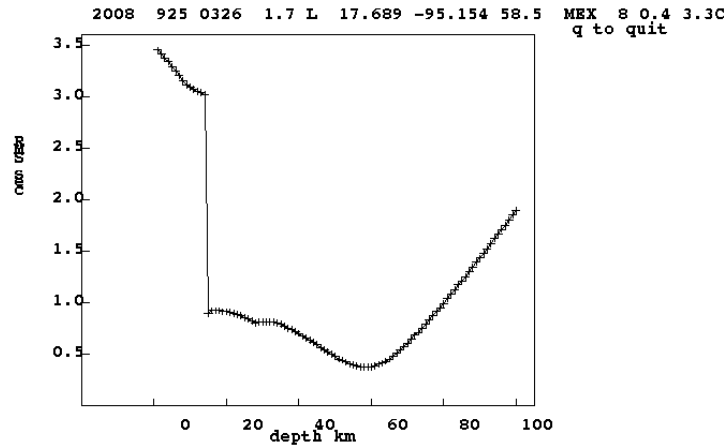


Figura 4.11: RMS de la función de profundidad del evento del 25 de septiembre del 2008.

La estación más cercana al evento es CANU (Figura 4.10). Donde las características del registro las podemos observar en la Figura 4.12. Se calculan los siguientes parámetros:

Distancia estación-epicentro = 9 km

Diferencia S-P = 6.51 segundos

Distancia calculada estación-fuente = 52 km

Profundidad calculada = 51 km

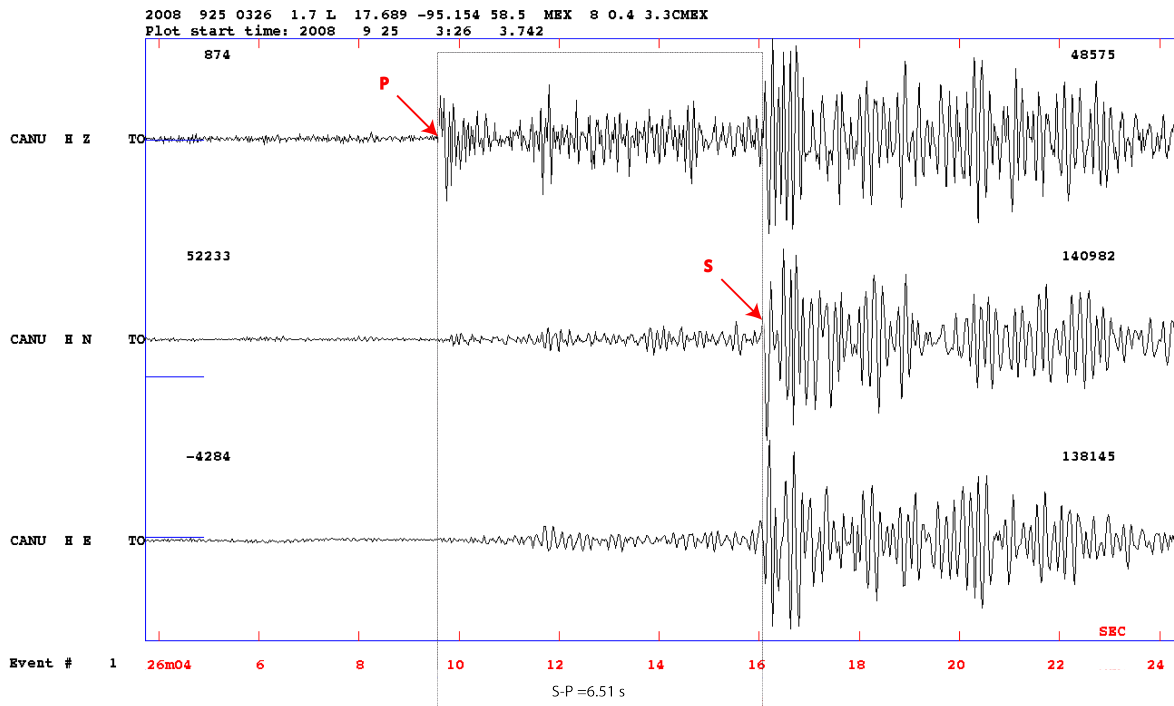


Figura 4.12: Trazo del sismo del 25 de septiembre del 2008 en la estación CANU.

Para la estación AGUC para el sismo del 25 de septiembre del 2008 (Figura 4.13), se obtienen las siguientes características:

Distancia estación-epicentro = 24.6 km

Diferencia S-P = 6.95 segundos

Distancia calculada estación-fuente = 55.6 km

Profundidad calculada = 50 km

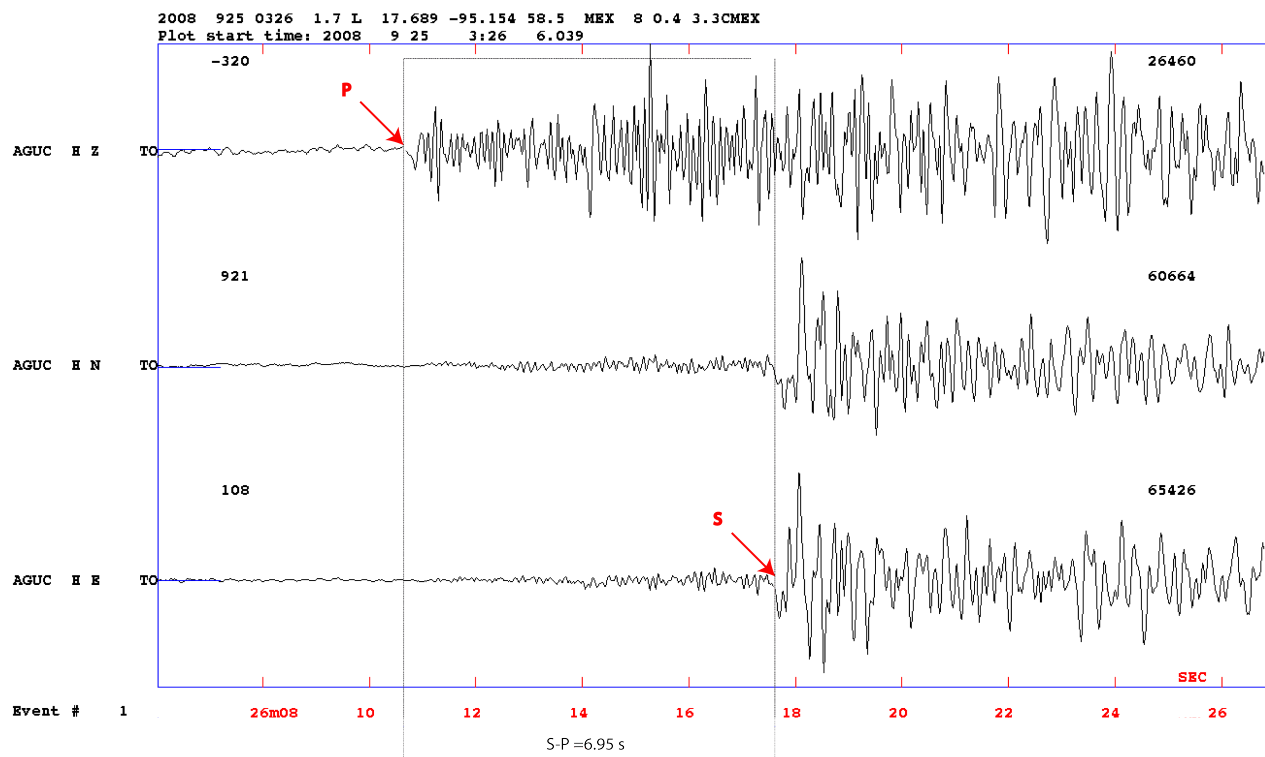


Figura 4.13 Traza de la estación AGUC del sismo del 25 de septiembre del 2008.

La profundidad calculada con cada una de las estaciones son de 51 y 50 km, respectivamente; ambas estaciones se encuentran cercanas al epicentro, por lo que podemos decir que los resultados son consistentes. El resultado de la inversión de RMS en función de la profundidad es de 58.5 km, este resultado en conjunto con los anteriores dan un idea general que el evento tienen una profundidad mayor de 50 km. Por lo que establecemos su profundidad mayor al Moho de acuerdo con lo establecido en la literatura.

Eventos del conjunto

Una zona importante de sismicidad es el conjunto de eventos en el Golfo de México. En el caso de estos sismos no es posible tener buena cobertura acimutal, debido a que se encuentran dentro del Golfo y las estaciones están relativamente alejadas. Para el caso de la profundidad, la estación TUIG se encuentra a una distancia relativamente cercana que permite tener cierta confiabilidad en los resultados. Del total de los eventos dentro del conjunto tres presentan la mejor cercanía y cobertura acimutal, a continuación solamente uno.

Sismo 7

El sismo del 18 de diciembre del 2007 se encuentra dentro del conjunto (Figura 4.14), con una cobertura acimutal de 179° y un residual de 0.3 s.

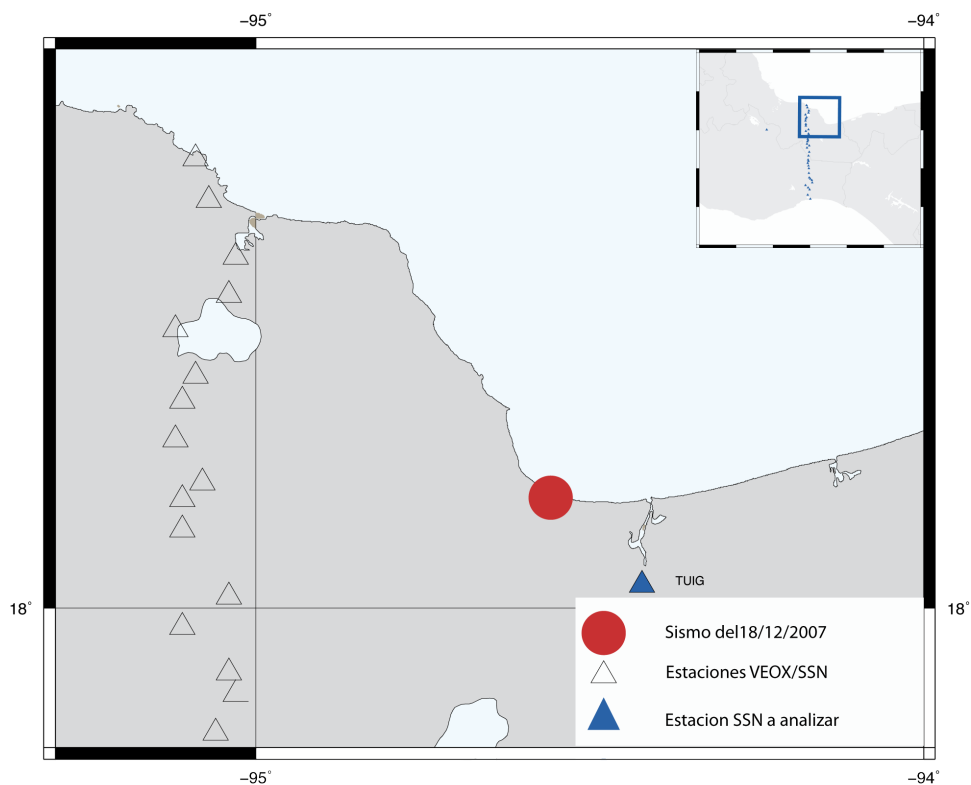


Figura 4.14: Sismo del 18/12/2007 y estaciones cercanas al evento.

Con el cálculo del RMS en función de la profundidad (Figura 4.15), tenemos un resultado de 42.9 km de profundidad. Se observa en la curva un mínimo global, el cual representa la profundidad más aceptable, por lo que para este evento la profundidad obtenida mediante este método es confiable.

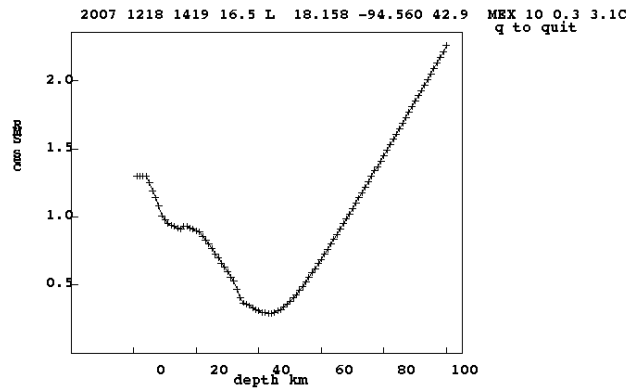


Figura 4.15: RMS en función de la profundidad del evento del 24 de mayo del 2008.

La estación TUIG del SSN es la más cercana al evento. La traza para este sismo se observa en la Figura 4.16, se obtienen los siguientes parámetros.

Distancia estación-epicentro = 20 km

Diferencia S-P = 5.13 segundos

Distancia calculada estación-fuente = 41 km

Profundidad calculada = 36 km

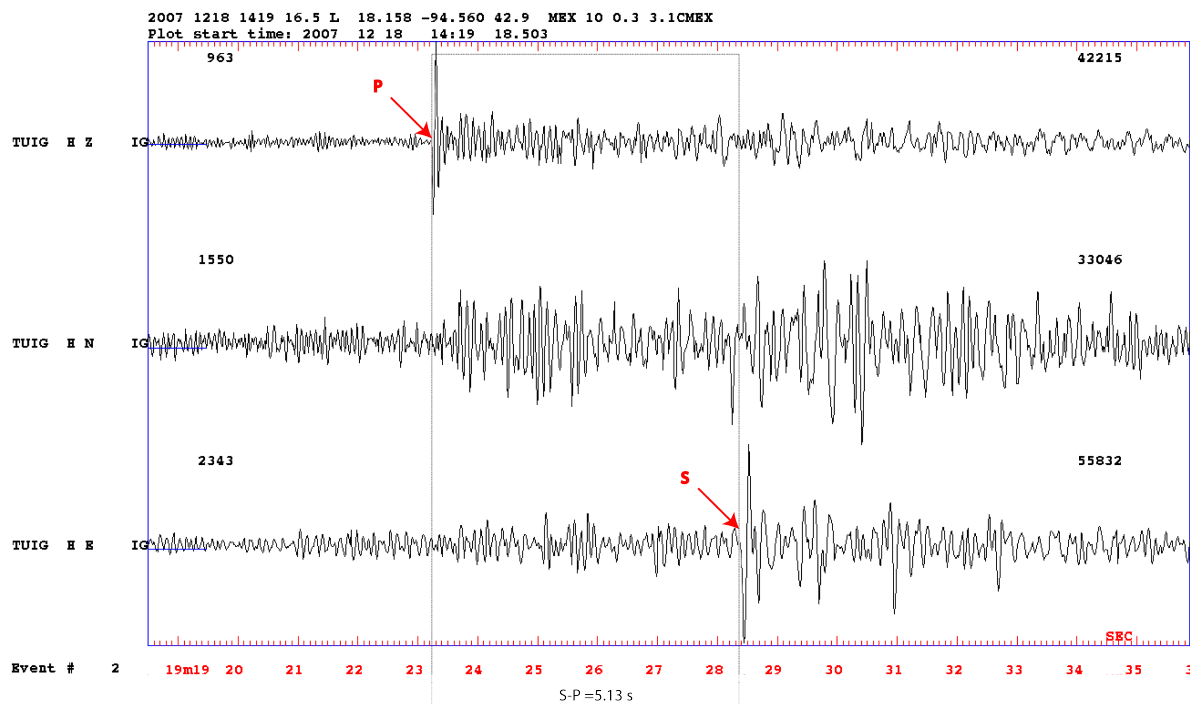


Figura 4.16: Traza de la estación TUIG del sismo del 18 de diciembre del 2007.

4.1.3.1 Comparación de profundidades

El objetivo es ver la consistencia en los resultados y definir ciertas características. En general existe variación en la mayoría de las estaciones. Se puede observar en la Tabla 4.2, que en los sismos que están en las región sedimentaria (1 y 2) tienen buena aproximación de la profundidad entre ambos resultados, aunque para el sismo 2 existe una diferencia de cerca de 7 km. Los sismos que se encuentran sobre la región volcánica de los Tuxtlas (3 y 4) son relativamente consistentes, a pesar de que existen cambios en el medio de velocidad debido a la roca volcánica superior. Para los eventos que están en el conjunto (5, 6 y 7), sus resultados son variados y en general no son consistentes. Existe mucha variación en los resultados y para estos sismos el método propuesto no funciona adecuadamente.

Tabla 4.2: Comparación de profundidades obtenidas mediante HYPOCENTER y ondas directas.

No	Fecha del evento	Profundidad SEISAN [km]	Profundidad calculada [km]
1	28/12/2008	19.6	19
2	25/09/2008	58.5	52
3	11/03/2008	39.6	34
4	01/12/2008	45.7	38
5	12/08/2007	33.6	21
6	24/05/2008	41.3	33
7	18/12/2007	42.9	36

Para poder visualizar mejor la comparación entre los resultados de ambas metodologías, tenemos la Figura 4.17, donde se realizó el perfil A-A', el cual se orientó aproximadamente de acuerdo con el movimiento de subducción.

El resultado final de la comparación es variable. Podemos observar que la profundidad obtenida mediante ondas directas da menores profundidades en todos los casos. Para los eventos 1 y 2 se tiene confianza en los resultados de ambas metodologías ya que la geología del medio se comporta sin variantes considerables en el gradiente de velocidad. En cambio, en los demás eventos existe cierta incertidumbre debido a los cambios litológicos y topográficos definidos por la región volcánica de Los Tuxtlas.

Son diversos factores los que afectan a los resultados, por lo cual podemos afirmar que la metodología propuesta para el cálculo de profundidad de sismos cercano tiene muchas variantes en su cálculo. La principal variante es la heterogeneidad del medio, la cual define la velocidad de las ondas sísmicas a través del medio. La velocidad no se puede considerar constante y existen cambios considerables en las trayectorias al pasar en diferentes medios.

4.2 Mecanismos focales

SEISAN permite calcular los mecanismos mediante polaridad de los primeros arribos y la relación de amplitudes. Para este trabajo se utilizaron las subrutinas en fortran FOCMEC, FPFIP y HASH. La comparación de la incertidumbre entre estos algoritmos estableció que los mejores resultados fueron mediante HASH, ya que toman en cuenta las polaridades de los primeros arribos y la relación de las amplitudes de las componentes rotadas (Figura 4.18).

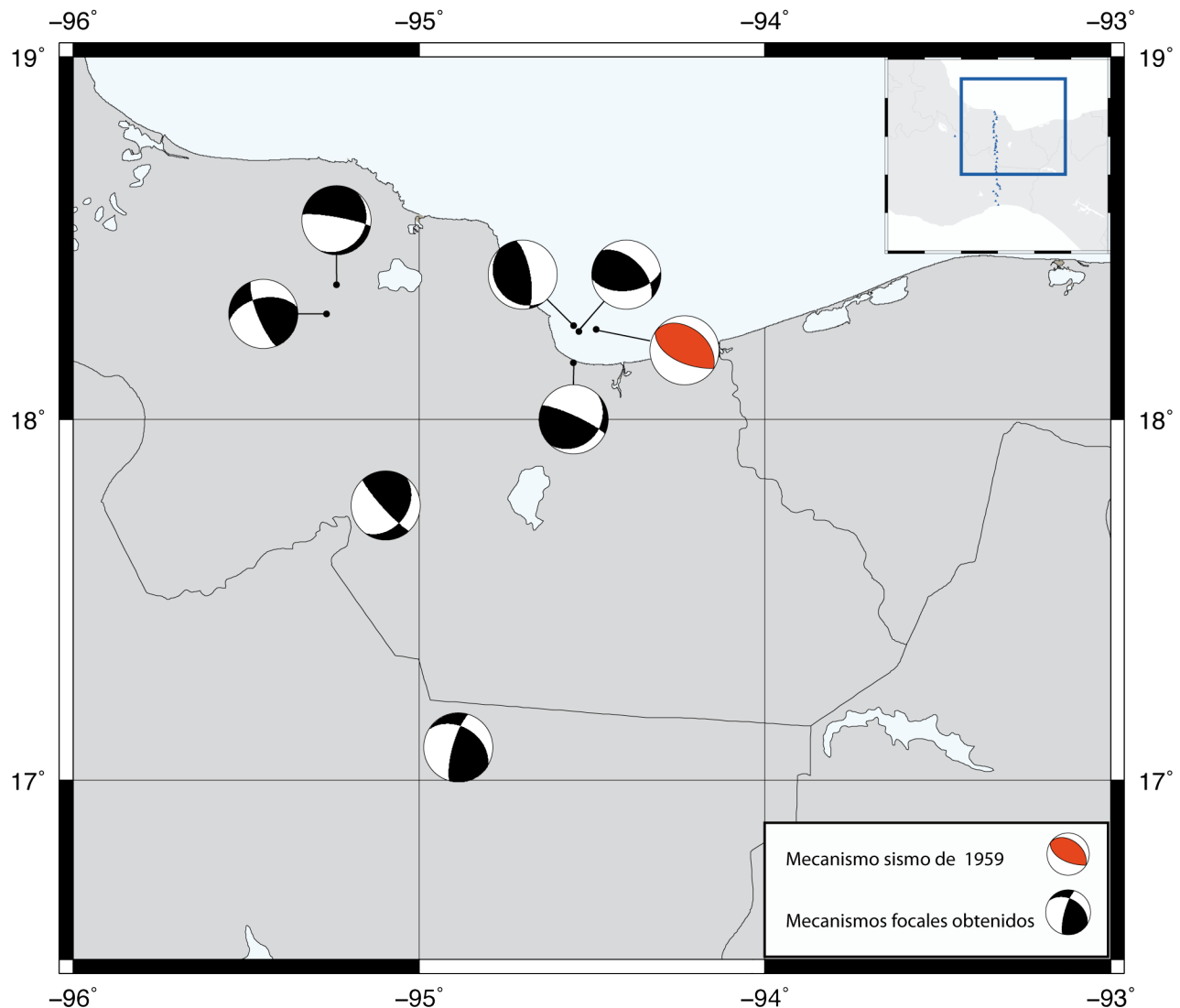


Figura 4.18: Mecanismos focales obtenidos de los eventos con mejores características de localización.

El resultado de los mecanismos focales de los eventos seleccionados muestra un proceso tectónico complejo el cual no se puede generalizar. Se observa que el sismo de Jáltipan de 1959 tiene un mecanismo inverso de alto ángulo y ejes de compresión orientados noreste-suroeste, el cual siguen el patrón de acortamiento tectónico a lo largo del Istmo de Tehuantepec (Suárez y López, 2011). En general los resultados muestran cierta orientación de acuerdo con el sismo de 1959, aunque algunos mecanismos tienen patrones completamente diferentes. En el siguiente capítulo correlacionaremos estos resultados con estudios anteriores y con la geología de la región.

Capítulo



Resultados y conclusiones

5. RESULTADOS Y CONCLUSIONES

5.1 Resultados

La identificación automática de sismos se realizó de una manera eficiente mediante el uso del algoritmo STA/LTA, para eventos locales y regionales. Con este algoritmo se logró ampliar el catálogo de eventos del Servicio Sismológico Nacional (SSN) del área de interés en el periodo de registro de la red temporal VEOX.

La presencia de sismos refleja deformación tectónica en las costas del Golfo de México en la parte norte del Istmo de Tehuantepec (IT). De acuerdo con las profundidades focales obtenidas de los sismos mejor localizados, podemos afirmar que la mayoría de estos eventos se encuentran aparentemente en el manto superior y uno en la corteza. Con base en esto, se propone la existencia de un proceso de deformación que incluye a eventos que se encuentran en los límites de la corteza, principalmente por debajo del Moho. La profundidad focal de estos sismos muestran un incremento gradual de profundidad focal del noreste al suroeste (Figura 5.1).

La localización del sismo en Jáltipan de 1959 (Suárez, 2000) coincide con la ubicación del conjunto de eventos localizados al norte del IT en las costas del Golfo de México. Los mecanismos focales de los sismos localizados en este estudio, indican primordialmente fallas inversas con los ejes P en dirección del movimiento relativo entre la placa de Cocos y la placa de Norte América. De Cerna (1984) propuso con base en observaciones geológicas, que el sureste del Golfo de México está sometido a procesos de deformación de actividad tectónica. Por ello, se puede concluir que este comportamiento se debe probablemente a deformación en la litosfera de la placa Norte América debido al proceso de subducción bajo el Istmo de Tehuantepec.

La correlación de la sismicidad con las fallas superficiales que han sido mapeadas y las estructuras geológicas no fue posible, ya que la profundidad a la que se encuentra la actividad sísmica es muy profunda para establecer una conexión entre ellos. Los mecanismos focales obtenidos en este estudio y en trabajos anteriores, muestran mecanismos focales que no coinciden con el movimiento mapeado sobre estas fallas superficiales. Además, no hay evidencia de que estas fallas en superficie sean activas en el cuaternario (Andreani, 2008). Normalmente los sismos intraplaca en la corteza superior están a profundidades focales menores a 15 km (Chen y Molnar, 1983; Maggi *et al.*, 2000).

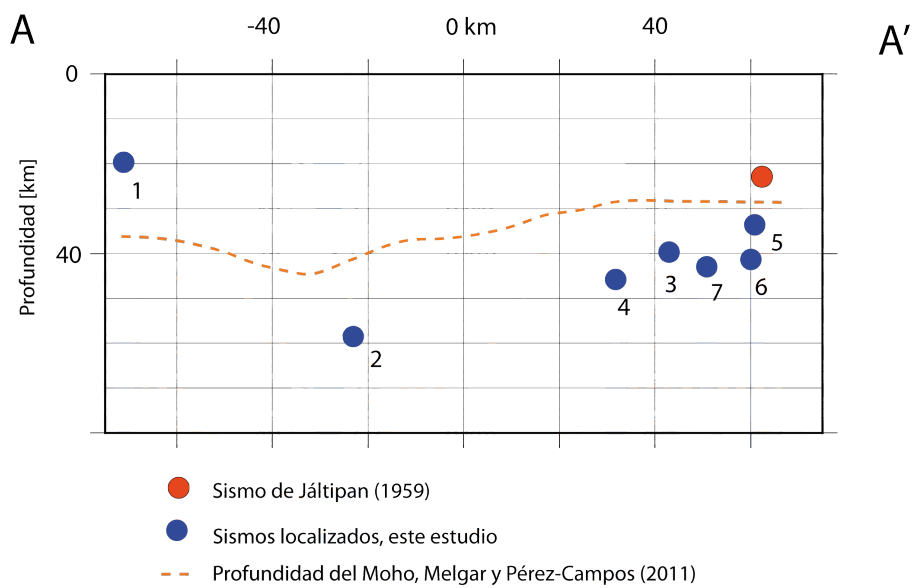
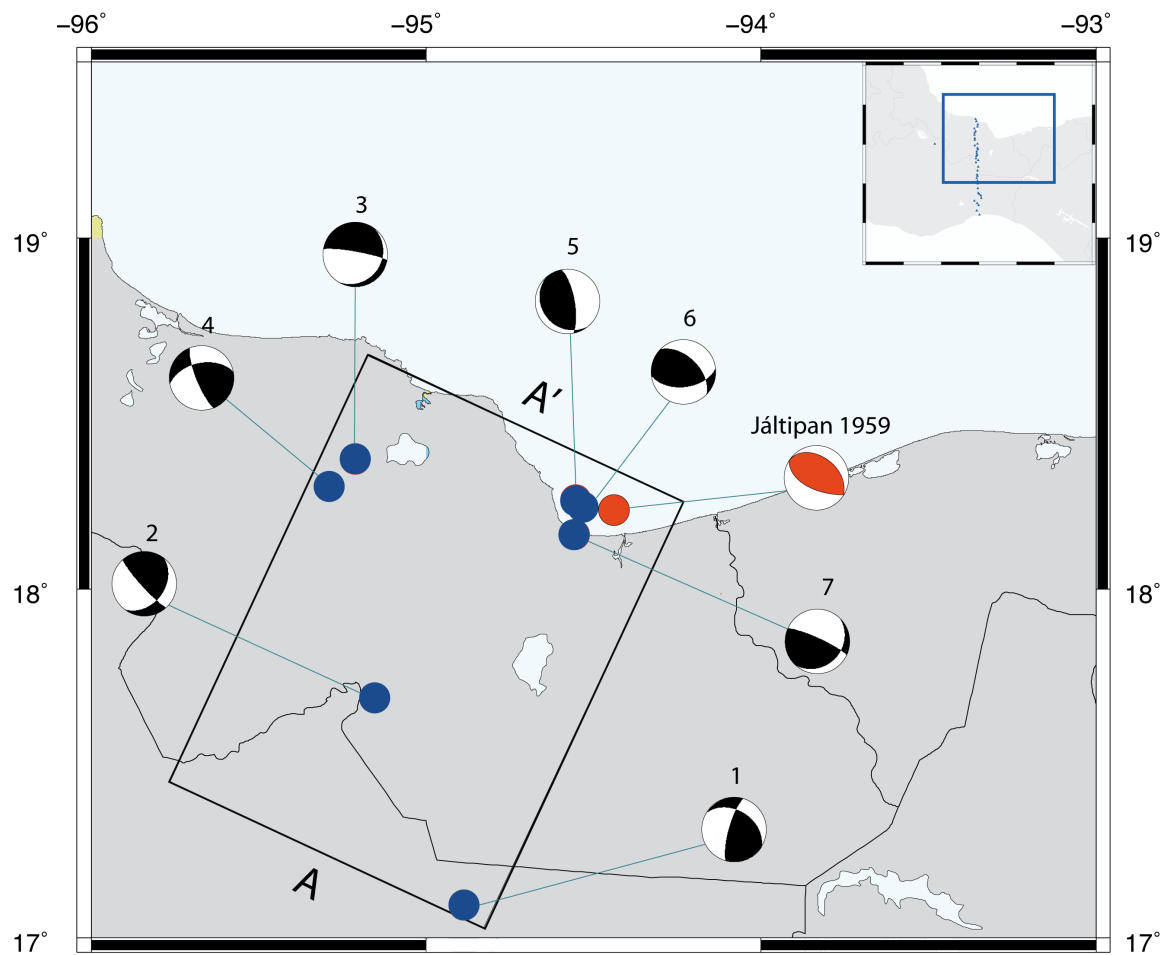


Figura 5.1: Mecanismos focales de los eventos seleccionados. El perfil muestra profundidades mayores a lo establecido al límite del Moho establecido por Melgar y Pérez-Campos (2011).

5.2 Conclusiones

La sismicidad mostrada en este estudio, pone en evidencia la deformación tectónica a lo largo de la costa noroeste del Golfo de México al norte del Istmo de Tehuantepec (IT), debido a la actividad sísmica en la región. La posible geometría de subducción propuesta por Chen y Clayton (2012) y la antitética subducción de eventos localizados por debajo del Moho en la microplaca de Panamá (Camacho et al., 2010). Son fenómenos que se pueden comparar con el proceso tectónico que origina la actividad en la región, donde tenemos eventos que en su mayoría superan la profundidad del Moho y presentan mecanismos focales de comportamiento compresional.

Finalmente se establece que esta zona se encuentra bajo un régimen tectónico complejo. Para lo cual es indispensable contar con más y mejor información que permita establecer más elementos que describan tectónicamente el proceso que genera la sismicidad.

5.3 Sugerencias y Recomendaciones

Se recomienda hacer un análisis de la sismicidad que se encuentra al norte de la latitud 17° y profundidades menores que 150 km. Esto debido a que sería deseable localizar un mayor número de eventos que se encuentren en el posible bloque de Yucatán que fue subducido por debajo de la costas norte del Istmo de Tehuantepec, de acuerdo con lo propuesto por Kim et al. (2011) y Chen y Clayton (2012) y así poder establecer si existe una posible zona de subducción análoga a lo que ocurre con la microplaca de Panamá. En la zona del conjunto de sismos al norte del IT, se recomienda analizar una mayor cantidad de sismos, principalmente a diversas profundidades. Estos análisis permitirán entender la dinámica de subducción y cómo afectan al proceso tectónico en superficie.

Un factor importante para futuros estudios, es establecer las condiciones que permitan analizar adecuadamente la sismicidad de la región. Es por ello que se deben realizar las siguientes recomendaciones para la obtención de mejores datos:

- Distribución de estaciones que cubran la mayor área. De preferencia un mallado.
- Distancia cercana entre estaciones (menor de 50 km).
- Periodo de registro más prolongado. Para establecer una mejor relación temporal con la tectónica del lugar.

Se recomienda el uso del algoritmo STA/LTA, ya que funciona adecuadamente para la identificación de eventos principalmente sismos regionales.

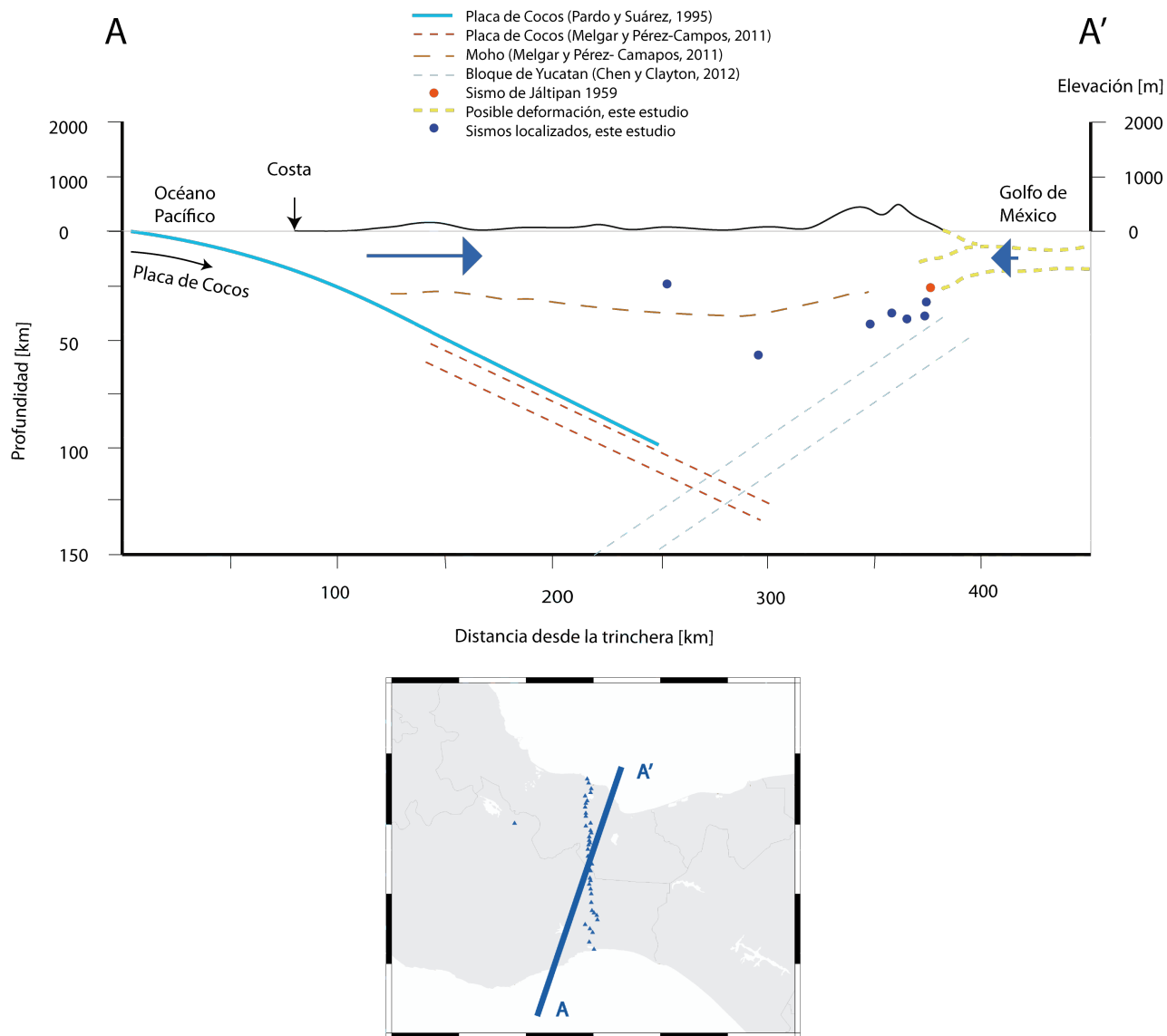


Figura 5.2: Simplificación del perfil a lo largo del Istmo de Tehuantepec. La subducción de la Placa de Cocos hacia el suroeste del Istmo de Tehuantepec induce esfuerzos compresivos que causan deformación en las costas del Golfo de México. Se muestran resultados de algunos estudios realizados a lo largo del perfil.

BIBLIOGRAFÍA

Andreani, L., Rangin, C. Martínez-Reyes, J., (2008), The Neogene Veracruz fault: evidences for left-lateral slip along the southern Mexico block, *Bulletin de la Société géologique de France* 179, no 2, pp. 195-208

Bravo, H., Rebollar, C., Uribe, A., and Jiménez, O. (2004), Geometry and state of stress of the Wadati-Benioff zone in the Gulf of Tehuantepec, *J. Geophys. Res.*, 109. doi:10.1029/2003JB002854

Camacho, E., W. Hutton, and J. F. Pacheco (2010), A New Look at Evidence for a Wadati–Benioff Zone and Active Convergence at the North Panama Deformed Belt, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 100, No. 1, pp. 343–348

Campillo, M., Gariel, J. C., Aki, K., y Sanchez-Sesma, F. J. (1989), Destructive Strong Ground Motion in Mexico City: Source, Path, and Site Effects during Great 1985 Michoacan Earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 79, 1718–1735.

Campos-Enriquez, J.O. and Sánchez-Zamora O., (2000), Crustal Structure across southern Mexico inferred from gravity data: *J. South Am. Earth. Sc.*, 13, 479-489, doi: 10.1016/S0895-9811(00)00045-6.

CASTRO-ARTOLA, O. A. (2010), Caracterización de la geometría de la zona de Benioff con una red densa de banda ancha en el Istmo de Tehuantepec, Bachelor's Thesis, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, México, 65 pp.

Chen, T. and R. W. Clayton (2012), Structure of central and southern Mexico from velocity and attenuation tomography, *J. Geophys. R.*, 117, doi: 10.1029/2012JB009233

Chen, T. and R. W. Clayton (2012), Structure of central and southern Mexico from velocity and attenuation tomography, *J. Geophys. R.*, 117, doi: 10.1029/2012JB009233

Chen, W.P. and Molnar P., (1983), Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere: *J. Geophys. Res.*, 88(B5), 4183–4214, doi: 10.1029/JB088iB05p04183.

De Cserna, Z., (1984), Margen de Colisión Activo en la parte Suroccidental del Golfo de México. *Revista del Instituto de Geología*, 5, 255-261.

Dziewonski, A.M. y Anderson, D. L., (1981), Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet, Inter.*, 25: 297-356.

Ferrari, L. (2004), Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico, *Geology*, 32, 77–80. doi:10.1130/G19887.1

Geiger, L., (1912), Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only (translated from Greiger's 1910 German article), *Bulletin of St. Louis University*, 8(1), 56-71

Klitgord, K. D., and Mammerockx, J. (1982), Northern east Pacific rise: magnetic anomaly and bathymetric framework, *J. Geophys. Res.*, 87, 6725–6750

Lee, W. H. K., Lahr, J. C., (1972), HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, Open File Report, U. S. Geological Survey, 100 pp.

León Soto, G. and R. W. Valenzuela (2013), Corner flow in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico inferred from anisotropy measurements using local intraslab earthquakes, *Geophys. J. Int.*, 195, 1230-1238, doi: 10.1093/gji/ggt291.

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

Manea, M., Manea, V. C., Ferrari, L., Kostoglodov, V., and Bardy, W. (2005b), Tectonic evolution of the Tehuantepec ridge, *Earth Planet. Sci.*, 238, 64–77.

Manea, M., Manea, V.C., Kostoglodov, V., and Guzman-Séziale, M. (2005a), Elastic thickness of the oceanic lithosphere beneath Tehuantepec Ridge, *Geofísica Internacional*, 44(2), 157–168.

Manea, V. C., and Manea, M. (2006), Origin of modern Chiapanecan volcanic arc in southern Mexico inferred from thermal models. In (Rose, W. I., Bluth, G. J. S., Carr, M. J., Ewert, W., Patin˜o, L. C., and Vallance, eds), *Volcanic Hazards in Central America*. *Geol. Soc. Am.*, 411, 27–38

Melgar, D. and X. Pérez-Campos (2011), Imaging the Moho and subducted oceanic crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from receiver functions, *Pageoph*, 168, 1449-1460, doi: 10.1007/s00024-010-0199-5.

Molina Garza, R. and Urrutia-Fucugauchi J., (1993), Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data: *J. Geodynamics*, 17, 181-201, doi:10.1016/0264-3707(93)90007.

Nelson S. A., and Gonzales-Caver, E. (1992), K-Ar dating of the Tuxtla volcanic field, Veracruz, Mexico, *Bull Volcanol*, 55, 85–96.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldan N-Quintana, J., Aranda-GOómez, J. J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S. A., and Nieto-Samaniego, A. F. (1992), Texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la república Mexicana, escala 1:2,000,000, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, and Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, México DF.

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

Pardo, M., and Suárez, G. (1995), Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico, seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 100, 12357–12373

Pérez-Campos, X. (2008), MASE: Undergraduate research and outreach as part of a large project, *Seismol. Res. Lett.*, 79, 232–236.

Schellart, W. P. and L. Moresi (2013), A new driving mechanism for backarc extension and backarc shortening through slab sinking induced toroidal and poloidal mantle flow: Results from dynamic subduction models with an overriding plate, *J. Geophys. Res.*, 118, 3221–3248, doi: 10.1002/jgrb.50173.

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

Suárez, G. and López, A., (2014), Crustal deformation in the southwestern Gulf of Mexico - Evidence for thrust faulting induced by the subduction of the Cocos plate, in *Simposio Dr. Zoltan de Cserna: sesenta años geologizando en México: Distrito Federal, México, Instituto de Geología, UNAM*, 145

Suárez, G., (2000), Reverse faulting in the Isthmus of Tehuantepec: Backarc deformation induced by the subduction of the Tehuantepec ridge, in Delgado, H., G. Aguirre, and J. Stock (eds), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Geol. Soc. Am. Special Paper*, 334, 263-268.

Trnkoczy, A., (1999), Understanding and parameter setting of STA/LTA trigger algorithm. DOI: 10.2312/GFZ.NMSOP-2_IS_8.1

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

Valdes, C.M., Mooney W.D., Singh S.K., Meyer R. P., Lomnitz C., Luetgert J.H., Hellsley C.E., Lewis B.T.R., and Mena M., (1986), Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 7, 547-563.

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

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

ANEXOS

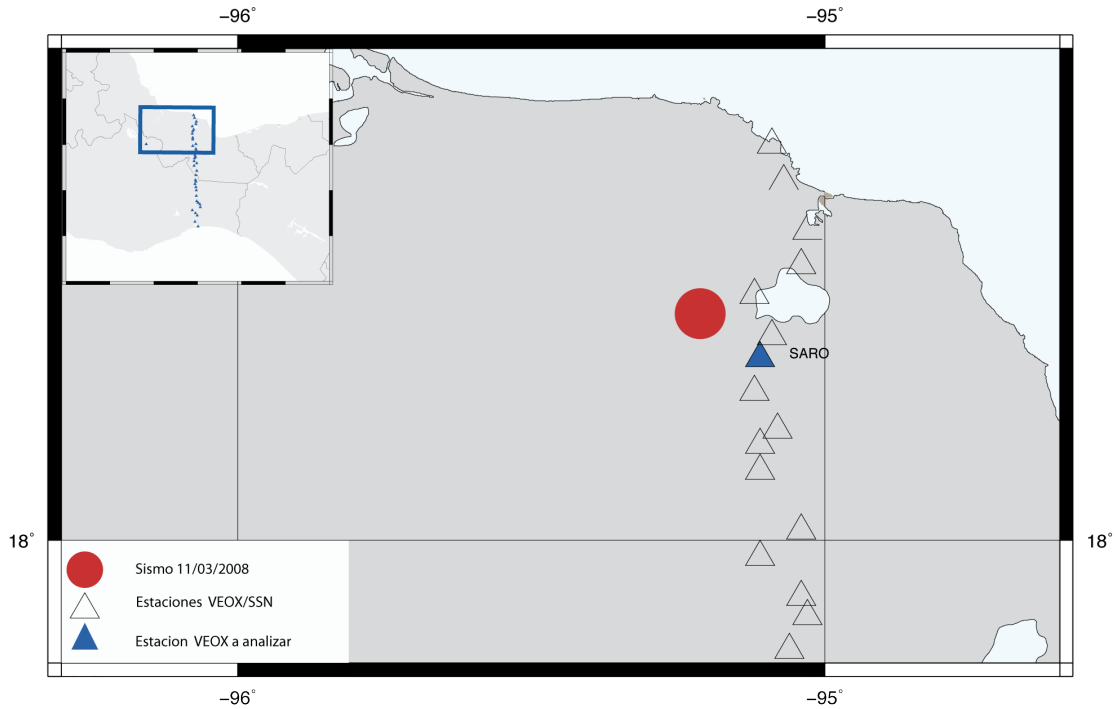
Tabla A1: Estaciones VEOX

#	Estación	Latitud (°)	Longitud (°)
1	MONT	18.6438	-95.09
2	EBTT	18.5843	-95.07
3	SONT	18.5032	-95.03
4	INUV	18.4482	-95.04
5	TPIG	18.4195	-97.3617
6	CATE	18.3992	-95.12
7	ZAPO	18.3327	-95.09
8	SARO	18.297	-95.11
9	MANG	18.2418	-95.12
10	RACI	18.18	-95.08
11	COYO	18.1558	-95.11
12	CONU	18.1128	-95.11
13	TUIG	18.033	-94.422
14	ESMA	18.0162	-95.04
15	TUXT	18.0127	-96.17
16	AGUA	17.9727	-95.11
17	CERQ	17.9075	-95.04
18	AGUC	17.8767	-95.03
19	CAUD	17.821	-95.06
20	SAJO	17.77	-95.06
21	CUAU	17.7345	-95.05
22	CANU	17.7047	-95.07
23	GUVI	17.6437	-95.08
24	MACA	17.5973	-95.02
25	NUMO	17.54	-95.08
26	JECA	17.4307	-95.02
27	LACU	17.3337	-95.04
28	DONA	17.2303	-95.05
29	SUCH	17.226	-100.642
30	TOLO	17.1948	-95.04
31	PALO	17.14	-95.06
32	CMIG	17.091	-94.884
33	PARE	17.0733	-95.04
34	OXIG	17.0723	-96.7332
35	MOGO	17.005	-95.0283
36	MARO	16.8817	-95.03
37	TGIG	16.7782	-93.1222

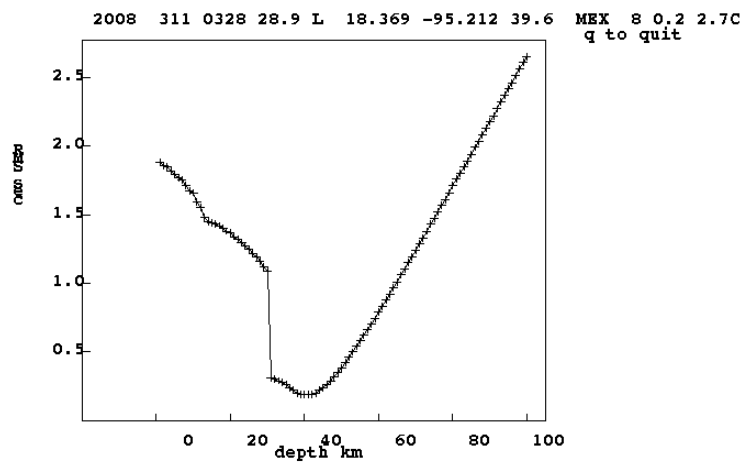
38	RIVA	16.7642	-95.02
39	CHIV	16.7313	-94.99
40	ELME	16.6938	-94.95
41	MAZH	16.6313	-94.94
42	IXTE	16.5627	-95.12
43	IXTA	16.5037	-95.05
44	JUCH	16.4497	-95.01
45	ROLI	16.3118	-95.06
46	SAMM	16.2082	-94.99
47	HUIG	15.77	-96.1
48	PCIG	15.703	-93.3133

Análisis de profundidad de sismos

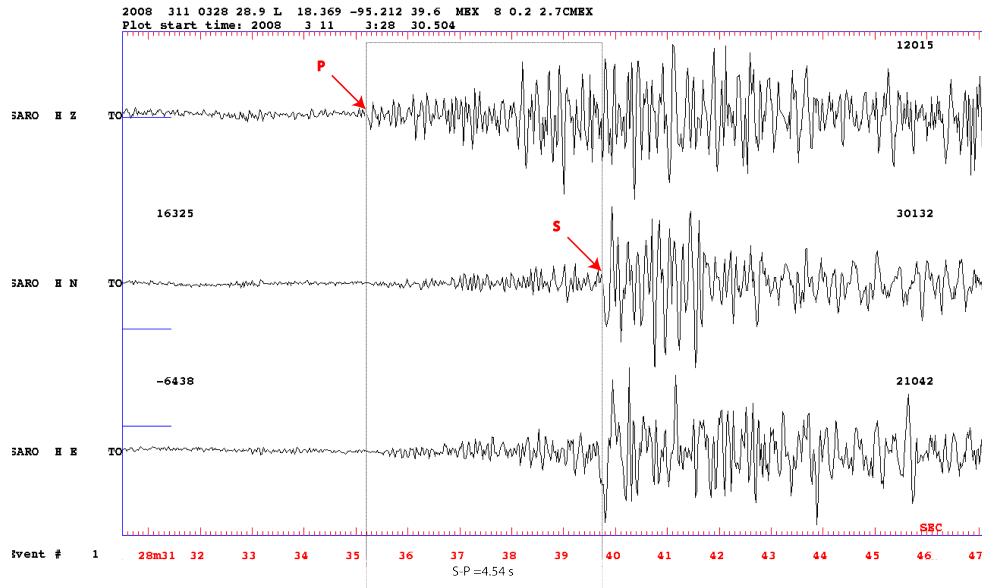
Sismo 3



A1: Sismo del 11/03/2008 y estación más cercanas al evento.

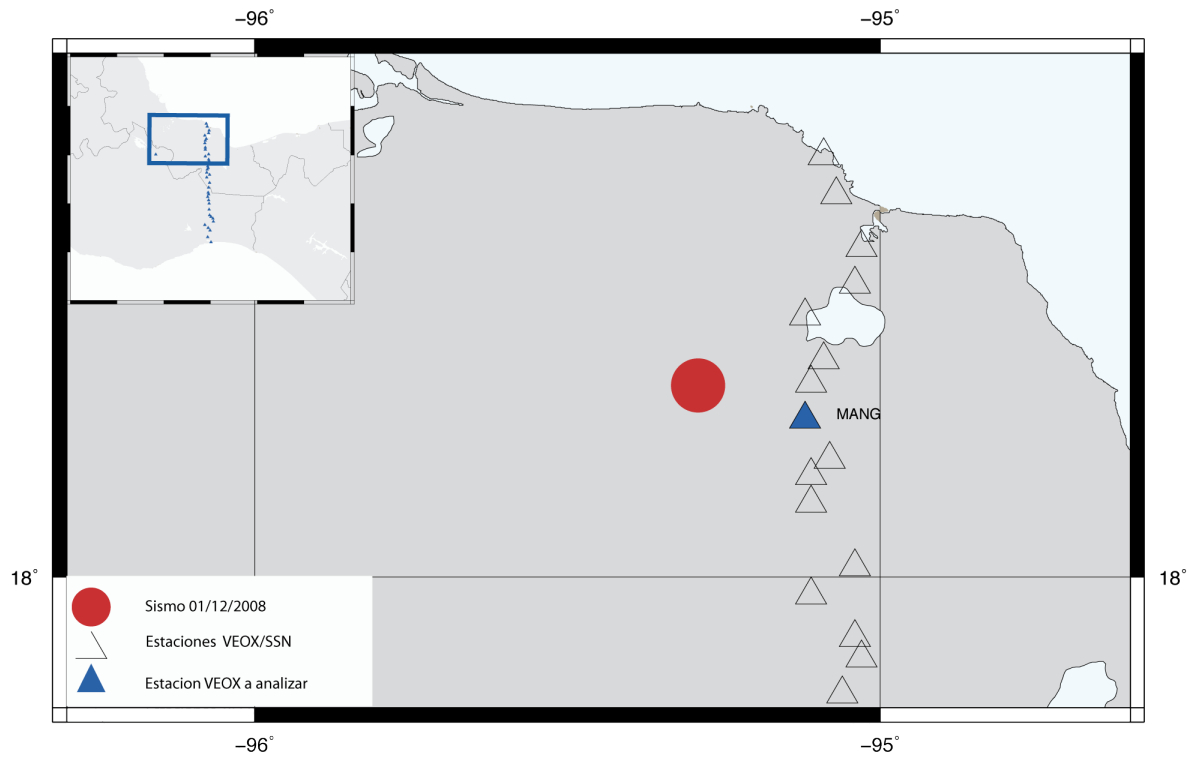


A2: RMS de la función de profundidad del evento del 11 de marzo del 2008

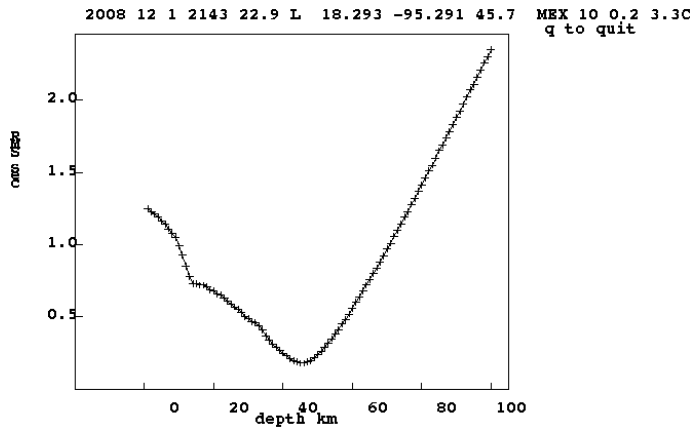


A3: Traza de la estación SARO del sismos del 11 de marzo del 2008.

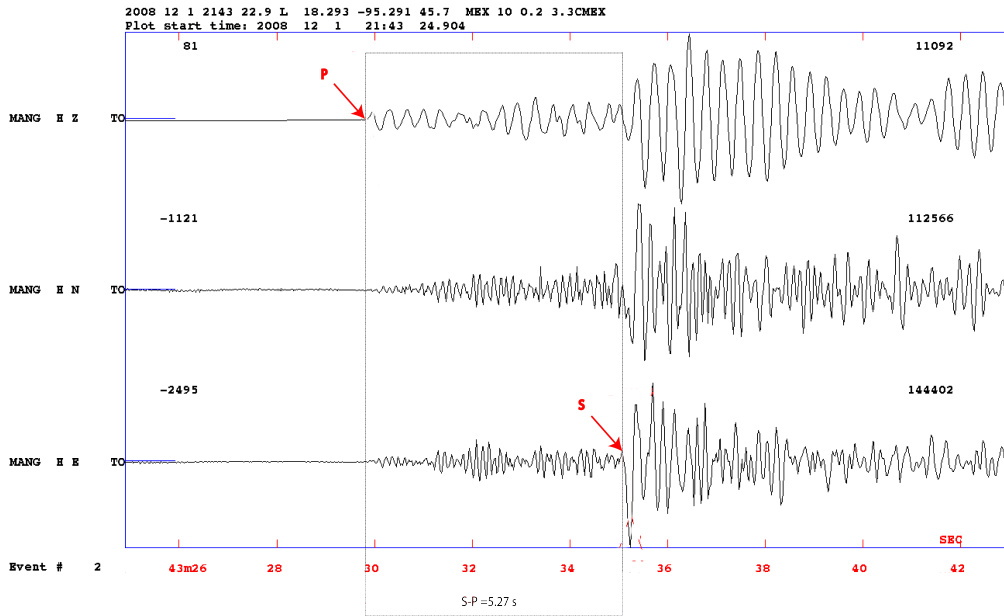
Sismo 4



A4: Sismo del 01/12/2008 y estación más cercanas al evento.

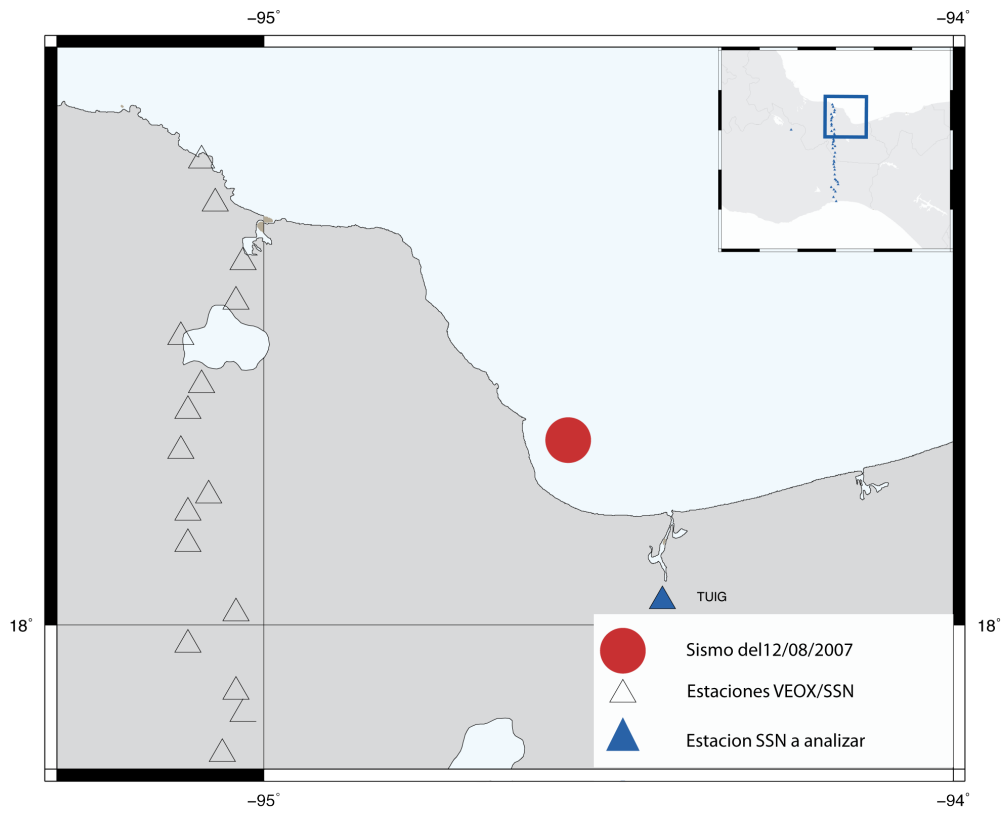


A5: RMS de la función de profundidad del evento del 01 de diciembre del 2008

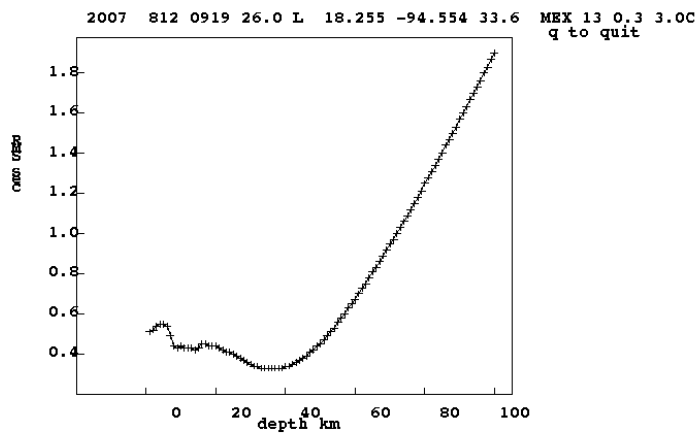


A6: Traza de la estación MANG del sismos del 01 de diciembre del 2008

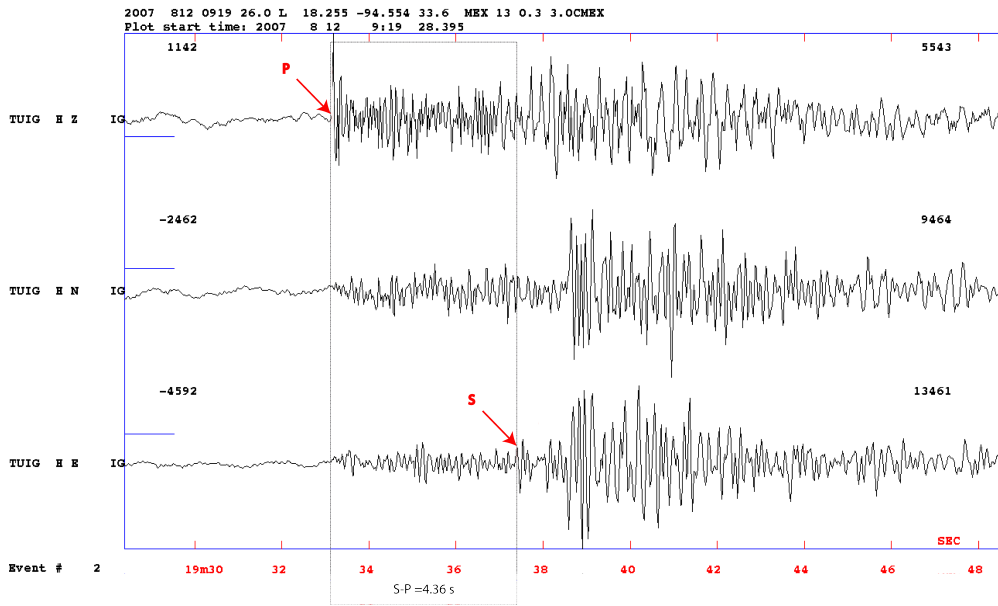
Sismo 5



A7: Sismo del 12/08/2007 y estaciones cercanas al evento.

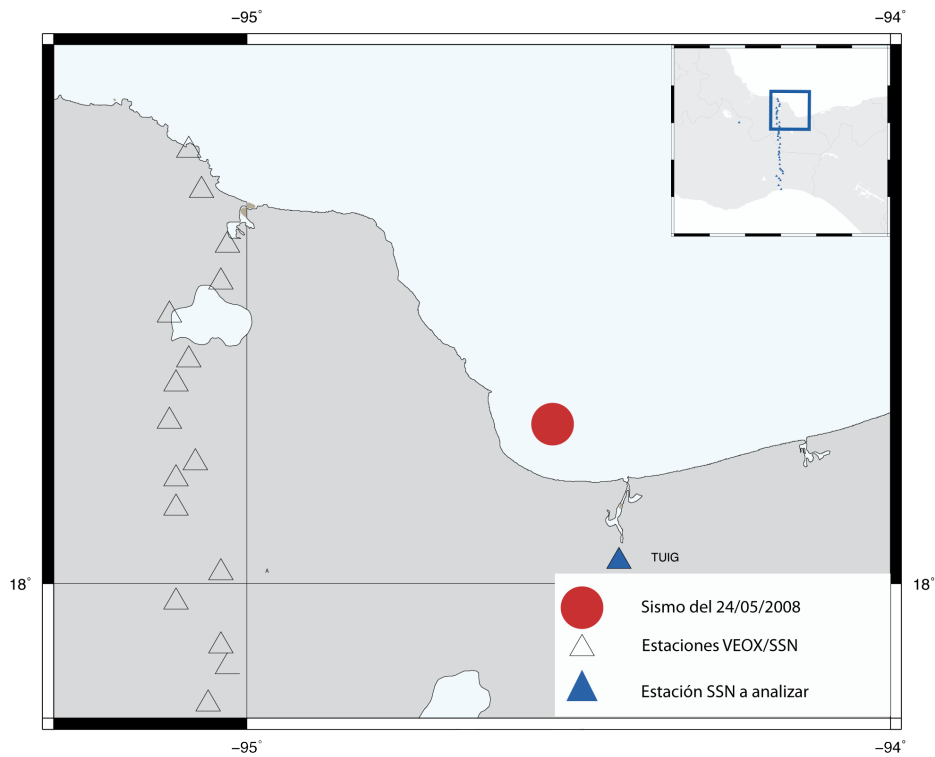


A8: RMS de la función de profundidad del evento del 01 de diciembre del 2008

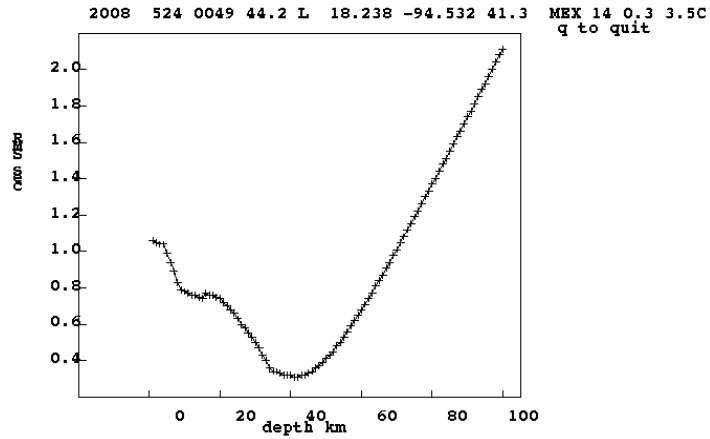


A9: Traza de la estación TUIG del sismos del 12 de agosto del 2007

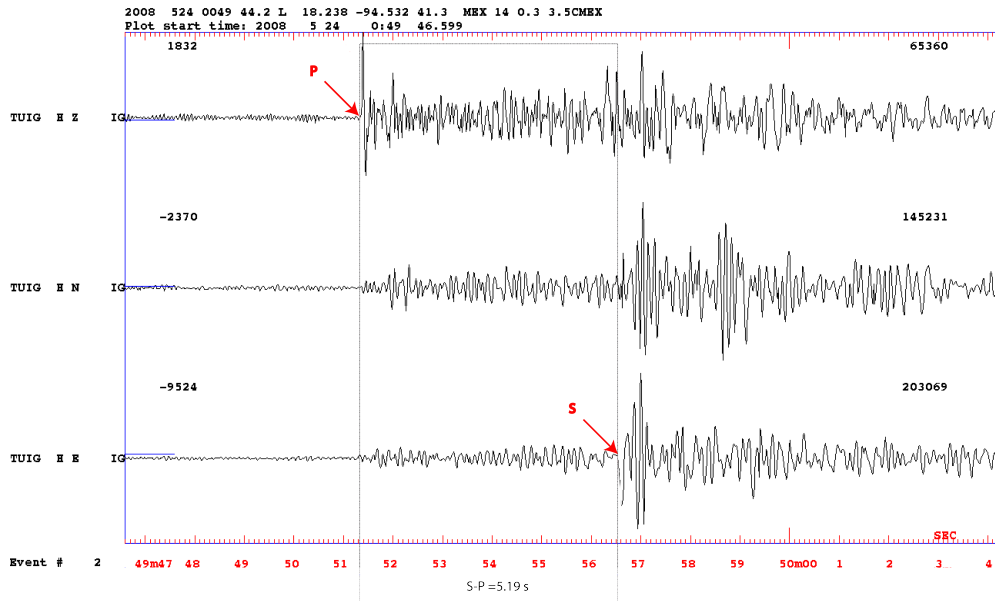
Sismo 6



A10: Sismo del 24/05/2008 y estaciones cercanas al evento.



A11: RMS de la función de profundidad del evento del 24 de mayo del 2008



A12: Traza de la estación TUIG del sismo del 24 de mayo del 2008.