



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA

**INVERSIÓN DE LA FUNCIÓN DE FUENTE Y CÁLCULO
DE LA FRECUENCIA DE ESQUINA PARA SISMOS EN
EL CENTRO DE MÉXICO USANDO UN MODELO
TRIDIMENSIONAL.**

TESIS

Que para obtener el título de
INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A

MIGUEL ÁNGEL CARRILLO LUCIA

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Leonardo Ramírez Guzmán



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2016

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis la dedico con todo mi corazón a mi padre Ángel Francisco Carrillo Balcázar, a mi madre María Eugenia Lucia Paulette y a mi hermanita Angélica Carrillo Lucia, por el inmenso apoyo a lo largo de todos estos años que duró este increíble viaje llamado Ingeniería Geofísica, por su comprensión por el tiempo que estuve fuera de casa estudiando, en prácticas, durante la tesis, en congresos y por estar siempre a mi lado en momentos adversos. He aquí el producto de tantos años de esfuerzo y dedicación. Sin su apoyo no habría llegado tan lejos.

A mi tutor Dr. Leonardo Ramírez-Guzmán por su increíble paciencia y gran apoyo dedicado a la realización de este trabajo. Por compartir sus conocimientos durante el desarrollo de la tesis y sus experiencias mientras discutíamos sobre los temas de la misma, y que al final se convertían en conversaciones interesantes, constructivas y divertidas sobre Sismología y otros temas... que no eran precisamente de Sismología.

Agradezco a mis sinodales Dr. Gerardo Suárez Reynoso, Dr. Jorge Aguirre González, Dr. Martin Cárdenas Soto y Dr. Francisco José Sánchez Sesma por los comentarios y sugerencias proporcionados con miras a mejorar este trabajo.

Agradezco profundamente a mis amigos geofísicos, Iván Granados Chavarría, Reynaldo Santos Basurto, Sergio Valderrama Membrillo, Rosalía Gutiérrez Barrios y Doris Arlette Díaz Agüero, con quienes trabajé hasta los últimos semestres de la carrera y con quienes aprendí a trabajar en equipo de forma amena y divertida, y por su apoyo, animo durante todos estos años en las aulas, en las prácticas de campo y en la práctica profesional, y por las experiencias que compartimos durante todo ese tiempo.

A mis amigos becarios del Instituto de Ingeniería: Santiago Rábade García, por sus consejos en la elaboración de la tesis y correcciones de estilo en la exposición de mi tema; Fernando Monroy Salazar, por compartir sus conocimientos y su amplia experiencia para mejorar mi presentación del examen. A mis amigos Joaquín Sánchez Sánchez, Fabiola de la Mora Cebada, Berenice Martínez Martínez y Arturo Bautista Justo por brindarme retroalimentación en la preparación de mi examen profesional y por sus atinados comentarios al respecto.

Agradezco a mi amiga Diana Itzel Valencia Medina, por brindar gran parte de su valioso tiempo en revisar mi tesis, por sus observaciones respecto al trabajo escrito y a la exposición, y por su apoyo incondicional en la etapa final del desarrollo de mí trabajo.

A mis amigos que he conocido a lo largo de estos años: Fernanda Montes, por tu apoyo incondicional en todos los aspectos desde tercer semestre, por confiar en mí siempre, por escucharme en los momentos que lo necesitaba y por motivarme a cada día ser mejor. Itzel

Sarait, mi pequeña gran amiga, por todas esas pláticas, risas y tristezas que hemos compartido en tan poco años de amistad, por el apoyo y confianza que me has brindado en todos los aspectos y por incluirme y formar parte de tu familia, "*grazie mille, cara amica*". Judith González, mi gran amiga que conocí desde la UAM-Iztapalapa, después de 6 años te encuentro en la UNAM, no olvido los encuentros espontáneos y por esas ocasiones que siempre nos llovía cuando nos veíamos, sin duda fue divertido, gracias por tu apoyo en esta etapa final de la carrera. Gisela Sandoval, por tu apoyo en estos últimos meses; es un gusto compartir contigo el interés por la música y estudiar la guitarra, el cine, el arte, las ciencias, por enseñarme un poco de Biología y por las pláticas amenas, entretenidas y constructivas que hemos tenido en las tardes, en Coyoacán. Betsaida Ávila (Betsy), me has brindado un gran apoyo aún sin ser tan expresiva; para mí eres un ejemplo a seguir por tu dedicación y compromiso a tus estudios de posgrado. David, mi gran amigo, que digo amigo, hermano, gracias por escucharme, apoyarme y por conservar esta amistad que llevamos desde la prepa. Mariana Huitron, mi tutorada que a los pocos días de conocerte, te convertiste en una increíble amiga, confidente y leal, siempre apoyándome en todo, animándome a continuar y a no rendirme nunca.

Por su apoyo incondicional a mi amiga Itzel López y que gracias a ti probé el pulque; que la vida te sonría y te vaya excelente en las decisiones difíciles que has tomado, sabes que cuentas con mi apoyo. A mis amigas a distancia que les tengo un cariño muy especial, Silvia Araceli, Rocío Alegre, Nadja, Janeth y Ruby. A mis amigas que voy conociendo poco a poco pero confió en que tendremos una increíble amistad, Jessica, Alexis Mariana, Nallely.

Agradezco a los miembros de la Unidad de Instrumentación Sísmica y el Grupo de Procesamiento y Análisis Sísmica de la Coordinación de Sismología e Instrumentación Sísmica, quienes operan la Red Acelerográfica del Instituto de Ingeniería (Dr. Leonado Alcántara Nolasco, Ing. Mauricio Ayala Hernández, Ing. Alejandro Mora Contreras, Ing. Ana Laura Ruiz Gordillo, Ing. Citlalli Yáñez Pérez, Ing. David Almora Mata, Ing. Gerardo Castro Parra, Ing. Héctor Sandoval Gómez, Ing. Israel Molina Ávila, Ing. Juan Manuel Velazco Miranda, Ing. Luis Alberto Aguilar Calderón, Ing. Marco Antonio Macías Castillo, Ing. Ricardo Vázquez Larquet, Ing. Rosario Diance Delgado e Ing. Miguel Torrez Noguez).

Esta tesis fue parcialmente financiada por los proyectos DGAPA-PAPIIT TB100313-RR170313, el proyecto Red Sísmica Mexicana (UNAM – SEGOB), y por el proyecto interno Instituto de Ingeniería: Evaluación mediante simulaciones numéricas de los efectos tridimensionales y de interacción suelo-ciudad en el movimiento sísmico del terreno del Valle de México y la zona centro.

RESUMEN.

Se presentan estimaciones de la frecuencia de esquina (f_c) para sismos con magnitud mayor a $M_w=5.5$ ocurridos en las costas de Jalisco, Michoacán, Guerrero y Oaxaca. El objetivo de este trabajo es estudiar las variaciones del parámetro mencionado para sismos ocurridos en las cuatro regiones de la costa del Pacífico Mexicano. Los cambios laterales de la geometría de la placa subducida (Cocos y Rivera) a lo largo de la costa, pueden ser un factor importante para que cambia las velocidades de ruptura y la forma en que se propagan las ondas sísmicas que generan los terremotos. Como consecuencia de esos cambios, la frecuencia de esquina cambiara su posición en el espectro.

Una forma de estimar la f_c es obtener la función de fuente para cada sismo mediante un esquema de inversión de mínimos cuadrados. Mediante al análisis en frecuencia de dichas funciones, fue posible obtener los espectros de la fuente, a partir de los cuales se estimó la frecuencia de esquina tomando como referencia el modelo teórico de Brune (1970). En la inversión se utilizaron acelerogramas de sismos registrados entre los años de 1972 a 2016, los cuales fueron proporcionados por el Instituto de Ingeniería de la UNAM. Además, se utilizaron sismogramas sintéticos con un modelo tridimensional del centro de México para la inversión.

Los resultados muestran variaciones de la frecuencia de esquina entre las cuatro zonas de estudio, al comparar los espectros de fuente de cada región con la finalidad de observar diferencias en sus pendientes. Estas diferencias sugieren que existe un comportamiento anormal en el mecanismo de ruptura en las fallas o en la forma en cómo se propagan las ondas sísmica que generan los terremotos en las regiones analizadas.

ABSTRACT.

In this work, I present estimates of the corner frequency (f_c) for earthquakes with a magnitude higher than $M_w=5.5$ located near the coasts of Jalisco, Michoacan, Guerrero and Oaxaca. The primary objective was to study corner frequency variations along the Mexican Pacific coast, considering that lateral variations of the subducted slab geometry of Cocos y Rivera plates on the North American plate might be a relevant factor in modifying rupture velocities and seismic energy release. Such mechanisms influence the behavior of corner frequency.

Estimations of corner frequency were obtained through a least square inversion scheme for earthquakes source time functions. The latter were transformed to the frequency domain to obtain earthquake source spectra, where the corner frequency was estimated using the Brune (1970) source model as a reference. Strong motion records registered between 1972 and 2016 from Instituto de Ingenieria database were used for the inversion scheme. Synthetic seismograms were computed in a three-dimensional model for central Mexico.

Results show corner frequency variations along the four regions mentioned earlier when earthquakes source spectra are compared against each other. Such variations suggest a different behavior in fault rupture mechanisms or seismic wave propagation in this región.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS.....	II
RESUMEN.....	IV
ABSTRACT.....	V
ÍNDICE.....	VI
LISTA DE FIGURAS.	VIII
LISTA DE TABLAS.....	XIV
1.- INTRODUCCIÓN.....	1
2.- ANTECEDENTES.	5
2.1.- GEOLOGÍA Y TECTÓNICA DE LAS ZONAS DE ESTUDIO.....	5
2.1.1.- <i>El bloque Jalisco y la subducción de la placa de Rivera</i>	7
2.1.2.- <i>Bloque Michoacán</i>	9
2.1.3.- <i>Bloque Guerrero</i>	12
2.1.4.- <i>Bloque Oaxaca</i>	14
2.2. CÁLCULOS DE LA FUNCIÓN DE FUENTE.....	17
2.3. ESTIMACIONES DE LA FRECUENCIA DE ESQUINA.....	19
3.- FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	23
3.1. LA FUENTE SÍSMICA.....	23
3.2. ECUACIÓN DE MOVIMIENTO.....	24
3.3. ONDAS DE CUERPO (P Y S).	25
3.3.1.- <i>Ondas superficiales</i>	26
3.4.- TEOREMA DE RECIPROCIDAD.....	27
3.4.1.- <i>Teorema de Betti</i>	27
3.4.2.- <i>Funciones de Green</i>	28
3.4.3.- <i>Teorema de Representación</i>	30
3.4.5.- <i>Momento Sísmico</i>	31
3.4.6.- <i>Tensores de Deformación de Green o Receptores de Green</i>	34
3.5.- DESPLAZAMIENTO EN EL CAMPO LEJANO.....	36
3.6.- ESPECTRO DE FUENTE.....	38
3.6.1.- <i>La frecuencia de esquina</i>	41
3.7.- LA FUNCIÓN DE FUENTE.....	43
3.8. MÉTODOS NUMÉRICOS. EL MÉTODO DE LOS ELEMENTOS FINITOS.....	46
4.- METODOLOGÍA.....	48
4.1.- INTRODUCCIÓN.....	48
4.2.- PRE-PROCESAMIENTO DE DATOS.....	48
4.3.- INVERSIÓN DE LA FUNCIÓN DE FUENTE.....	51
4.4.- VALIDACIÓN DEL MÉTODO DE INVERSIÓN.....	56
4.5.- MODELO DE CAPAS 3D. CÁLCULO DE SISMOGRAMAS SINTÉTICOS.....	59
5.- APLICACIÓN DE LA METODOLOGÍA Y ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	61

5.1.- FUNCIONES DE FUENTE OBTENIDAS, COMPARACIÓN DE LOS ESPECTROS OBTENIDOS CON EL MODELO DE BRUNE (1970) Y CÁLCULO DE LA FRECUENCIA DE ESQUINA.	61
5.2.- ESPECTROS DE FUENTE PARA CADA REGIÓN.	62
5.2.1.- Jalisco.....	62
5.2.2.- Michoacán.....	64
5.2.3.- Guerrero.	70
5.2.4.- Oaxaca.....	74
5.3.- COMPARACIÓN DEL COMPORTAMIENTO DE LA FRECUENCIA DE ESQUINA ENTRE LAS CUATRO REGIONES.	80
6.- CONCLUSIONES.	84
7.- REFERENCIAS.....	86
8.- ANEXOS 1. SISMOS UTILIZADOS EN LA INVERSIÓN. ESTACIONES DONDE SE GENERARON SINTÉTICOS.....	94
9.- ANEXOS 2. SISMOGRAMAS SINTÉTICOS, JALISCO.....	97
10.- ANEXOS 3. SISMOGRAMAS SINTÉTICOS, MICHOACÁN.	99
11.- ANEXOS 4. SISMOGRAMAS SINTÉTICOS, GUERRERO.	108
11.- ANEXOS 5. SISMOGRAMAS SINTÉTICOS, OAXACA.	119

LISTA DE FIGURAS.

Introducción

<i>Figura 1. 1.- Sismicidad del año 2015 junto con la distribución de sismos por cada estado de la república, principalmente la costa del Pacífico.....</i>	<i>2</i>
<i>Figura 1. 2.- Interpretación de la geometría de la zona de subducción en el centro de México (Tomada de Stubalio et al., 2012).....</i>	<i>4</i>

Antecedentes

<i>Figura 2. 1.- Mapa tectónico y sismicidad de la República Mexicana (CVTM, Cinturón Volcánico Trans-Mexicano). Se muestran zonas de ruptura de sismos importantes en México (Modificado de Kostoglodov y Pacheco, 1999).....</i>	<i>5</i>
<i>Figura 2. 2.- Esquema que muestra como se ha fragmentado la placa de Farallon desde hace 60 m.a. Alrededor de los 40 m.a., se fragmenta en dos placas que se denominan Farallon y Vancouver. Del lado de la segunda placa de Farallon, aproximadamente hace 30 m.a., por una parte, se fragmenta en lo que es la placa de Nazca y por otro lado, la placa de Cocos, en donde comienzan a separarse segmentos de placa más pequeños como la Placa Arguello y Monterey, seguido de la placa de Guadalupe y Magdalena y por último la placa de Rivera que, junto con la placa de Cocos, son los rasgos tectónicos actuales que predominan en el Pacífico Mexicano. 6</i>	<i>6</i>
<i>Figura 2. 3.- Mapa tectónico del centro de México. Se observan las zonas de fractura de Orozco, O’Gorman, la dorsal de Tehuantepec, el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) y la Sierra Madre del Sur. Estrellas indican sismos con magnitud mayor a 5.5.</i>	<i>7</i>
<i>Figura 2. 4.-Límites Tectónicos del bloque Jalisco.</i>	<i>8</i>
<i>Figura 2. 5.- Modelo estructural del bloque Jalisco (Tomado de Bandy et al., 1999).</i>	<i>9</i>
<i>Figura 2. 6.- Límites tectónicos del bloque de Michoacán.....</i>	<i>10</i>
<i>Figura 2. 7.- Modelo termal de la zona de subducción de Michoacán (Tomado de Neumann, 2012).....</i>	<i>11</i>
<i>Figura 2. 8.- Modelo propuesto para explicar la fragmentación de la placa de Cocos. OFZ es la zona de fractura de Orozco. La zona en blanco abarca la región de Michoacán (Tomado de Dougherty et al. 2012). ..</i>	<i>11</i>
<i>Figura 2. 9.- Tectónica del estado de Guerrero. Se muestran las zonas de fractura (ZF).....</i>	<i>13</i>
<i>Figura 2. 10.- Modelo de subducción debajo de la costa del Estado de Guerrero (Tomada de Franco et al., 2005).....</i>	<i>14</i>
<i>Figura 2. 11.- Tectónica del estado de Oaxaca. Se observa las zonas de fractura de O’Gorman (ZF) y la dorsal de Tehuantepec. La flecha indica un sismo de magnitud 7.5 en 1999.</i>	<i>15</i>
<i>Figura 2. 12.- Modelo de subducción en el Estado de Oaxaca (Tomado de Melgar y Pérez-Campos, 2011). ...</i>	<i>16</i>
<i>Figura 2. 13.- Función de fuente obtenida del sismógrafo a) Galitzin-Wilip y b) con datos de la WWSSN (Modificado de Singh y Mortera, 1991).</i>	<i>17</i>
<i>Figura 2. 14.- Ejemplos de funciones de fuente para sismos en México. Del lado izquierdo, la función de fuente para el sismo del Jalisco del 2003 modificado de Yagi et al. 2004 y a la derecha la función de fuente para el sismo de Oaxaca en 1999 tomado de Hernández et al. 2000.</i>	<i>19</i>
<i>Figura 2. 15.- Cálculo de espectros de desplazamiento y de aceleración para obtener frecuencia de esquina para el sismo de a) 16 de junio de 2013 y b) 21 de julio del año 2000 (Modificado de Singh et al. 2014).....</i>	<i>22</i>

Fundamentos Teóricos

Figura 3. 1.- Representación esquemática de un sismo para fallas de tipo normal, inverso y de rumbo (modificado de Black Hawk College, Illinois).	23
Figura 3. 2.- Un cuerpo con volumen V rodeado por una superficie S y vector normal n	24
Figura 3. 3.- Desplazamiento de una onda P (abajo) y onda S (arriba) viajando horizontalmente en la dirección señalada (Modificada de Shearer, 2009).	26
Figura 3. 4. Movimiento de la partícula para las ondas Love y Rayleigh (Modificada de Shearer, 2009).	27
Figura 3. 5.- Un cuerpo de volumen V rodeado por una superficie S . El campo de desplazamiento u asociado a la fuerza de cuerpo f y el campo v asociado a fuerzas de cuerpo g (Tomado de Bullen y Bolt, 1999).	28
Figura 3. 6.- Cuerpo con volumen V , superficie S externa y la falla Σ , que divide los lados de la falla Σ^+ y Σ^- , v es el vector perpendicular a Σ	31
Figura 3. 7.- Los nueve pares posibles que se generan para obtener fuerzas equivalentes para una discontinuidad en el desplazamiento orientado en un medio anisótropo.	32
Figura 3. 8.- Cálculo de los gradientes del tensor de Green en todos los nodos.	34
Figura 3. 9.- Las relaciones entre el campo lejano, campo lejano y velocidad para las series de tiempo (izquierda) y el espectro teórico (derecha) (Modificado de Shearer, 2009).	37
Figura 3. 10.- Modelo de fuente de Haskell (Tomado de Madariaga, 2007).	38
Figura 3. 11.- Espectro de amplitud teórico (modificado de Stein y Wysession, 2003).	40
Figura 3. 12.- Modelo circular de falla propuesto por Brune, 1970 (tomado de Udias, 2014).	40
Figura 3. 13.- Curvas de densidad espectral promedio para el campo lejano para las ondas S (Brune, 1970).	41
Figura 3. 14.- Gráfico que muestra la relación de la frecuencia de esquina con el momento sísmico. Los círculos indican la frecuencia de esquina. Note como disminuye la frecuencia de esquina para sismos más grandes, según el modelo de Madariaga (1996) con caída de esfuerzos constante de 3 MPa (Tomado de Shearer, 2009).	42
Figura 3. 15.- Funciones de fuente teóricas.	44
Figura 3. 16.- Funciones de fuente para el sismo de a) Jalisco en el año 2003 con $M=7.8$ (Modificado de Gómez-González, et al., 2010). La línea azul es la función de momento sísmico. b) Sismo del 19 de septiembre de 1985, con magnitud $M=8.5$. Unidades del eje vertical están en Nm/s (Modificado de Singh y Mortera, 2003).	45
Figura 3. 17.- Función de fuente triangular, con la cual se puede generar un sismograma sintético.	46

Metodología

Figura 4. 1.- Corrección de la línea base implementada para un registro de aceleración de la componente vertical del sismo del 16 de Junio de 2013 en la estación de Huamuxtitlan, Guerrero (HMTT). La gráfica superior (a) es la traza de aceleración y la gráfica inferior (b) el registro de velocidad corregido por línea base muy distorsionado.	49
Figura 4. 2.- Corrección de la línea base para un registro de aceleración de la componente vertical del sismo del 20 de marzo de 2012 en la estación ACP2, en Acapulco, Guerrero. La gráfica superior (a) es la traza de aceleración. La gráfica inferior (b) el registro de velocidad corregido por línea base.	50
Figura 4. 3.- Alternativas para discretizar la función de fuente, Δt es el intervalo de tiempo (Tomado de Lay y Wallace, 1995).	51
Figura 4. 4.- Ejemplo de una función de fuente discretizada.	52
Figura 4. 5.- Modelo de una capa sobre un semiespacio (Modificada de Day et al., 2001).	56

<i>Figura 4. 6.-Función de tipo gaussiana empleada en la validación.</i>	<i>57</i>
<i>Figura 4. 7.- Sismogramas sintéticos obtenidos con la validación utilizando la estación 10 (derecha). Al comparar con los resultados teóricos obtenidos por Zhu y Rivera, 2002 (en rojo) el resultado es similar.</i>	<i>58</i>
<i>Figura 4. 8.- Sismogramas sintéticos para las diez estaciones (componente radial). Obsérvese la forma del primer arribo, similar a la función gaussiana.</i>	<i>58</i>
<i>Figura 4. 9.- Resultado de la validación para la inversión usando mínimos cuadrados.</i>	<i>59</i>
<i>Figura 4. 10.- Modelo que abarca este estudio para el centro de México en el cuadro azul. Los triángulos representan estaciones de la red sísmica mexicana. Los triángulos azules son estaciones del Instituto de Ingeniería y triángulos amarillos del Instituto de Geofísica.</i>	<i>60</i>

Aplicación de la Metodología

<i>Figura 5.1.- Sismos utilizados en este trabajo para la región de Jalisco con su respectivo mecanismo focal. ...</i>	<i>62</i>
<i>Figura 5. 2.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 9 de octubre de 1995.</i>	<i>63</i>
<i>Figura 5. 3.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 22 de enero de 2003. Se muestra en la tabla los datos del sismo, momento sísmico y frecuencia de esquina estimados.</i>	<i>63</i>
<i>Figura 5. 4.- Sismos utilizados en este trabajo para la región de Michoacán. Se muestran los mecanismos focales para cada sismo.</i>	<i>65</i>
<i>Figura 5. 5.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 25 de octubre de 1981.</i>	<i>66</i>
<i>Figura 5. 6.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 19 de septiembre de 1985.</i>	<i>66</i>
<i>Figura 5. 7.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 21 de septiembre de 1985.</i>	<i>66</i>
<i>Figura 5. 8.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 11 de enero de 1997.</i>	<i>67</i>
<i>Figura 5. 9.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 22 de mayo de 1997.</i>	<i>67</i>
<i>Figura 5. 10.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 21 de junio de 1999.</i>	<i>67</i>
<i>Figura 5. 11.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 28 de diciembre de 1999.</i>	<i>68</i>
<i>Figura 5. 12.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 11 de agosto de 2006.</i>	<i>68</i>
<i>Figura 5. 13.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 11 de abril de 2012.</i>	<i>68</i>
<i>Figura 5. 14.- Sismos utilizados en este trabajo para la región de Guerrero. Se muestran los mecanismos focales para cada sismo.</i>	<i>70</i>
<i>Figura 5. 15.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 24 de octubre de 1993.</i>	<i>71</i>
<i>Figura 5. 16.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 14 de agosto de 1995.</i>	<i>71</i>

<i>Figura 5. 17.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 15 de julio de 1996.</i>	<i>72</i>
<i>Figura 5. 18.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 21 de julio del año 2000.....</i>	<i>72</i>
<i>Figura 5. 19.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 20 de marzo de 2012.</i>	<i>72</i>
<i>Figura 5. 20.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 16 de junio de 2013.</i>	<i>73</i>
<i>Figura 5. 21.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 18 de abril de 2014.</i>	<i>73</i>
<i>Figura 5. 22.- Sismos utilizados en este trabajo para la región de Oaxaca. Se muestran los mecanismos focales para cada sismo.....</i>	<i>75</i>
<i>Figura 5. 23.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 29 de noviembre de 1978.</i>	<i>76</i>
<i>Figura 5. 24.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 25 de febrero de 1996.</i>	<i>76</i>
<i>Figura 5. 25.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 3 de febrero de 1998.</i>	<i>77</i>
<i>Figura 5. 26.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo 30 de septiembre de 1999.</i>	<i>77</i>
<i>Figura 5. 27.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 19 de agosto de 2006.</i>	<i>77</i>
<i>Figura 5. 28.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 9 de febrero de 2010.</i>	<i>78</i>
<i>Figura 5. 29.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 30 de junio de 2010.</i>	<i>78</i>
<i>Figura 5. 30.- Espectros de Fourier obtenidos con las frecuencias de esquina estimadas con la inversión, para cada región incluida en este estudio. La figura 5.30 a) corresponde a la región de Jalisco; en b) se muestra la zona de Michoacán; c) el bloque Guerrero y d) se muestra el estado de Oaxaca. Los círculos rojos son los valores de la frecuencia de esquina.....</i>	<i>81</i>
<i>Figura 5. 31.- Líneas trazadas con los valores de la frecuencia de esquina. Se muestra la pendiente para cada una de ellas. Obsérvese la diferencia entre Michoacán (verde) y Oaxaca (rojo).....</i>	<i>82</i>

Anexo 2.

<i>Figura 9. 1.- Sismo del 9 de octubre del año 1995. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.</i>	<i>97</i>
<i>Figura 9. 2.- Sismo del 22 de enero del año 2003. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.</i>	<i>98</i>

Anexo 3.

<i>Figura 10. 1.- Sismo del 25 de octubre de 1981. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.</i>	<i>99</i>
<i>Figura 10. 2.- Sismo del 19 de septiembre de 1985. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.</i>	<i>100</i>
<i>Figura 10. 3.- Sismo del 21 de septiembre de 1985. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.</i>	<i>101</i>
<i>Figura 10. 4.- Sismo del 11 de enero de 1997. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.</i>	<i>102</i>
<i>Figura 10. 5.- Sismo del 22 de mayo de 1997. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.</i>	<i>103</i>
<i>Figura 10. 6.- Sismo del 21 de junio de 1999. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.</i>	<i>104</i>
<i>Figura 10. 7.- Sismo del 28 de diciembre de 1999. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.</i>	<i>105</i>
<i>Figura 10. 8.- Sismo del 11 de agosto de 2006. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.</i>	<i>106</i>
<i>Figura 10. 9.- Sismo del 11 de abril del año 2012. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.</i>	<i>107</i>

Anexo 4.

<i>Figura 11. 1.- Sismo del 24 de octubre de 1993. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.</i>	<i>108</i>
<i>Figura 11. 2.- Sismo del 14 de septiembre de 1995. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.</i>	<i>109</i>
<i>Figura 11. 3.- Sismo del 15 de julio de 1996. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.</i>	<i>110</i>
<i>Figura 11. 4.- Sismo del 21 de julio del año 2000. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.</i>	<i>112</i>

Figura 11. 5.- Sismo del 20 de marzo de 2012. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos. 114

Figura 11. 6.- Sismo del 16 de junio de 2013. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos. 116

Figura 11. 7.- Sismo del 18 de abril de 2014. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos. 118

Anexo 5.

Figura 12. 1.- Sismo del 29 de noviembre de 1978. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos. 119

Figura 12. 2.- Sismo del 25 de febrero de 1996. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos. 120

Figura 12. 3.- Sismo del 3 de febrero de 1998. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos. 122

Figura 12. 4.- Sismo del 30 de septiembre de 1999. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos. 124

Figura 12. 5.- Sismo del 19 de agosto de 2006. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos. 125

Figura 12. 6.- Sismo del 9 de febrero del año 2010. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos. 126

Figura 12. 7.- Sismo del 30 de junio de 2010. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos. 127

LISTA DE TABLAS.

Tabla 1.- Datos del modelo de velocidades para una capa sobre un semiespacio usado para la validación (Day et al., 2001).....	56
Tabla 2.- Coordenadas de las estaciones para la validación (Petersson y Sjögreen, 2011).....	57
Tabla 3.- Sismos de la región de Jalisco usados en este estudio con su respectivo valor obtenido de la frecuencia de esquina (S: strike, D: Dip, R: Rake).....	62
Tabla 4.- Comparación de los valores de la frecuencia de esquina para 5 sismos ocurridos en la zona de Guerrero. 1.- García et al., 2004. (S: strike, D: Dip, R: Rake).....	65
Tabla 5.- Valores de la frecuencia de esquina para el resto de los sismos ocurrido en Michoacán (S: strike, D: Dip, R: Rake).....	65
Tabla 6.- Comparación de valores de la frecuencia de esquina para 6 sismos ocurridos en la zona de Guerrero. 1.- Singh et al. 2014, 2.- García et al. 2004.	70
Tabla 7.- Frecuencias de esquina calculadas para el resto de los sismos de Guerrero.	71
Tabla 8.- Comparación del valor estimado de la frecuencia de esquina para el sismo ocurrido en la zona de Oaxaca 1.- Singh et al. 2000, García et al. 2004.....	75
Tabla 9.- Valores estimados de la frecuencia de esquina para el resto de los sismos en Oaxaca.....	76
Tabla 10.- Sismos usados en este trabajo. El número de sismo (No.) es el número con el cual se identifican los sismos en los mapas que se muestran en el capítulo 5 para las cuatro regiones, Jalisco, Michoacán, Guerrero y Oaxaca. Se incluye la fecha del sismo, la hora de ocurrencia en GMT. La magnitud, profundidad (H) en kilómetros, momento sísmico y mecanismo focal se obtuvieron del catálogo de Harvard GCMT. Para algunos sismos, se obtuvo el momento sísmico con base en el cálculo de la fase W y que se señalan en la tabla con un asterisco (*).....	94
Tabla 11.- Estaciones usadas para el modelo. Sismogramas sintéticos.	96

1.- Introducción.

La sismicidad asociada con la subducción es el fenómeno natural con mayor potencial de afectación a la población en México (Ordaz y Zeballos, 2007), en especial la zona centro y sur donde la población e infraestructura del país está concentrada. Por lo tanto, comprender las causas de los sismos y estimar los posibles efectos, con el fin de mitigarlos, es una tarea de vital importancia para proteger a la sociedad civil.

La costa del Pacífico Mexicano forma parte del anillo o cinturón de fuego Circumpacífico, el cual se caracteriza por la ocurrencia de grandes terremotos destructivos y alta actividad volcánica. En el Pacífico, los estados de Baja California, Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas presentan una sismicidad elevada comparada con el resto del país. La figura 1.1 muestra un mapa con la sismicidad del año 2015, en donde se observa la distribución de los sismos en México.

Para caracterizar el peligro sísmico en México se requiere estudiar la información de las características del mecanismo de ruptura de grandes terremotos, así como la propagación de las ondas en la corteza y parte del manto, así como los efectos de sitio ocasionados por la geología local. Las causas de los terremotos, así como sus características, son esenciales para poder realizar estimaciones del movimiento del terreno.

En este trabajo, se busca estimar uno de los parámetros que revela características del proceso de ruptura de terremotos, la frecuencia de esquina (f_c). Este valor se puede obtener mediante la inversión de la función de fuente en el dominio del tiempo y de la frecuencia (Hartzell y Heaton, 1983, Iglesias *et al.* 2002). La frecuencia de esquina es un parámetro que se ha relacionado con otras características de los terremotos como la caída de esfuerzos, dimensiones de la falla, entre otros (Shearer 2009; Beresnev 2002; Bormann *et al.*, 2002; Brune *et al.*, 1970), de ahí su relevancia para obtener su posición y valor correspondiente en el espectro de fuente.

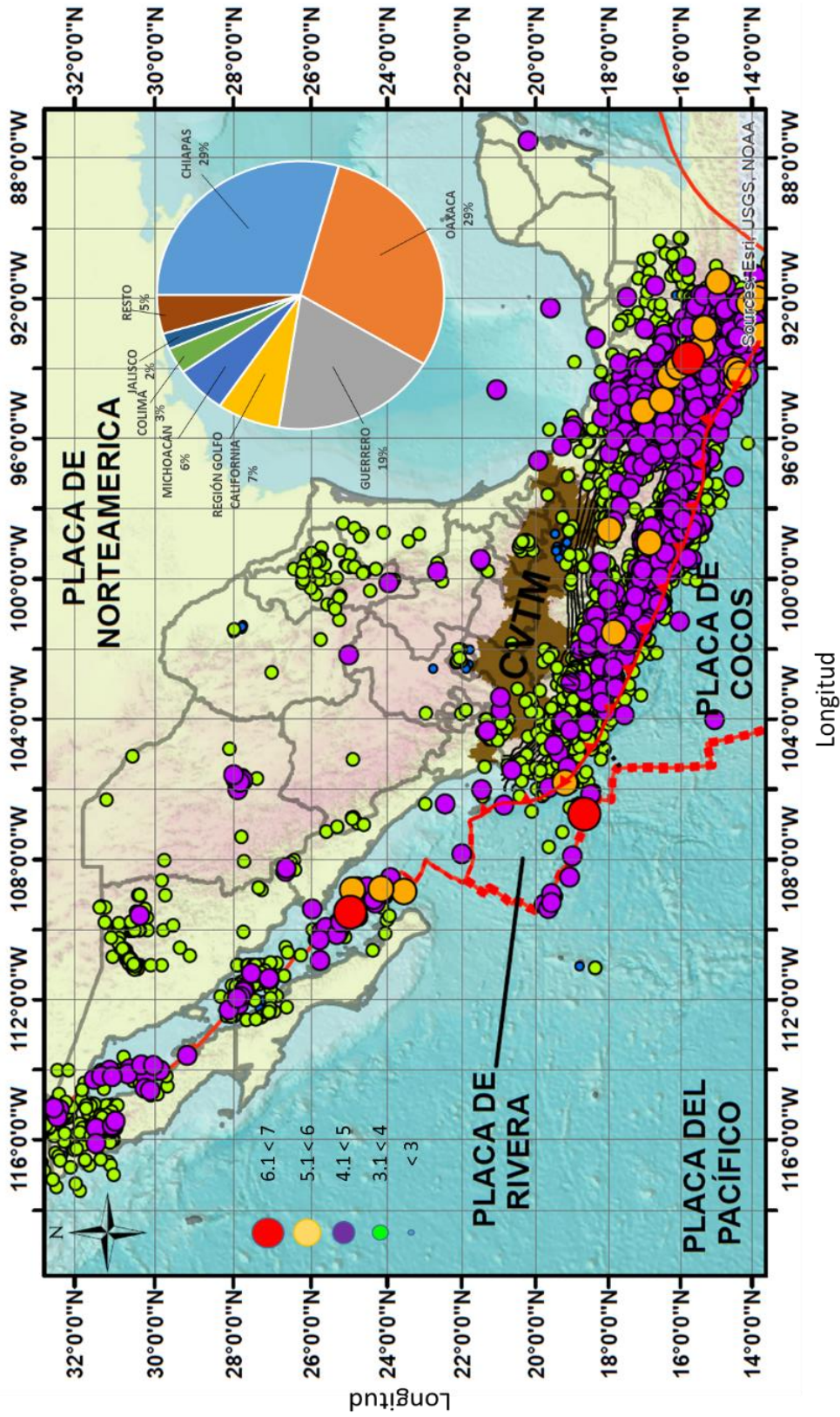


Figura 1. 1.- Sismicidad del año 2015 junto con la distribución de sismos por cada estado de la república, principalmente la costa del Pacífico.

Sin embargo, la frecuencia de esquina no es un parámetro fácil de calcular debido a que las ondas sísmicas se pueden ver afectadas por atenuación, efectos locales y otros efectos de fases profundass que evitan que el espectro sea plano y que provocan que la parte de altas frecuencias se distorsione (Lay y Wallace 1995, Shearer, 2009). Además, se debe tomar en cuenta que la frecuencia de esquina varía dependiendo del mecanismo focal del sismo, la profundidad, y por cambios en la velocidad de ruptura (ver e.g. Allman y Shearer, 2009; Ye *et al.*, 2013, Lay *et al.*, 2012). Por lo tanto, para interpretar el espectro en observaciones directas, es necesario conocer aproximadamente la orientación de la falla, la dirección de propagación de la ruptura, su profundidad y la posición en que se registran los sismogramas alrededor de la falla (Brune, 1979).

Recientemente, Kaneko y Shearer (2014) documentaron un análisis basado en modelos de ruptura dinámica y sugieren que empleando las metodologías observacionales tradicionales para el cálculo de la frecuencia de esquina (García *et al.*, 2004, Singh *et al.*, 2014) pueden existir variaciones con un factor de 2 en estimaciones de la frecuencia de esquina, dependiendo de la posición en la que se coloque una o varias estaciones alrededor de la falla. En este trabajo, mediante un esquema de inversión de la fuente, utilizando las estaciones que abarquen mejor las zonas de mayor desplazamiento de acuerdo a los mecanismos focales y los patrones de radiación, se pretende dar una estimación de la frecuencia de esquina.

Por otro lado, diferentes estudios han mostrado que la geometría de la zona de subducción a lo largo de la costa del Pacífico no es uniforme (Pardo y Suárez, 1995; Pérez-Campos *et al.*, 2008; Singh *et al.* 1985, Stubalio *et al.* 2012, Manea, *et al.* 2013), *i.e.*, presenta variaciones en el ángulo de inclinación. Estas variaciones pueden influir en el proceso de ruptura de un sismo. Por ejemplo, en Guerrero, donde la placa subducida es plana (figura 1.2, A), el efecto de las ondas reflejadas en la superficie libre para un sismo que ocurra en esta zona puede modificar el estado de esfuerzos en la misma falla y amplificar la ruptura. El efecto de la geometría y la interacción de la energía sísmica con la superficie libre son factores que pueden afectar la frecuencia de esquina. En este trabajo, se proporciona una primera aproximación sobre las ideas mencionadas y se profundizará en trabajos posteriores.

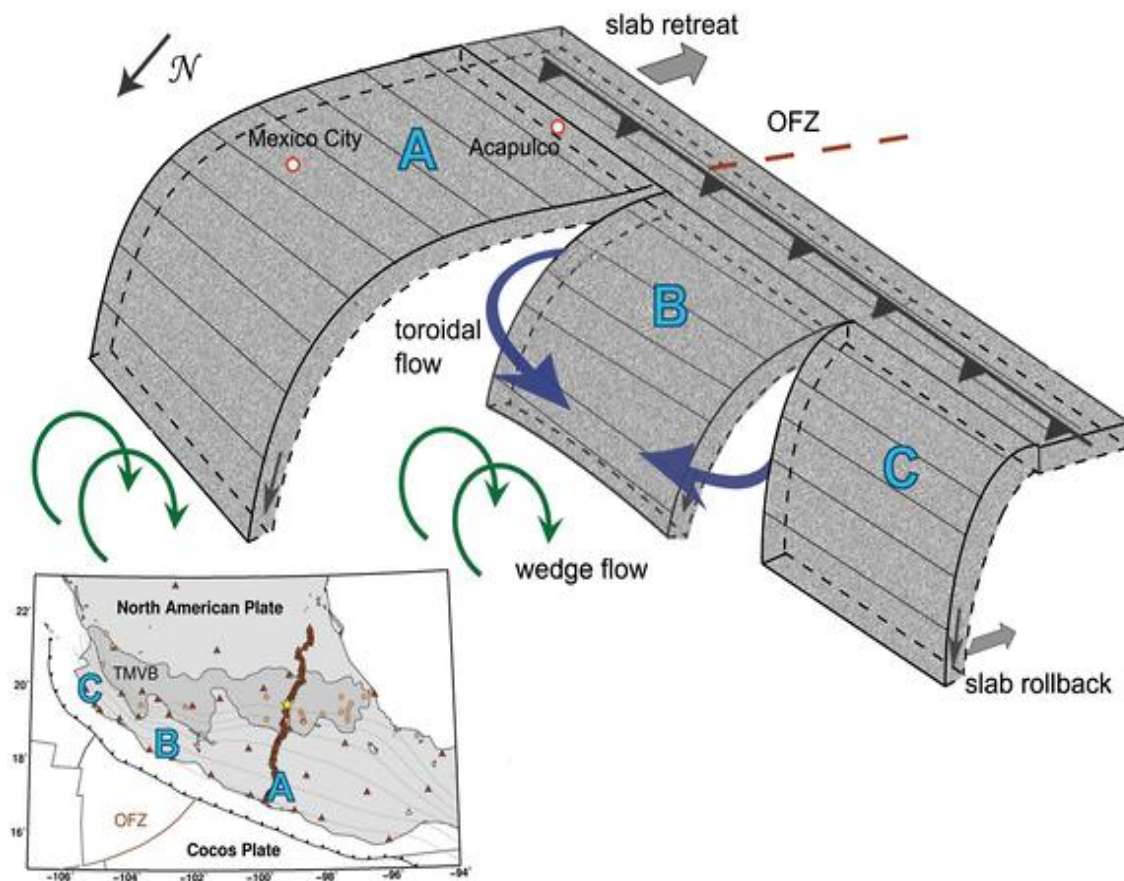


Figura 1. 2.- Interpretación de la geometría de la zona de subducción en el centro de México (Tomada de Stubalio et al., 2012).

Con base en las consideraciones anteriores, en este trabajo se analizan las variaciones de las frecuencias de esquina en cuatro regiones del Pacífico que presentan ángulos diferentes de inclinación de la placa de Cocos y de Rivera respecto a la placa Norteamericana, ya que es posible que tenga relación con el modo de ruptura de los terremotos y la liberación de energía sísmica en el centro de México.

política y económica de la región (Pardo y Suárez, 1995; Pérez-Campos *et al.*, 2008; Melgar y Pérez-Campos, 2011; Manea *et al.*, 2013).

Se sabe que la placa de Rivera y Cocos son muy diferentes en cuanto a la edad de la corteza oceánica a pesar de tener como origen común la placa de Farallón (Figura 2.2). También existen diferencias en la velocidad de subducción e incluso existen variaciones dentro de la misma placa de Cocos; se cree que estas características influyen en el ángulo de subducción a lo largo de la costa del Pacífico.

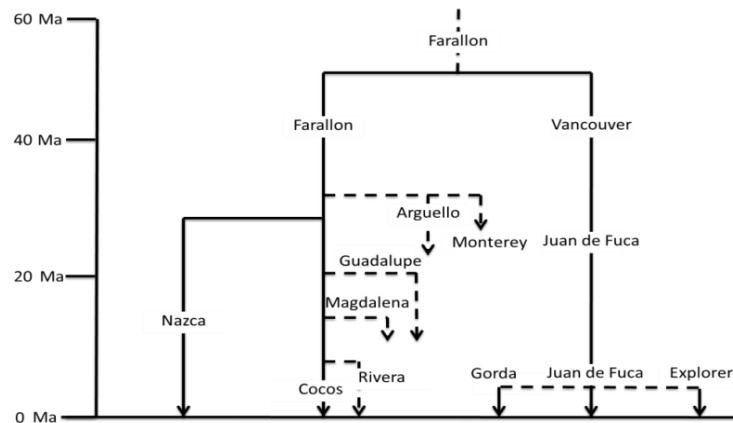


Figura 2. 2.- Esquema que muestra como se ha fragmentado la placa de Farallon desde hace 60 m.a. Alrededor de los 40 m.a., se fragmenta en dos placas que se denominan Farallon y Vancouver. Del lado de la segunda placa de Farallon, aproximadamente hace 30 m.a., por una parte, se fragmenta en lo que es la placa de Nazca y por otro lado, la placa de Cocos, en donde comienzan a separarse segmentos de placa más pequeños como la Placa Arguello y Monterey, seguido de la placa de Guadalupe y Magdalena y por último la placa de Rivera que, junto con la placa de Cocos, son los rasgos tectónicos actuales que predominan en el Pacífico Mexicano. (Modificada de Stock & Lee, 1994).

Dentro de la misma placa de Cocos existen rasgos batimétricos importantes como las zonas de fracturas de O’Gorman, Orozco y el Istmo de Tehuantepec que intersectan la Trinchera Mesoamericana. Entre estas fracturas, también hay diferencia en cuanto a la velocidad de subducción.

Los límites de este estudio, desde el punto de vista geográfico y de manera general, abarcan la parte central de México. En esta zona se ubica la Sierra Madre del Sur limitada al norte por el Cinturón Volcánico Trans-mexicano, al oeste y al sur la placa de Rivera y al este por el Istmo de Tehuantepec (Figura 2.3) cuyos principales rasgos geológicos y tectónicos se describen a continuación.

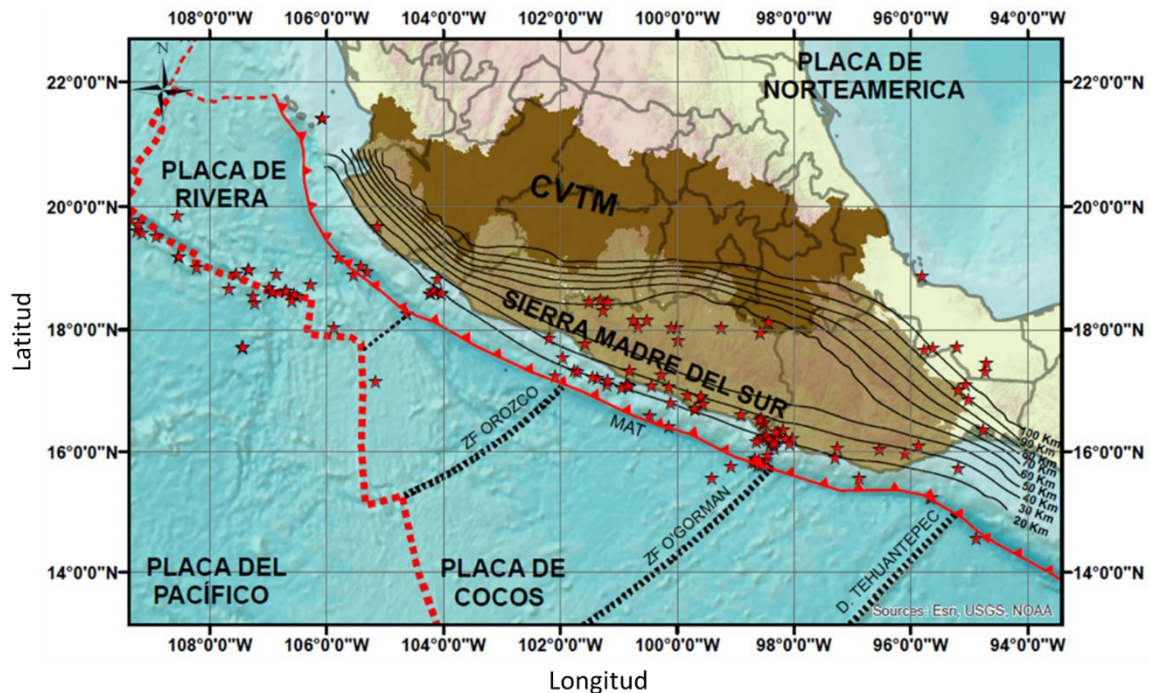


Figura 2. 3.- Mapa tectónico del centro de México. Se observan las zonas de fractura de Orozco, O'Gorman, la dorsal de Tehuantepec, el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) y la Sierra Madre del Sur. Estrellas indican sismos con magnitud mayor a 5.5.

2.1.1.- El bloque Jalisco y la subducción de la placa de Rivera.

La placa de Rivera subduce debajo de la placa de Norteamérica, que en México corresponde al bloque Jalisco y abarca desde las costas de Colima, donde el límite entre la placa de Cocos y Rivera es difuso, hasta las islas Marías, frente a las costas de Nayarit (Figura 2.4). Se cree que el límite entre la placa de Cocos y Rivera está por debajo del graben de Colima en Tierra y se extiende hacia el suroeste, debajo del graben El Gordo, ubicado aproximadamente en la longitud 104°W y latitud 18.5°N (figura 2.4). En este trabajo se toma como límite entre las placas de Cocos y Rivera la ubicación del graben El Gordo, pues en diversos trabajos se ha establecido que esta estructura geológica pertenece al límite entre placas (Singh *et al.*, 1985; Bandy *et al.*, 1995 y 2000; Pardo y Suárez, 1995; Yang *et al.*, 2009; Dougherty, *et al.*, 2012; Manea *et al.*, 2013).

Con base en estudios de gravimetría y datos de sismicidad se logró identificar la geología presente en el bloque Jalisco. La primera que consiste de limolitas del Mioceno Superior y el Plioceno Inferior seguida de una unidad que consiste de un conglomerado masivo que

contiene guijarros graníticos y volcánicos bien redondeados y se encuentra en discordancia sobre la unidad plutónica. Posteriormente se encuentra una capa que consiste de granodioritas y gabros del Cretácico Tardío al Paleoceno, que están correlacionadas con el cinturón plutónico del bloque Jalisco y por último una capa que consiste de limolitas, lutitas, y arenisca (Bandy *et al.*, 1999).

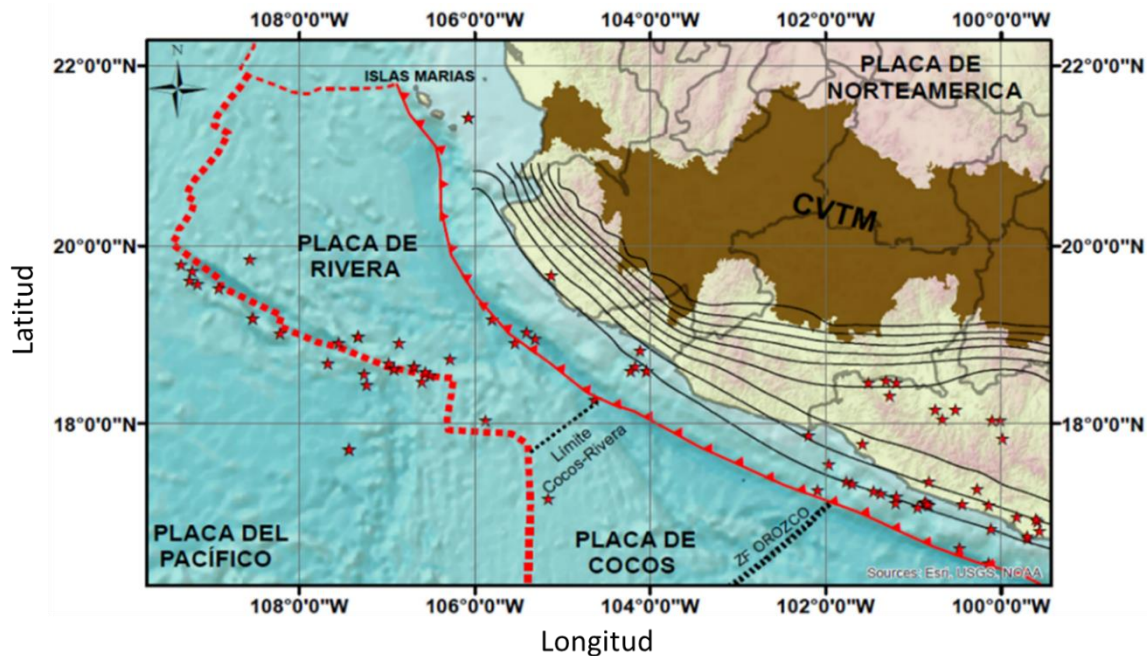


Figura 2. 4.-Límites Tectónicos del bloque Jalisco.

Bandy *et al.* (1999) determinaron un modelo de la estructura geológica del bloque Jalisco comparando anomalías gravimétricas tomadas de un perfil perpendicular a la costa y con datos de sismicidad que ocurren en el bloque Jalisco. Determinaron que el espesor de la corteza del bloque Jalisco es de 38 kilómetros, y que aumenta al este a un espesor máximo de 44 km. El espesor en los límites noreste y sureste del bloque oscila entre los 25 y 43 kilómetros (Figura 2.5).

Como se puede apreciar en la figura 2.4, frente a la costa de Jalisco interactúan 3 placas, las placas de Rivera, y de Cocos subducen por debajo de la placa de Norteamérica pero la de Rivera es muy diferente respecto a la placa de Cocos. La placa de Rivera subduce con un ángulo más pronunciado de aproximadamente 50°. Al sur del bloque Jalisco, la placa inicialmente se inclina con un ángulo entre 9° y 16° a profundidades del manto de 20 km y

luego incrementa gradualmente a una inclinación constante de alrededor de 50° a una profundidad de 40 km (Pardo y Suárez, 1993) como se muestra en la figura 2.5.

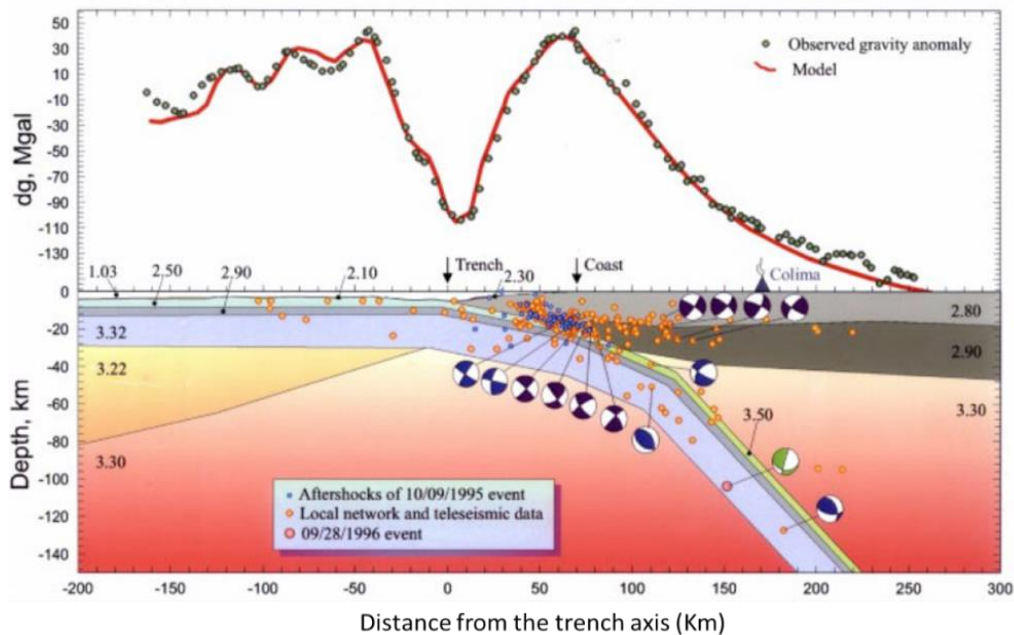


Figura 2.5.- Modelo estructural del bloque Jalisco (Tomado de Bandy et al., 1999).

La sismicidad presente en esta placa es mucho menor que en otras regiones de la costa. Sin embargo, es responsable del mayor terremoto registrado instrumentalmente en la historia de la sismicidad del país que fue de $M_w=8.2$ (Singh et al., 1985). Se ha demostrado que existe sismicidad cortical relativamente alta dentro de la región de Jalisco, lo que sugiere que la deformación del bloque Jalisco es mayor de lo que se observa en la placa de Norteamérica sobre la placa de Cocos y que hay un fuerte acoplamiento entre la placa subducida y la suprayacente (Pardo y Suarez, 1993). La diferencia más clara entre la placa de Rivera y Cocos, es la velocidad de subducción de 2 cm/año y 6 cm/año con la placa de Norteamérica, diferencia que se considera afecta la geometría de las placas (DeMets y Stein, 1990; DeMets et al., 1990).

2.1.2.- Bloque Michoacán.

El estado de Michoacán comprende gran parte del subterreno Zihuatanejo, que corresponde al terreno principal de Guerrero. El Subterreno Zihuatanejo está compuesto por secuencias de turbiditas siliciclásticas y volcánicas, seguidas de depósitos de lavas de composición

riolítica a basáltica. Posteriormente, se encuentra una secuencia de rocas sedimentarias continentales y marinas de agua somera, seguido de depósitos de turbiditas siliciclásticas y volcanoclásticas, sobre la cual se encuentra otro depósito de lavas con las mismas características, todas correspondientes al Cretácico Inferior. En el Cretácico Superior se encuentran depósitos de rocas sedimentarias continentales y marinas, y termina con un depósito de circones detríticos (Martini, 2010).

La región de Michoacán, desde el punto de vista geográfico, está limitada al norte por el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, al oeste está limitado por el límite de las placas de Cocos y Rivera con coordenadas aproximadas de -104° de longitud y 19° de latitud, y al este por la zona de fracturas de Orozco, que intersecta la trinchera aproximadamente en las coordenadas -102° de longitud y 17° de latitud (Figura 2.6).

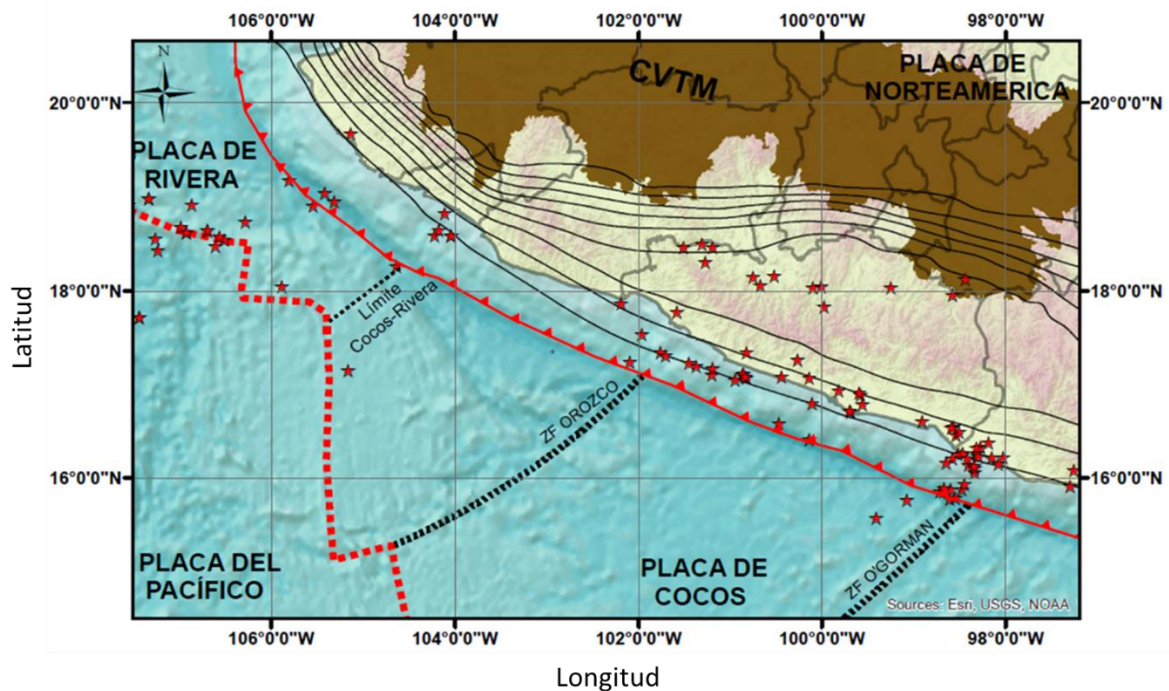


Figura 2. 6.- Límites tectónicos del bloque de Michoacán.

El ángulo de inclinación de la placa de Cocos decrece gradualmente hacia el sureste y se estima que subduce con un ángulo de aproximadamente 45° como se muestra en la figura 2.7. Se le considera como una zona de transición entre la subducción pronunciada de la placa de Rivera con la subducción horizontal que ocurre debajo del bloque Guerrero. La velocidad promedio con que se desplaza la placa en esta zona es de 5.2 cm/año (Pardo y Suárez, 1993).

El sismo más relevante para esta zona fue el que ocurrió el 19 de septiembre de 1985 de magnitud $M_w=8.0$, que afectó severamente la Ciudad de México.

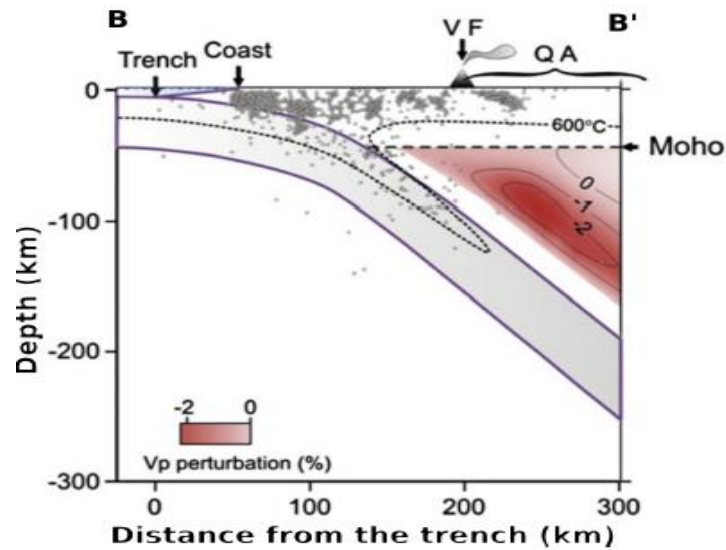


Figura 2. 7.- Modelo termal de la zona de subducción de Michoacán (Tomado de Neumann, 2012).

Dougherty *et al.* (2012) consideran que la placa de Cocos en esta región se fragmentará a lo largo de la zona de fractura de Orozco y se tendrá una nueva placa (Placa de Cocos Norte). En sus estudios, usando sismogramas del arreglo MARS, sugieren que en la zona de fractura de Orozco está ocurriendo una separación en la placa subducida (Figura 2.8).

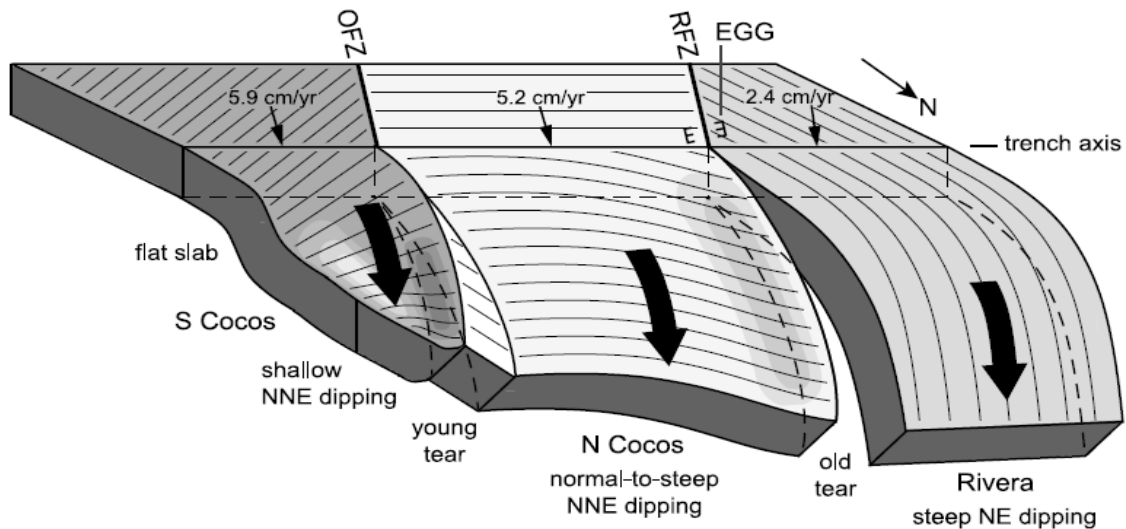


Figura 2. 8.- Modelo propuesto para explicar la fragmentación de la placa de Cocos. OFZ es la zona de fractura de Orozco. La zona en blanco abarca la región de Michoacán (Tomado de Dougherty *et al.* 2012).

Estas fragmentaciones ocurren comúnmente a lo largo de estas zonas de fractura, como ocurrió cuando se separó la placa de Rivera, que representan líneas de debilidad entre algunas áreas en la placa que experimentan fuerzas de diferente magnitud o dirección y esto hace que el comportamiento de la placa subducida se distorsione, como se puede apreciar en la figura 2.8.

2.1.3.- Bloque Guerrero.

Los terrenos que afloran en el Bloque Guerrero son los de Teloloapan y Arcelia, y cerca de la costa el terreno Xolapa. El terreno Xolapa ha sido identificado como la raíz montañosa de un antiguo arco magmático de mediados del Jurásico-Cretácico. Está constituido por rocas metamórficas de edad paleozoica, integrado por gneises, pizarras y filitas. El terreno metamórfico fue intrusionado por cuerpos batolíticos de granito y granodiorita, de edad de principios del Cenozoico (Ortega-Gutiérrez, 1981).

El terreno Teloloapan consta de sucesiones volcano-sedimentarias marinas del Jurásico Tardío e incluye una sucesión de lavas almohadilladas y masivas de arco volcánico, brecha volcánica, hialoclastita, arenisca y conglomerados y rodeado de una sucesión de grauvacas y lutitas tobáceas, y una sucesión de calizas bioclásticas y arrecifales del Cretácico Inferior. Las rocas de este terreno se encuentran intensamente deformadas y presentan metamorfismo de bajo grado en facies esquistos verdes. El terreno Arcelia consta de sucesiones de lavas almohadilladas y masivas seguida de brechas y conglomerados volcanoclásticos, y por último de sedimentos silíceos y un depósito de lutita negra (Martini, 2010).

La región de Guerrero, está limitada geográficamente por la zona de fractura de Orozco que intersecta la trinchera mesoamericana aproximadamente en las coordenadas a -102° W de longitud y 17° N de latitud y la zona de fractura de O'Gorman al sureste cuyas coordenadas de intersección con la trinchera aproximadas son -99° longitud y 16° de latitud (Figura 2.9).

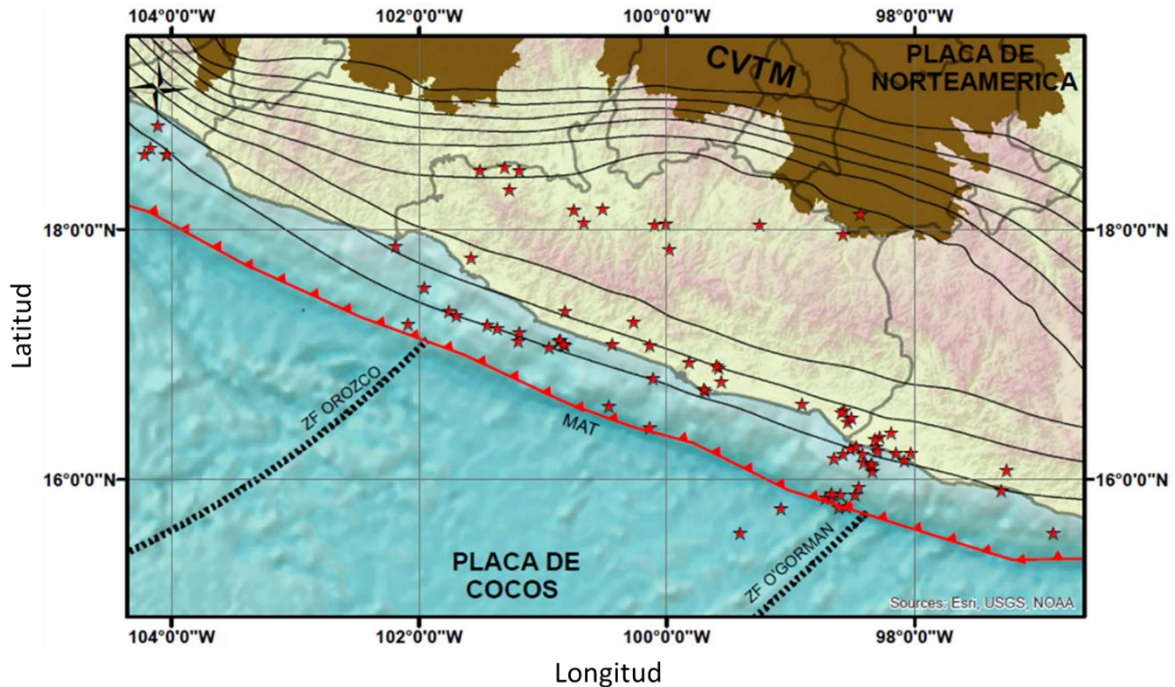


Figura 2. 9.- Tectónica del estado de Guerrero. Se muestran las zonas de fractura (ZF).

Suárez *et al.* (1990) y Pardo y Suárez (1995) estimaron la geometría de la placa subducida en el centro de México y concluyen que en esta zona la placa no subduce a un ángulo somero estable. En lugar de eso, después de una inclinación de alrededor de 15° , la placa se hace horizontal. No se observaron variaciones laterales respecto a la inclinación en la zona interplaca acoplada a profundidades menores a 30 km.

Pérez-Campos *et al.* (2008), definieron con ayuda de una red temporal sísmica de banda ancha (experimento MASE), cuya extensión va desde la costa de Acapulco, pasando por la Ciudad de México hasta la ciudad de Tempoal ubicada en el norte de Veracruz, que la placa de Cocos subducida debajo del centro de México es horizontal, y subyace la base de la corteza a una distancia de 250 km desde la trinchera y que esta se encuentra desacoplada de la corteza por una zona muy delgada de baja viscosidad (Figura 2.10).

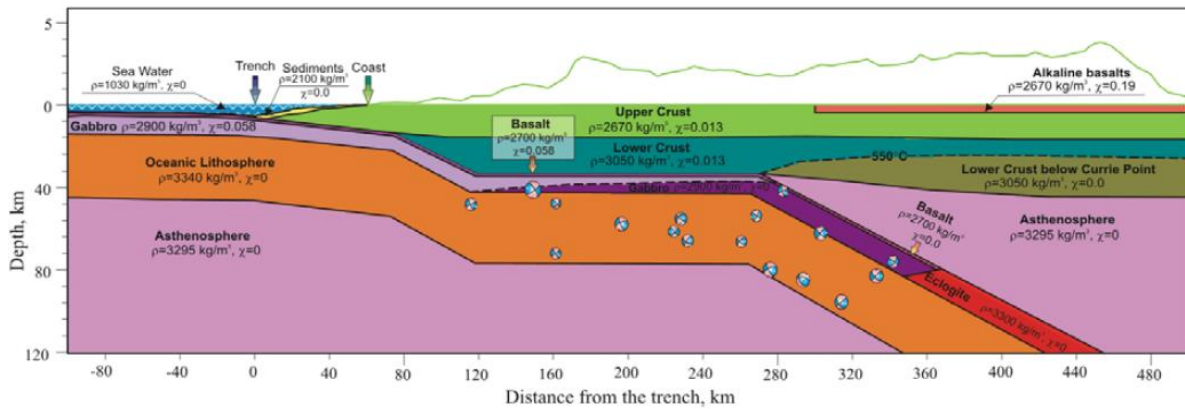


Figura 2. 10.- Modelo de subducción debajo de la costa del Estado de Guerrero (Tomada de Franco et al., 2005).

Los modelos geodinámicos actuales indican que una capa delgada muy débil, que se muestra en el experimento sísmico, puede explicar la geometría de subducción plana que ocurre en esta zona y que la placa de Cocos subduce a una velocidad de aproximadamente 6 cm/año (Manea et al., 2013).

2.1.4.- Bloque Oaxaca.

El estado de Oaxaca está cubierto, principalmente, por los terrenos Mixteco y Oaxaca. El terreno Mixteco tiene como basamento el complejo Acatlán y aflora en la parte central de la Sierra Madre del Sur. Está compuesto por un conjunto de rocas metamórficas polideformadas, representado por migmatitas, metasedimentos, metagranitoides y napas de ofiolita eclogitizada, agrupadas por Ortega-Gutiérrez (1981) en el complejo Acatlán. La edad de estas rocas comprende desde el Grenviliano y el Triásico Temprano. En las rocas de este complejo se han reconocido dos eventos orogénicos mayores, relacionados con una interacción compleja entre Laurentia y Gondwana, tanto antes como durante la consolidación del supercontinente Pangea (Martini, 2008).

El basamento del terreno Oaxaca, formada por el complejo Oaxaqueño, comprende secuencias de roca con metamorfismo de alto grado constituido por gneises de hornblenda de facies granulíticas y diques de composición ácida y ultrabásicos. Además, el terreno Oaxaca está compuesto por ortogneises graníticos, sieníticos y gabro-dioríticos migmatizados, una secuencia de metasedimentos y de rocas máficas constituidas por anortositas, gabros y charnoquitas de granate.

La región de Oaxaca está limitada por la zona de fracturas de O'Gorman al oeste y por el Istmo de Tehuantepec, que intersecta la trinchera en las coordenadas -95° de longitud y 15° de latitud aproximadamente. Es en esta región donde comienza a aumentar gradualmente el ángulo de inclinación de la placa subducida a una más pronunciada debajo de América Central por lo que esta zona también se considera de transición entre la geometría de subducción plana debajo de Guerrero y la subducción con una inclinación marcada de la placa de Cocos por debajo de la del Caribe (Figura 2.11).

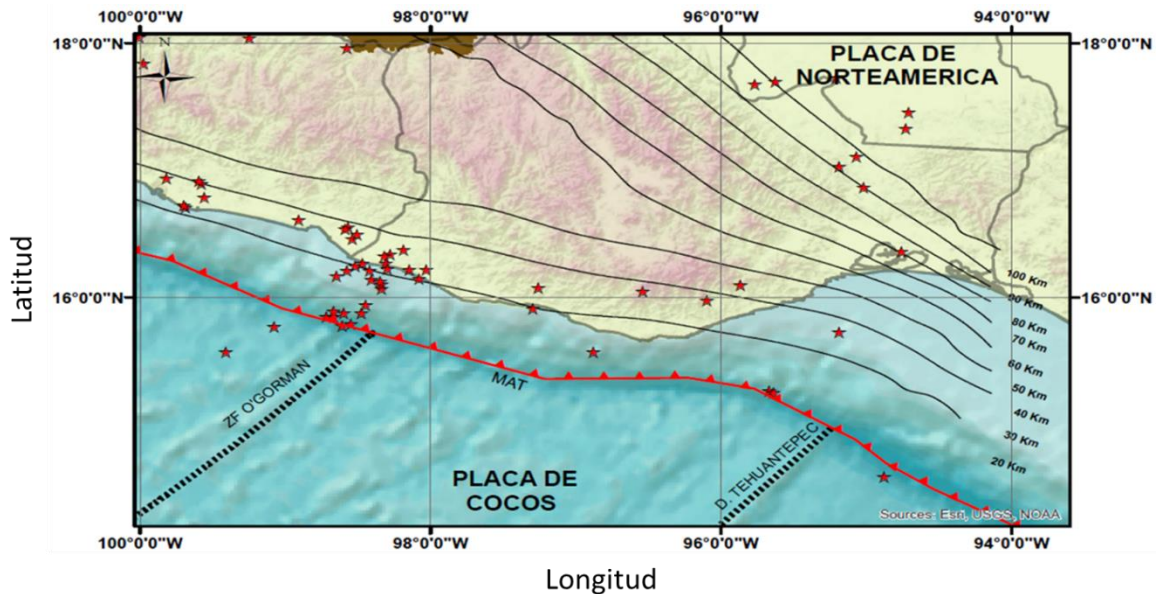


Figura 2. 11.- Tectónica del estado de Oaxaca. Se observa las zonas de fractura de O'Gorman (ZF) y la dorsal de Tehuantepec. La flecha indica un sismo de magnitud 7.5 en 1999.

La dorsal de Tehuantepec es el rasgo más importante de la zona y se cree separa a la corteza por sus edades, es decir, la corteza es más somera y joven al noroeste que al sureste y hay una diferencia de edades de entre 10 y 25 m.a. La placa de Cocos subduce a una velocidad de 4.8 a 7.5 cm/año (DeMets *et al.*, 1990). Melgar y Perez-Campos (2011), usaron funciones de receptor del arreglo VEOX para visualizar la geometría de la placa subducida del Istmo de Tehuantepec. Concluyeron que la placa subduce con un ángulo de 26° entre 140 y 310 km desde la trinchera. Ocurre justo debajo de la corteza oceánica. El espesor de la corteza oceánica de la placa de Cocos es de aproximadamente 9 km (Figura 2.12).

El comportamiento en el mecanismo de ruptura en la zona de subducción de México se encuentra muy ligado a las heterogeneidades presentes en la falla ya que el plano de falla no es liso, sino más bien rugoso. Singh y Mortera (1991) señalaron que los sismos que ocurren en Oaxaca rompen de manera muy suave y no presentan picos muy marcados en sus funciones de fuente, sino más bien partes planas, lo cual podría tratarse de asperezas poco rugosas y que la batimetría del fondo oceánico no es tan irregular, como por ejemplo, en Jalisco, Michoacán y Guerrero, en donde obtienen funciones de fuente con 2 o más sub-eventos, lo cual podría indicar mayor rugosidad en las asperezas.

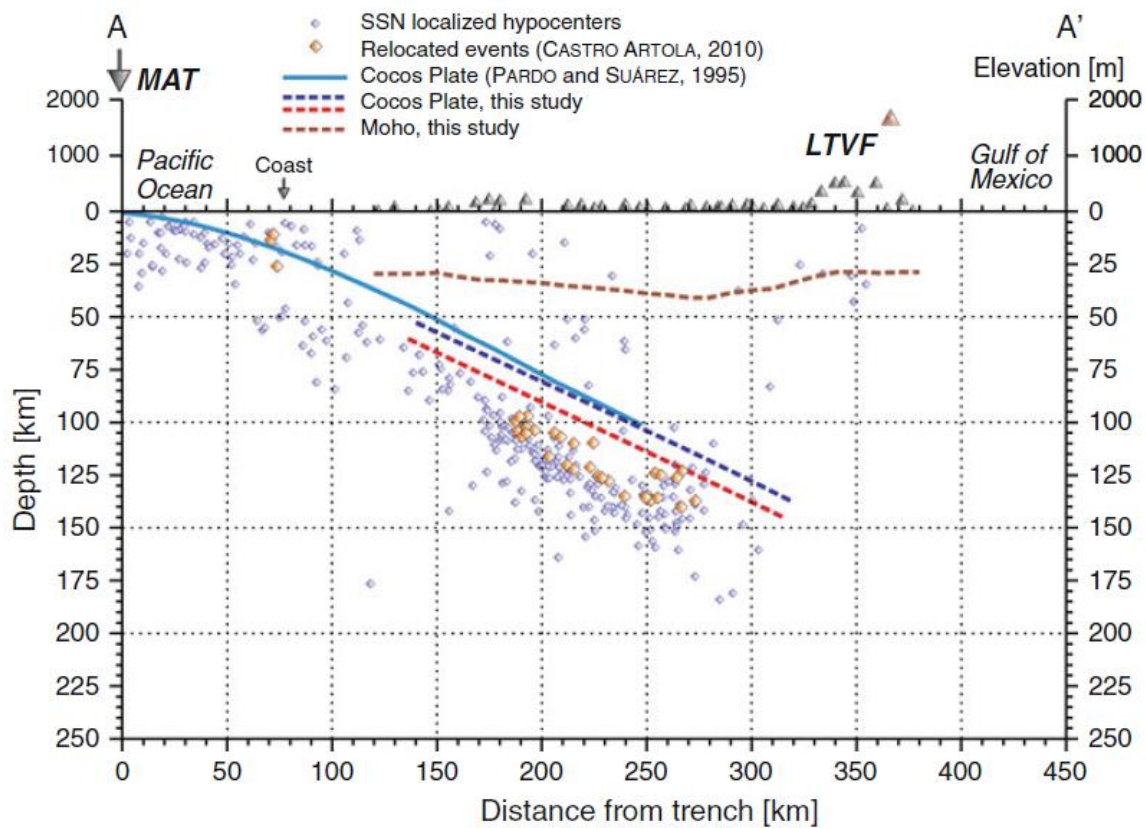


Figura 2. 12.- Modelo de subducción en el Estado de Oaxaca (Tomado de Melgar y Pérez-Campos, 2011).

A pesar de que su inversión parece ser correcta al utilizar sismógrafos antiguos y datos telosísmicos, es una oportunidad de comparar los resultados obtenidos de Singh y Mortera (1991) con los obtenidos en este trabajo.

2.2. Cálculos de la función de fuente.

Dentro de los parámetros que describen el proceso de ruptura, la función de fuente revela características importantes del proceso de ruptura en la falla. Un ejemplo son las funciones con pulsos de diferentes tamaños, los cuales se cree están asociados a asperezas presentes en la falla, lo que significa que el proceso de ruptura es complejo y demuestra lo irregular que puede ser el deslizamiento en una falla. Además, las asperezas inferidas de la función de fuente son de gran utilidad para la estimación del peligro sísmico, ya que en ellas se emite energía sísmica en alta frecuencia y son importantes para entender el grado de acoplamiento para las diferentes zonas de subducción del mundo (Lay y Wallace, 1995). Desafortunadamente, la función de fuente no se conoce de antemano y una de las formas de hacer una estimación de dicha función es mediante un esquema de inversión.

Uno de los trabajos representativos sobre el cálculo de las funciones de fuentes en México es el de Singh y Mortera (1991), en el cual estimaron funciones de fuente para sismos importantes a lo largo de la costa del Pacífico entre 1928 y 1986. Para sismos que ocurrieron antes de 1962, determinaron la función de fuente mediante el modelado de ondas P usando la componente vertical del sismógrafo Galitzin-Wilip ubicado en DeBilt, Holanda, y después de esa fecha utilizaron datos de la red internacional de sismógrafos (WWSSN). Posteriormente, compararon los resultados obtenidos para funciones de fuente del sismógrafo de Galitzin-Wilip con los de la red WWSSN y mostraron resultados similares, cómo se muestra en la figura 2.13 para el sismo del 19 de septiembre de 1985.

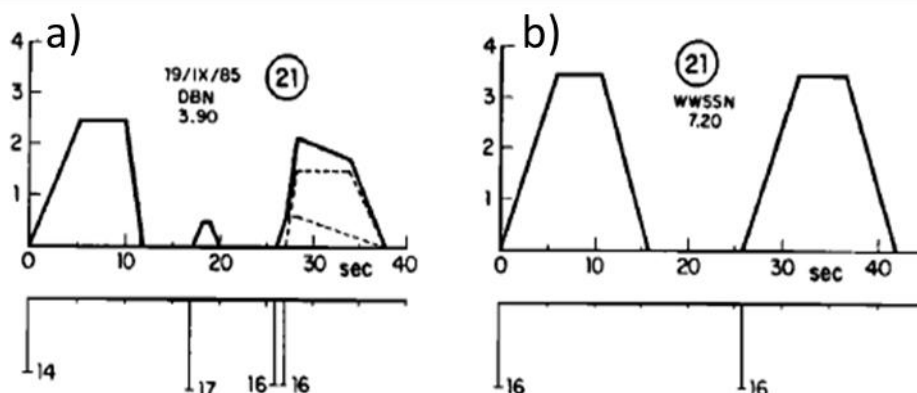


Figura 2. 13.- Función de fuente obtenida del sismógrafo a) Galitzin-Wilip y b) con datos de la WWSSN (Modificado de Singh y Mortera, 1991).

Singh y Mortera (1991) estimaron funciones de fuente de otros sismos importantes, como el gran terremoto de Jalisco del 3 de Junio de 1932, de magnitud 7.91 , y el sismo del Ángel, que tuvo una magnitud aproximada de 7.8. Sus resultados mostraron pulsos de la función de fuente muy irregulares para la región de Jalisco, Michoacán y Guerrero, comparada con la región de Oaxaca, los cuales, explican, tienen modos de ruptura muy simples y que puede estar asociado a las asperezas suaves y a la batimetría ligeramente irregular frente a las costas de Oaxaca en comparación con las zonas al norte.

Yagi *et al.* (2004), estimaron la función de fuente para el sismo de Jalisco ocurrido el 23 de enero del año 2003 y que tuvo una magnitud $M_w=7.8$, mediante datos de ondas de cuerpo a distancias telesísmicas obtenidos de las estaciones IRIS-DMC y de datos de sismógrafos de banda ancha proporcionados por el Servicio Sismológico Nacional. Gómez-González *et al.* (2010) obtuvo la función de fuente para el mismo sismo mediante modelado de forma de ondas de cuerpo a distancias telesísmicas y una función de fuente similar a la de Yagi *et al.* (2004), que se muestra en la figura 2.14a.

Escobedo *et al.* (1997), estimaron la función de fuente para el sismo del 9 de octubre de 1995 que provocó grandes daños en las costas de Jalisco y Colima cuya magnitud fue de $M_w=8$. Invirtieron la función de fuente para el pre-evento, el evento principal y la réplica. Para el caso de la función de fuente del sismo principal, usaron un esquema de inversión de mínimos cuadrados usando pulsos de desplazamiento de ondas P y SH. La función de fuente se construyó mediante elementos triangulares con duración de entre 2 a 4 segundos y desfasados entre 1 o 2 segundos.

Singh *et al.* (2010) compilaron funciones de fuente para sismos en México de magnitud 3 a 8 y estimaron diversos parámetros de fuente como la duración de los pulsos de cada evento, duración total de la ruptura e historia de deslizamiento. Se han estimado estas funciones para sismos importantes que a continuación se mencionan: el primero de ellos, el sismo de Oaxaca ocurrido el 30 de septiembre de 1999, Hernández *et al.* (2001) obtuvieron la función de fuente que se muestra en la figura 2.14b mediante un esquema de inversión de mínimos cuadrados no lineal, haciendo mínima la diferencia entre el espectro observado y sintético, usando registros de movimiento fuerte.

Otro sismo reciente fue el que ocurrió cerca de Ometepec, Guerrero, cuya magnitud fue $M_w=7.4$. Carlos Mendoza (2013) obtuvo la función de fuente del sismo ocurrido el 20 de Marzo 2012 mediante un procedimiento de inversión de falla finita propuesto por Mendoza y Hartzell (1983) con la finalidad de obtener el modelo de deslizamiento correspondiente usando ondas P telesísmicas registradas por la Red Sismográfica Global (Global Seismographic Network). Por último, el sismo de Papanaoa ocurrido el 18 de Abril de 2014 en Guerrero ha sido uno de los más relevantes en estos últimos dos años y su magnitud se estimó en $M_w=7.3$. El grupo de sismología de la UNAM (UNAM Seismology Group, 2015) estimó la función de fuente para este sismo mediante un esquema de inversión de ondas de cuerpo y ondas superficiales a distancias telesísmicas junto con datos de GPS de estaciones cercanas al epicentro.

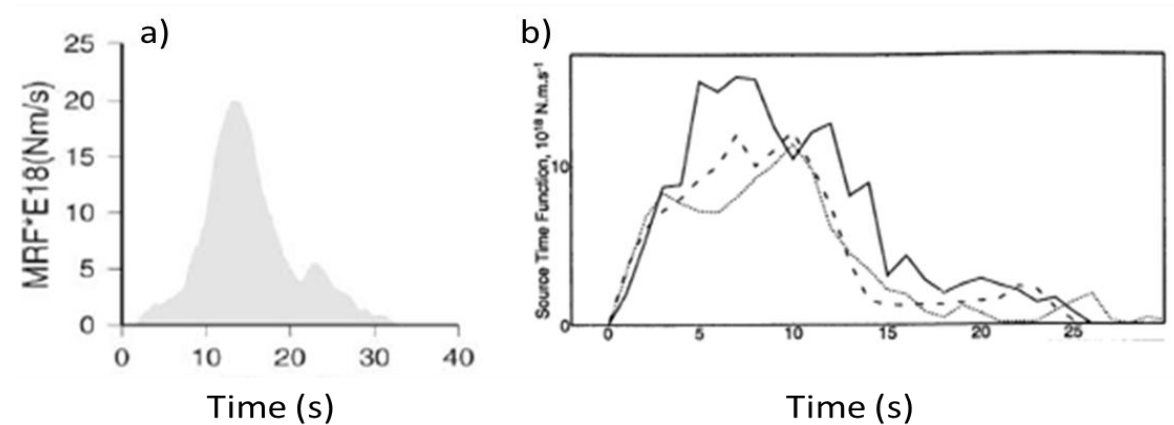


Figura 2. 14.- Ejemplos de funciones de fuente para sismos en México. Del lado izquierdo, la función de fuente para el sismo del Jalisco del 2003 modificado de Yagi et al. 2004 y a la derecha la función de fuente para el sismo de Oaxaca en 1999 tomado de Hernández et al. 2000.

En este trabajo se construye un catálogo preliminar, estimando funciones de fuente con registros de aceleración para el centro de México. Además, se incluyen sus respectivos espectros de desplazamiento y cálculo de la frecuencia de esquina.

2.3. Estimaciones de la frecuencia de esquina.

La mayoría de los estudios de la frecuencia de esquina están relacionados con modelos que consideran únicamente el campo lejano, con los cuales se estima el momento sísmico escalar, caída de esfuerzos suponiendo un tipo de geometría de la fuente e imponiendo funciones

de deslizamiento, esfuerzo, y velocidad de ondas P o S. El modelo de fuente más conocido es el de una falla circular con velocidad de ruptura infinita Brune (1970), seguido por el modelo de Madariaga (1976) quien implementó cálculos de ruptura dinámica con el método de diferencias finitas para una falla circular con un eventual cese de ruptura. Además, calculó espectros de desplazamiento para ondas P y S para diferentes direcciones de los patrones de radiación, así como las frecuencias de esquina.

Por otra parte, Sato y Hirasawa (1973) obtuvieron soluciones analíticas para un modelo simple de ruptura con eventual cese del deslizamiento con velocidad de ruptura definida. En los casos anteriores, ninguno plantea el cálculo de la frecuencia de esquina de manera precisa, sino más bien gráfica, haciendo intersectar una recta de la parte plana del espectro de desplazamiento con una recta que es paralela ω^{-2} . Lo anterior se conoce como el método convencional para el cálculo de la frecuencia de esquina según Shi *et al.* (1998) y en el cual el error para la estimación de la frecuencia de esquina puede ser grande.

Uno de los trabajos importantes para el cálculo de la frecuencia de esquina es el de Brune *et al.* (1979), en donde demostraron mediante modelos de elementos finitos para fallas semi-circulares, que existe una variación considerable en la frecuencia de esquina con respecto al tipo de falla y posición alrededor de la ruptura. Debido a esto, recomienda conocer la orientación de la falla y dirección de la propagación de la ruptura antes de interpretar el espectro y las funciones de tiempo en términos de los parámetros de fuente como las dimensiones de la falla, el momento y la caída de esfuerzos.

Por otro lado, Masuda (1988) usa una técnica de inversión simultánea para obtener los parámetros de fuente y valores de Q propuesta por Masuda y Suzuki (1982), el cual separa los efectos de atenuación inelástica del espectro observado y expone las formas promedio del espectro de fuente para ondas P y S.

Por último, el resultado más reciente de cálculo de la frecuencia de esquina es el propuesto por Kaneko y Shearer (2014). Usando simulaciones de ruptura dinámica junto con el teorema de representación, calcularon espectros de ondas de cuerpo obtenidos de modelos de fuente con diferentes geometrías, para distintas zonas, alrededor de una esfera que rodea

a una falla. En cuanto al cálculo de la frecuencia de esquina, en particular, demostraron en los modelos asimétricos que existe una gran dependencia en la asimetría de la evolución de la ruptura y la variabilidad de la frecuencia de esquina, es decir, que la frecuencia de esquina varía para diferentes posiciones alrededor de la falla, lo cual confirma lo que estimaron Brune *et al.* (1979) y una relación constante entre las frecuencias de esquina para un rango de velocidad de ruptura y el efecto de directividad es notorio.

Además, para los modelos elípticos simétricos se observa asimetría en las frecuencias de esquina sobre la esfera focal debido a la elipticidad de la fuente, la cual aumenta considerablemente en modelos con velocidad de ruptura superior a la velocidad de las ondas S, fenómeno conocido como *supershear* (véase también, Dunham y Archuleta, 2004). Los modelos con velocidades de ruptura mayores resultan en duración más corta de los pulsos de desplazamiento y por consiguiente la frecuencia de esquina será más grande, como lo hicieron notar Shearer (2009) y Aki y Richards (2002). El comportamiento promedio de la frecuencia de esquina en la esfera en el régimen subshear (velocidad menor a la de las ondas S) se extiende al régimen supershear. Además existen diferencias en la frecuencia de esquina para rupturas en el régimen subshear y supershear, los cuales se hacen más pronunciados por los efectos de directividad.

En México, Pérez-Campos *et al.* (2010) y Singh *et al.* (2014) calcularon parámetros de fuente para diferentes sismos en la región de Guerrero incluida la frecuencia de esquina. Este parámetro, en ambos estudios, lo calculan de la siguiente manera: realizan el cálculo del espectro de desplazamiento para cada estación, obtienen un promedio y lo ajustan al modelo de fuente de Brune ω^2 . Calculan los espectros de aceleración para las mismas estaciones, se hace un promedio y se ajusta a una curva que tenga el mismo decaimiento ω^2 . Los espectros se corrigen por efectos de atenuación y patrones de radiación usando la definición de momento sísmico para una fuente de doble par para el campo lejano con la ecuación $M_0 = 4\pi\rho c^3 r \Omega / U_{\theta\phi}$ donde ρ es la densidad, c es la velocidad de la onda, r es la distancia a la fuente y U es el término para los patrones de radiación. La intersección de las curvas del espectro de desplazamiento y aceleración indica la frecuencia de esquina. En la figura 2.15 se muestran dos ejemplos que realizó Singh *et al.* (2014), uno es el ocurrido el 16

Junio de 2013 que se muestra en la figura 2.15a y el del 21 de julio del año 2000, en la figura 2.15b.

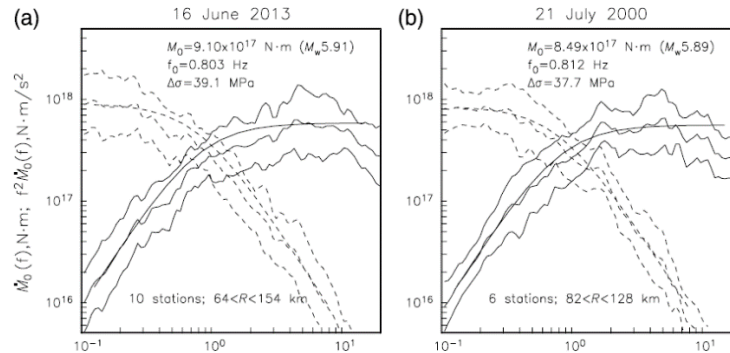


Figura 2. 15.- Cálculo de espectros de desplazamiento y de aceleración para obtener frecuencia de esquina para el sismo de a) 16 de junio de 2013 y b) 21 de julio del año 2000 (Modificado de Singh et al. 2014).

En este trabajo, se propone una alternativa para estimar la función de fuente mediante un esquema de inversión y con el respectivo análisis en frecuencia, obtener la frecuencia de esquina comparándolo con un modelo teórico. A pesar de que se estima igual que los trabajos anteriores, es decir de manera gráfica, se espera obtener buenos resultados ya que el esquema de inversión incluye todos los registros, de estaciones que están cerca y en la periferia del epicentro, con sus tres respectivos canales, toma todas las contribuciones en las diferentes direcciones de la propagación de ondas. De esta forma, se podrá reducir el efecto de directividad y la estimación de la frecuencia de esquina será aceptable.

3.- Fundamentos teóricos.

En éste capítulo se mencionara brevemente los temas fundamentales de la sismología empleados en este trabajo empezando por la ecuación de onda, propagación de ondas sísmicas, el teorema de representación y reciprocidad que son esenciales en el desarrollo de los tensores de deformación de Green usados para el cálculo de sismogramas sintéticos en el modelo tridimensional. Se mencionan algunas definiciones de parámetros como el momento sísmico, función de fuente y frecuencia de esquina. Por último se aborda el elemento finito, utilizado en el desarrollo del modelo tridimensional usado en este trabajo.

3.1. La fuente sísmica.

Los sismos ocurren cuando dos bloques de tierra se desplazan uno con respecto del otro y liberan energía en forma de ondas que se propagan a través de un medio y llegan a la superficie provocando el movimiento del terreno. En la figura 3.1 se muestran los tres tipos fundamentales de fallas, normal, inversa y de rumbo. La superficie por donde se deslizan se conoce como la falla o plano de falla. La ubicación por debajo de la superficie de la Tierra donde comienza el terremoto se le conoce como hipocentro, y su proyección en superficie se le conoce como epicentro. Las fallas de tipo normal, en donde predomina el esfuerzo de tensión, el bloque de techo cae respecto al bloque de piso. Las fallas de tipo inverso se deben a la presencia de esfuerzo compresional entre bloques adyacentes y cuando se vence la fuerza de fricción que hay entre ellos el bloque de techo sube respecto al bloque de piso (Figura 3.1 al centro); este es el mecanismo de terremoto que predomina en este estudio para la costa del Pacífico Mexicano; por último la falla de rumbo, en donde el movimiento entre los bloques, o en la falla, es lateral.

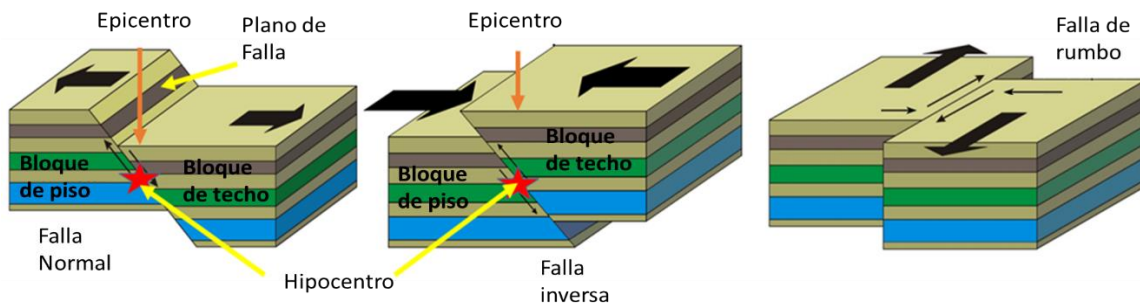


Figura 3. 1.- Representación esquemática de un sismo para fallas de tipo normal, inverso y de rumbo (modificado de Black Hawk College, Illinois).

Con la implementación de grandes redes de estaciones sismológicas, se ha logrado determinar las zonas donde ocurren los grandes terremotos, lo cual sin duda ha sido clave para explicar diversos procesos terrestres, siendo la tectónica de placas uno de los ejemplos más relevantes, junto con sus manifestaciones en el paisaje natural de la Tierra, *e.g.* la existencia de grandes cordilleras, montañas y volcanes. Para entender el significado de las señales sísmicas, cómo se propagan y cómo se generan, es fundamental estudiar el

fenómeno con la ecuación fundamental de la sismología, la ecuación de movimiento, que se discute en la siguiente sección.

3.2. Ecuación de movimiento.

Considérese un cuerpo elástico cuyo volumen V y superficie S está sujeto a fuerzas de cuerpo y superficie como el mostrado en la Figura 3.2

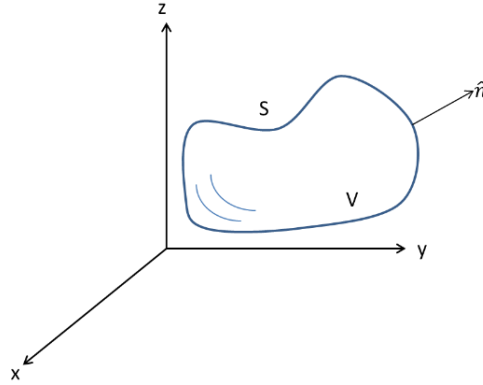


Figura 3. 2.- Un cuerpo con volumen V rodeado por una superficie S y vector normal \hat{n} .

La aplicación de las fuerzas de cuerpo y superficie, generará un campo de desplazamiento que satisface la ecuación de equilibrio

$$\int_V f_i dV + \int_S \hat{n}_j \tau_{ji} dS = \int_V \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} u_i dV \quad (3.1)$$

donde τ representa el tensor de esfuerzos de orden 3, \hat{n} es el vector unitario en cualquier punto normal a S de manera que la integral sobre S del producto $\hat{n} \cdot \tau$ es igual a la fuerza total en superficie que actúa en el cuerpo, u es el desplazamiento y t es el tiempo. Tomando en cuenta que el tensor de esfuerzos es simétrico y si se aplica el teorema de la divergencia $\int_S \hat{n} \cdot \tau dS = \int_V \nabla \cdot \tau dV$ a la integral de superficie de la ecuación 3.1, para un volumen V en general se tiene

$$\int_V \left(\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} u_i - f_i - \nabla \cdot \tau_{ji} \right) dV = 0 \quad (3.2)$$

La integral debe ser cero en donde quiera que sea continuo, de otra manera, un volumen V puede no cumplir con la ecuación 3.2 y entonces se tiene

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} u_i - f_i - \frac{\partial \tau_{ji}}{\partial x_j} = 0 \quad (3.3)$$

La ecuación 3.3 es la ecuación fundamental de la Sismología y con ella se pueden estimar el movimiento o sismogramas sintéticos en modelos de Tierra realistas.

Con la finalidad de obtener una ecuación diferencial de la ecuación 3.3 para el desplazamiento en u , y convertirla en una herramienta para predecir deformaciones que resultan de una fuerza f , es necesario considerar las relaciones entre el esfuerzo y el

desplazamiento. Esta relación se da tradicionalmente en términos de los tensores de esfuerzo y deformación ϵ_{ij} , este último definido como

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (3.4)$$

Para el caso de un medio elástico, lineal e isótropo, la relación de esfuerzos y deformación está dada por la ley de Hooke que se expresa de la siguiente manera

$$\tau_{ij} = \lambda \epsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \epsilon_{ij}, \quad (3.5)$$

donde λ y μ son los parámetros de Lamé, δ es la delta de Kronecker. Para un medio homogéneo en donde los parámetros de Lamé son constantes en todo el dominio, se obtiene la ecuación

$$(\lambda + 2\mu)u_{j,ij} - \mu u_{i,jj} + f_i = \rho \ddot{u}_i \quad (3.6)$$

que relaciona el desplazamiento y el vector de fuerzas de cuerpo en cada punto del medio. Antes de pasar a los teoremas de reciprocidad y de representación se usará la ecuación 3.6 para obtener las soluciones que describen la propagación de ondas sísmicas.

3.3. Ondas de cuerpo (P y S).

La ecuación 3.6 contiene soluciones que describen la propagación de ondas sísmicas. Estas ondas se propagan de manera diferente, con velocidades que dependen de las propiedades elásticas del material. En el caso de un medio elástico, homogéneo e isótropo, se asume que la región no contiene la fuente de las ondas sísmicas, las cuales, requieren una fuerza de cuerpo. Una vez que las ondas se propagan y se alejan de la fuente, la relación entre los esfuerzos y los desplazamientos está dada por la ecuación de movimiento homogénea.

De acuerdo al teorema de Helmholtz, el campo de desplazamientos se puede escribir como la suma del gradiente del potencial escalar Φ y el rotacional del campo vectorial Γ , ambos dependientes del espacio y el tiempo, como se muestra a continuación

$$u(x, t) = \nabla \Phi(x, t) + \nabla \times \Gamma(x, t) \quad (3.7)$$

En la ecuación 3.7, al término $\nabla \Phi(x, t)$ se le conoce como potencial escalar o campo irrotacional. El término $\nabla \times \Gamma(x, t)$ se le conoce como potencial vectorial o campo solenoidal. Expresar el campo de desplazamiento con la ecuación 3.7 tiene un significado importante: el campo irrotacional implica que no hay movimiento de cizalla y el campo solenoidal implica que no hay cambios de volumen. Se puede probar, empleando las ecuaciones 3.6 y 3.7, que la solución para el potencial escalar queda de la siguiente manera

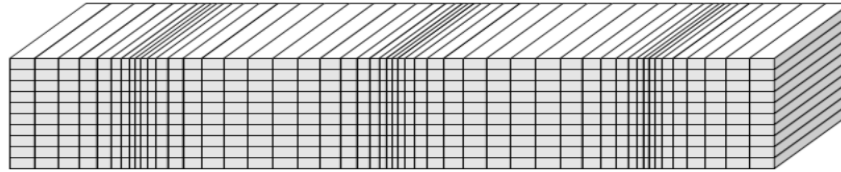
$$\nabla^2 \Phi(x, t) = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Phi(x, t)}{\partial t^2} \quad (3.8)$$

donde la velocidad $\alpha = [(\lambda + 2\mu)/\rho]^{1/2}$, esta solución corresponde a la velocidad de las ondas P. De manera similar, la solución para el potencial vectorial queda

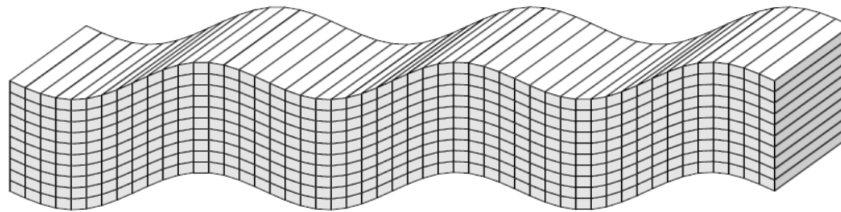
$$\nabla^2 \Gamma(x, t) = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \Gamma(x, t)}{\partial t^2} \quad (3.9)$$

con su respectiva velocidad $\beta = (\mu/\rho)^{1/2}$, la cual corresponde a la velocidad de las ondas S (Stein y Wysession, 2003). Al resolver las ecuaciones 3.8 y 3.9 se puede obtener el movimiento de partícula causado por este tipo de ondas. Para el caso de las ondas P, el desplazamiento ocurre en la dirección de la propagación de las ondas y causa que el material se comprima y se expanda de manera alternada, y por eso a estas ondas se dice que son compresionales (Figura 3.3, arriba).

Ondas P: el movimiento del terreno es paralelo a la dirección de propagación de la onda.



Dirección de propagación de la onda →



Ondas S: el movimiento del terreno es perpendicular a la dirección de propagación de la onda.

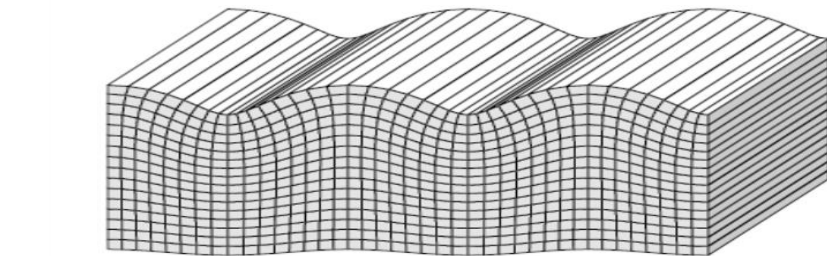
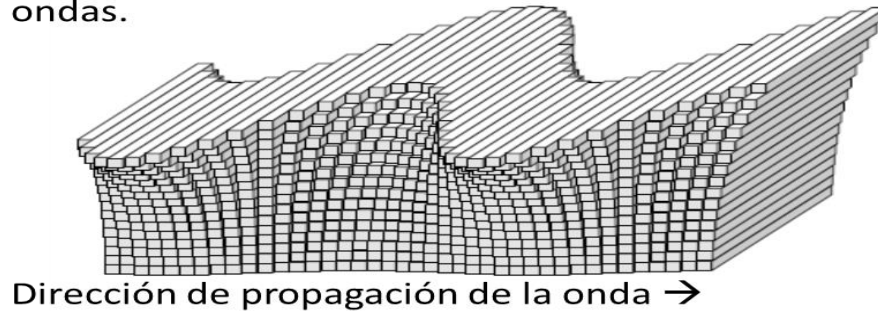
Figura 3. 3.- Desplazamiento de una onda P (abajo) y onda S (arriba) viajando horizontalmente en la dirección señalada (Modificada de Shearer, 2009).

En cambio, el desplazamiento para las ondas S es completamente perpendicular a la dirección de propagación de las ondas y no hay cambio de volumen y se dice que el desplazamiento es puramente de cizalla (Figura 3.4, abajo).

3.3.1- Ondas superficiales.

En los sismogramas de grandes terremotos se observa un tren de ondas que resalta prácticamente en todo el registro, llegan después de las ondas P y S, y tiene grandes amplitudes. A este tipo de ondas se les conoce como ondas superficiales, ya que se propagan a lo largo de la superficie y pueden rodear el planeta en varias ocasiones y se usan para conocer la estructura somera de la Tierra. Su presencia se debe a la existencia de la superficie libre y se debe también a la reflexión y refracción de las ondas en las capas del interior de la Tierra, la conversión entre los tipos de ondas y las discontinuidades en las propiedades de los materiales en el interior de la Tierra, que provocan que la energía se quede atrapada en las capas superiores cercanas a la superficie y así se generen este tipo de ondas.

Ondas Love: el movimiento del terreno es transversal. Es perpendicular a la dirección de propagación de las ondas.



Ondas Rayleigh: el movimiento del terreno es en la dirección radial y transversal.

Figura 3. 4. Movimiento de la partícula para las ondas Love y Rayleigh (Modificada de Shearer, 2009).

De acuerdo a su movimiento, se puede distinguir las ondas de Love y Rayleigh. El movimiento de partícula en las ondas Love son ondas con movimiento similar al de las ondas S, con partículas que vibran en una trayectoria elíptica sobre un plano horizontal (Figura 3.4, arriba). El desplazamiento de las ondas de Rayleigh es de un movimiento circular retrógrado (Figura 3.4, abajo).

3.4.- Teorema de Reciprocidad.

Para el cálculo de los sismogramas sintéticos se usó el esquema de los tensores de deformación de Green o Tensores Receptores de Green (RGT, Receiver Green Tensors, en inglés). Este método tiene su fundamento en el teorema de Reciprocidad y es útil para simular sismogramas sintéticos debido a múltiples fuentes de sismos en un sitio de interés en particular y se aplica a estudios en donde se necesitan simulaciones numéricas para un cierto número de posiciones de fuente, pero relativamente unas cuantas posiciones de receptor (Eisner, 2001). A continuación se dará una breve reseña acerca del teorema de reciprocidad, las funciones de Green y el teorema de representación que son la base de la técnica usada para la generación de los sismogramas sintéticos usados en este trabajo. Se sigue en gran parte los desarrollos matemáticos de Aki y Richards (2002).

3.4.1- Teorema de Betti.

El fundamento de la reciprocidad está contenida en el teorema de Betti. Considere un par de soluciones para el desplazamiento a través de un cuerpo elástico V rodeado por una superficie S . Enrico Betti (1823-1892) incidentalmente probó que si existe un campo de desplazamiento $u(x,t)$ debido a una fuerza de cuerpo f , con condiciones de frontera en S y condiciones iniciales en el tiempo $t=0$, induce una tracción $T(u,n)$. Si otro campo de

desplazamiento $v(x,t)$ se genera debido a una fuerza de cuerpo g , con condiciones de frontera en S y condiciones iniciales en el tiempo $t=0$ induce una tracción $T(v,n)$, véase la figura 3.5. Por lo tanto, la siguiente igualdad se cumple

$$\iiint_V (f - p\ddot{u}) \cdot v dV + \iint_S T(u,n) \cdot v dS = \iiint_V (g - p\ddot{v}) \cdot u dV + \iint_S T(v,n) \cdot u dS \quad (3.10)$$

La ecuación 3.10 es la primera forma del teorema de reciprocidad, la cual dice que si se conocen los desplazamientos debido a una fuerza, es posible escribir los desplazamientos en cualquier otra parte del cuerpo (Bullen y Bolt, 1999).

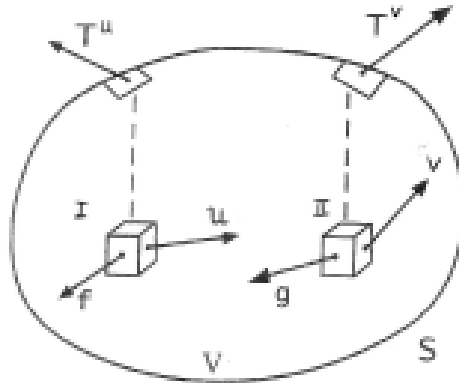


Figura 3.5.- Un cuerpo de volumen V rodeado por una superficie S . El campo de desplazamiento u asociado a la fuerza de cuerpo f y el campo v asociado a fuerzas de cuerpo g (Tomado de Bullen y Bolt, 1999).

El teorema de Betti no involucra condiciones iniciales para u o v y es válido incluso si las cantidades del desplazamiento, su derivada temporal y las tracciones tanto para u como para v se evalúan en diferentes tiempos, es decir, en el tiempo t y $\tau-t$. Al hacer la integral en el intervalo $(0,\tau)$ y asumiendo que las derivadas temporales de u y v sean cero para tiempos menores a $t < 0$, se obtiene

$$\begin{aligned} \int_{-\infty}^{+\infty} dt \iiint_V \{u(x,t) \cdot g(x,\tau-t) - v(x,\tau-t) \cdot f(x,t)\} dV \\ = \int_{-\infty}^{+\infty} dt \iint_S \{v(x,\tau-t) \cdot T(u(x,t),n) - u(x,t) \cdot T(v(x,\tau-t),n)\} dS \end{aligned} \quad (3.11)$$

La ecuación 3.11 es el teorema de Betti en su forma integral y es un resultado muy importante, ya que permite la representación del desplazamiento debido a un sistema de fuerzas producidos por otro sistema diferente. Para obtener la relación recíproca entre fuente y receptor es necesario estudiar lo que se conoce como funciones de Green.

3.4.2.- Funciones de Green.

En 1828, el matemático británico George Green (1793-1841) introdujo el concepto del problema de Green, o Funciones de Green, que consiste básicamente en obtener el campo de desplazamiento debido a una excitación impulsiva en espacio y tiempo. Si el impulso unitario se aplica en la posición $x=\xi$ y tiempo $t=\tau$ en la dirección del eje x_n , se tiene que la fuerza de cuerpo f_i es proporcional a la delta de Dirac en tres dimensiones, especificando la

posición espacial y el tiempo del impulso. Por lo tanto, la distribución de las fuerzas de cuerpo está dada por

$$f_i(x, t) = A\delta(x - \xi)\delta(t - \tau) \quad (3.12)$$

Donde A es una constante que representa la magnitud del impulso y δ la función delta de Dirac para valores de $n=1,2,3$. Las tres fuerzas (para $n=1,2,3$) están dirigidas a su respectivo eje, lo que da como resultado una función que depende de la posición y tiempo de la fuerza. Si se sustituyen las tres fuerzas en la ecuación 3.3, se obtienen tres ecuaciones vectoriales que se pueden compactar en una ecuación tensorial en la Función de Green $G=G(x,t;\xi,\tau)$ y que depende de las coordenadas de la fuente y de receptor y que satisfacen la siguiente ecuación

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} G_{in} = \delta_{in}\delta(x - \xi)\delta(t - \tau) + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(C_{ijkl} \frac{\partial G_{in}}{\partial x_k} \right) \quad (3.13)$$

La ecuación 3.13 se satisface en el volumen V , con condiciones iniciales para $G(x,t;\xi,\tau)$ y su respectiva derivada en tiempo $\partial G(x,t;\xi,\tau)/\partial t$ para el tiempo $t \leq \tau$ y para la posición $x \neq \xi$. Si se impone el movimiento con un impulso en el tiempo τ con condiciones de frontera independientes del tiempo, G va a depender del tiempo de origen del impulso, es decir, de la diferencia en tiempo $t-\tau$. Por lo tanto se puede escribir la siguiente relación

$$G(x; t; \xi; \tau) = G(x; -\tau; \xi; -t) \quad (3.14)$$

La ecuación anterior implica una relación recíproca para los tiempos de origen y de los receptores. Con esta relación se puede encontrar una relación recíproca entre las posiciones de la fuente y el receptor. Si se considera el teorema de Betti aplicado a la superficie libre las integrales en S se cancelan.

Para un par de fuerzas impulsivas f y g análogas a la función de la fuerza f_i , se tiene que para los campos de desplazamientos u y v generados respectivamente por f y g son $u_i=G_{im}(x,t;\xi_1,\tau_1)$ y $v_i=G_{im}(x,t;\xi_2,-\tau_2)$ para $i=1,2,3$. Sustituyendo u_i y v_i en la ecuación 3.11

$$\begin{aligned} & \int_{-\infty}^{+\infty} dt \int_V \delta(x - \xi_1)\delta(t - T_1)G_{mn}(x, T - t; \xi_2, T_2)dV \\ & = \int_{-\infty}^{+\infty} dt \int_V \delta(x - \xi_2)\delta(T - t - T_2) G_{mn}(x, t; \xi_1, T_1)dV \end{aligned} \quad (3.15)$$

Al hacer la integral en tiempo sobre V haciendo uso de las propiedades de la delta de Dirac, y si se impone que $\tau_1=\tau_2=0$ se tiene el tiempo para fuentes simultáneas y se expresa con la siguiente ecuación

$$G_{mn}(\xi_2, \tau; \xi_1, 0) = G_{mn}(\xi_1, \tau; \xi_2, 0) \quad (3.16)$$

Se obtiene únicamente reciprocidad espacial. Si, por ejemplo, se hace que T sea igual a cero, la reciprocidad tanto en tiempo y en espacio queda expresada de la siguiente manera

$$G_{mn}(\xi_1, -\tau_1; \xi_2, \tau_2) = G_{mn}(\xi_2, -\tau_2; \xi_1, \tau_1) \quad (3.17)$$

Esta prueba de la reciprocidad es válida en cualquier parte del volumen V o en sus fronteras. La ecuación anterior permite que las fuentes y receptores puedan ser intercambiados y se obtendrán sismogramas sintéticos idénticos si las fuentes y receptores se colocan dentro del volumen V o en las fronteras. Además, se puede aplicar directamente para la evaluación de campos elásticos de una sola fuerza puntual en la fuente colocando tres fuerzas puntuales en el receptor y calcular la respuesta en el área de la fuente. Sin embargo, los campos elásticos debido a un doble par (o un solo par, o explosión) la fuente puntual requiere la evaluación de las derivadas de las funciones de Green

$$u_i(x, x', t - t') = \frac{\partial G_{ij}(x, x', t - t')}{\partial x'_k} * M_{jk}(x', t') \quad (3.18)$$

Donde el símbolo $*$ representa la operación de convolución en el dominio del tiempo y M es el tensor de momento el cual se definirá más adelante. La ecuación 3.18 se puede evaluar tomando la derivada numérica de las funciones de Green reciprocas y la ecuación 3.18 queda de la siguiente manera

$$u_i(x, x', t - t') = \frac{\partial G_{ji}(x, x', t - t')}{\partial x'_k} * M_{jk}(x', t') \quad (3.19)$$

Las ecuaciones 3.18 y 3.19 permiten evaluar la respuesta debido a una fuente puntual arbitraria sin usar fuerzas equivalentes a las fuerzas de cuerpo (Eisner, 2001).

3.4.3.- Teorema de Representación.

Si se usa la ecuación 3.11 con la función de Green para uno de los campos de desplazamiento, se obtendrá una representación para el otro campo de desplazamiento. Para encontrar una expresión para el desplazamiento u debido a fuerzas de cuerpo f a través del volumen V y con condiciones de frontera en S , se sustituye en la ecuación 3.11 la fuerza de cuerpo $g_i(x, t) = \delta_{in} \delta(x - \xi) \delta(t)$, cuya solución correspondiente es $v_i = G(x, t; \xi, 0)$, se tiene

$$\begin{aligned} u_n(x, t) = & \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \iiint_V f_i(\xi, \tau) \cdot G_{in}(\xi, t - \tau; x, 0) dV(\xi) \\ & + \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \iint_S \{ G_{in}(\xi, t - \tau; x, 0) T_i(u(\xi, \tau), n) \\ & - u_i(\xi, \tau) c_{ijkl} n_j G_{kn,l}(\xi, t\tau; x, 0) \} dS(\xi) \quad (3.20) \end{aligned}$$

Esta ecuación es el primer teorema de representación y establece que el desplazamiento u en un punto, está dado por las contribuciones debido a la fuerza f a través del volumen V más las contribuciones debido a las tracciones de $T(u, n)$ y el desplazamiento de u en S . Para aplicar el teorema de representación, se debe hacer que la superficie de V consista de una superficie externa llamada S y dos superficies internas adyacentes que se denominan Σ^+ y Σ^- , que representan las caras opuestas de una falla que se llamará Σ (figura 3.6). Este concepto de superficie interna representa a dos superficies que están en contacto entre ellas y que ocurre un deslizamiento con direcciones opuestas. La línea de contacto entre las superficies se le conoce como falla.

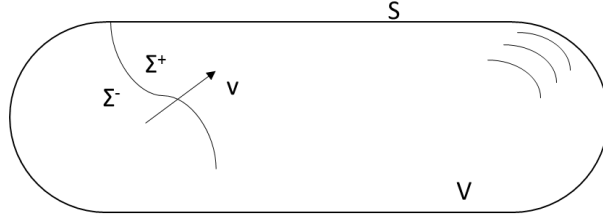


Figura 3. 6.- Cuerpo con volumen V , superficie S externa y la falla Σ , que divide los lados de la falla Σ^+ y Σ^- , v es el vector perpendicular a Σ .

Si ocurre deslizamiento a través de Σ , entonces el campo de desplazamiento es discontinuo en la falla y la ecuación de movimiento no se satisface a través del interior de S . Sin embargo, solo se satisface a través de gran parte del interior de la superficie dada por la región S^+ Σ^+ Σ^- . Debido a esto, se pueden aplicar los resultados anteriores. Cuando ocurre deslizamiento a través de Σ , implica que el desplazamiento en Σ^+ será diferente que del lado de Σ^- . Entonces el deslizamiento está dado por la diferencia de desplazamiento entre las superficies Σ^+ y Σ^- y que se representa como $[u(\xi, \tau)]$ para cualquier punto ξ en la falla Σ . Si se asume que tanto u como G satisfacen las mismas condiciones homogéneas de frontera en S , entonces, usando la expresión 3.16 y 3.20, el teorema de representación se puede describir como sigue

$$\begin{aligned}
 u_n(x, t) = & \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \iiint_V f_p(\eta, \tau) \cdot G(x, t - \tau; \eta, 0) dV(\eta) \\
 & + \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \iint_{\Sigma} \{ [u_i(\xi, \tau) c_{ijpq} v_j \partial G_{np}(x, t - \tau; \xi, 0) / \partial \xi_q] \\
 & - [G_{np}(x, -\tau; \xi, 0) T_p(u(\xi, \tau), v)] \} d\Sigma \quad (3.21)
 \end{aligned}$$

En ausencia de fuerzas de cuerpo para u , el deslizamiento en la falla conlleva a un valor diferente para $[u]$, pero la continuidad de las tracciones implica que la tracción en la falla sea cero, es decir $[T(u, v)] = 0$. La forma más simple para establecer una propiedad de G en Σ , es hacer que Σ sea una superficie artificial a través de la cual G y sus derivadas sean continuas, de manera que G satisfaga la ecuación de onda incluso en Σ . Por lo tanto, se puede simplificar la ecuación 3.21 cancelando la integral de volumen y queda

$$u_n(x, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} d\tau \int_{\Sigma} [u_i(\xi, \tau) c_{ijpq} v_j \frac{\partial}{\partial \xi_q} G_{np}(x, t - \tau, \xi, 0) d\Sigma \quad (3.22)$$

La ecuación 3.22 establece que, si se conoce el desplazamiento en la falla, es decir los valores de $u(x, t)$ integrados del lado derecho de la ecuación, es más que suficiente para especificar el desplazamiento en cualquier lugar. Además, no se necesitan condiciones de frontera en Σ para la función de Green.

3.4.5.- Momento Sísmico.

Para estudiar los tensores de Green, es necesario involucrar un parámetro conocido como momento sísmico, que es la representación para describir el movimiento sísmico generado por una falla. Para el caso de un doble par de fuerzas, la generación de sismos se puede

representar como una función del espacio y el tiempo. Con base en esto, se define la función de momento sísmico

$$M(t) = \mu D(t)S(t) \quad (3.23)$$

La función 3.23 describe el proceso de ruptura en la falla en términos de la rigidez del material μ , el deslizamiento $D(t)$ y el área de ruptura de la falla $S(t)$. Para encontrar el valor total de la función, se deben integrar los desplazamientos ocurridos a lo largo de la superficie en todos los instantes de tiempo. Para evitar esto se puede aproximar el tamaño y liberación de energía de un terremoto mediante el momento sísmico escalar

$$M_0 = \mu \bar{D}S \quad (3.24)$$

Donde \bar{D} es el deslizamiento promedio de una falla y S es el área de la falla. Si se usa un par de fuerza que generan un terremoto en un sistema tridimensional, se obtienen nueve pares de fuerzas (Figura 3.7) que se representan en una matriz cuadrada de 3x3, y que se le conoce como tensor de momento sísmico cuya representación es

$$M = \begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yz} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{bmatrix} \quad (3.25)$$

El tensor de momento sísmico es una cantidad que depende de la rigidez de la fuente y la orientación de la falla, y caracteriza toda la información acerca de la fuente que se puede estudiar a partir de la observación de las ondas cuyas longitudes de onda son mucho más grandes que las dimensiones lineales de la falla Σ . En este caso, la fuente es, efectivamente, una fuente puntual asociado a patrones de radiación, y el tensor de momento se puede estimar para un terremoto usando datos a distancias telesísmicas

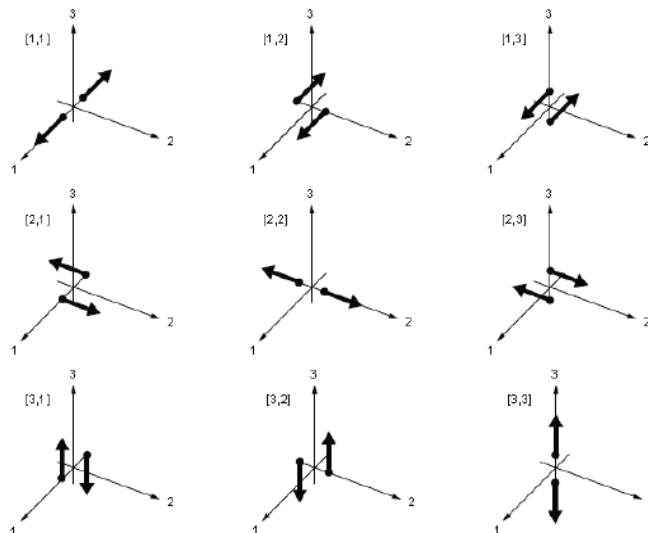


Figura 3. 7.- Los nueve pares posibles que se generan para obtener fuerzas equivalentes para una discontinuidad en el desplazamiento orientado en un medio anisótropo.

Cuando se trata con fuentes de extensión finita, se introduce la densidad del tensor de momento sísmico, m , el cual se puede pensar como la derivada del momento en la falla, $dM/d\Sigma$ o bien la derivada del momento para el caso de una fuente volumétrica dM/dV .

Para generalizar el teorema de representación visto en la sección anterior se deben hacer dos consideraciones. La primera es que los ejes coordenados no se toman en la dirección de la fuente; debido a esto, la dirección del deslizamiento y la orientación del plano de falla no se conocen *a priori*, pero se deducen de las ondas sísmicas emitidas. Y la segunda, las discontinuidades se deben permitir en las componentes del desplazamiento normal en el plano de falla, de manera que se pueda simular las expansiones o contracciones.

Para el análisis general de las discontinuidades del desplazamiento se usa el teorema de representación de la ecuación 3.22, pero ahora usando el operador de convolución (*)

$$u(x, t) = \int \int_{\Sigma} [u_i] v_j c_{ijpq} * \frac{\partial}{\partial \xi_q} G_{np} d\Sigma \quad (3.26)$$

Para las tres componentes de la fuerza y tres posibles direcciones del brazo de palanca, existen nueve pares que se mostraron en la figura 3.7. Así, las fuerzas de superficie que corresponden a un elemento de superficie infinitesimal $d\Sigma(\xi)$ se puede representar como una combinación de los nueve pares.

Debido a que el integrando en la ecuación 3.26 es la n -ésima componente del campo en x debido a los pares en ξ , se tiene que $[u_i] v_j c_{ijpq}$ es la fuerza del par (p, q) . Las dimensiones de $[u_i] v_j c_{ijpq}$ son de momento por unidad de área debido a que las contribuciones de ξ tiene que ser de densidad de superficie, ponderada por un elemento de área infinitesimal $d\Sigma$ para tener la contribución del momento. Entonces, se define la siguiente expresión donde se muestran las componentes de la densidad del tensor de momento, m

$$m_{pq} = [u_i] v_j c_{ijpq} \quad (3.27)$$

En términos de este tensor simétrico, que depende del tiempo, el teorema de representación para el desplazamiento en x debido a la discontinuidad de desplazamiento general $[u(\xi, \tau)]$ a través de la superficie Σ es

$$u_n(x, t) = \int \int_{\Sigma} m_{pq} * G_{np,q} d\Sigma \quad (3.28)$$

Sin embargo, en la práctica se tienen datos que son buenos solo a periodos para el cual toda la superficie Σ es, efectivamente, una fuente puntual. Para estas ondas, las contribuciones de diferentes elementos de superficie $d\Sigma$ todas están aproximadamente en fase, y toda la superficie Σ se puede considerar como un sistema de pares ubicados en un punto, por ejemplo, el centro de la superficie Σ , con tensor de momento igual a la integral de la densidad de momento sobre Σ . Entonces, para una fuente puntual se tiene

$$u_n(x, t) = M_{pq} * G_{np,q} \quad (3.29)$$

La ecuación 3.29 es una ecuación importante y se verá a continuación su utilidad para el cálculo de los sismogramas sintéticos que se describe a continuación.

3.4.6.- Tensores de Deformación de Green o Receptores de Green.

Esta sección se describe la técnica con la que se van a calcular los sismogramas sintéticos para llevar a cabo la inversión de la fuente. Las características del modelo de capas y los parámetros involucrados se discutirán en el siguiente capítulo.

En Sismología, se usan sismogramas sintéticos para estudiar la estructura de la Tierra, la fuente y la propagación de ondas. El objetivo es calcular lo que se registraría en un sismógrafo colocado en cierto lugar en la superficie de la Tierra, dando como función de entrada la fuente sísmica y el modelo de Tierra en una, dos o tres dimensiones, por el cual las ondas sísmicas van a propagarse. Como se discutió en la sección 3.4, la solución que involucra las distribuciones de fuerza en la fuente con los desplazamientos en el receptor se le conoce como funciones de Green y toma en cuenta todas las propiedades elásticas del material y las condiciones de frontera adecuadas.

En este trabajo se usó lo que se conoce como tensores de receptor de Green que son campos de deformación en función del tiempo y espacio, que permiten calcular el desplazamiento en una estación generado por varias fuentes, debido a tres fuerzas puntuales impulsivas unitarias y ortogonales que actúan en la posición del receptor (Figura 3.8). Para describir este método, se siguió como ejemplo los trabajos de Zhao *et al.* (2006) y Lee *et al.* (2011).

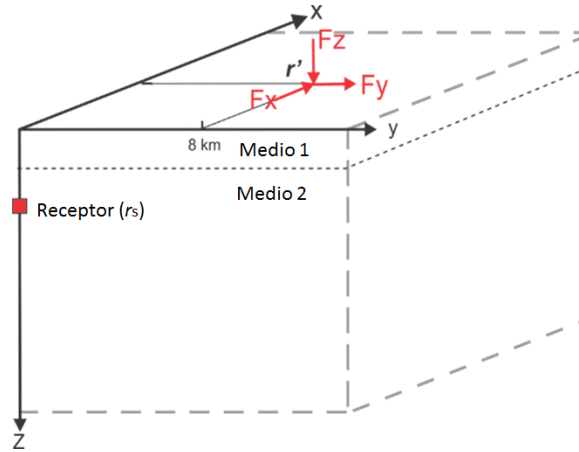


Figura 3. 8.- Cálculo de los gradientes del tensor de Green en todos los nodos.

Los tensores de receptor toman en cuenta el teorema de representación el cual expresa el campo de onda como el producto interno del tensor de momento y los gradientes espaciales del tensor de Green (ecuación 3.29). De acuerdo a Zhao *et al.* (2011) y Aki y Richards (2002), el campo de desplazamiento para una fuente puntual ubicada en r' con tensor de momento M_{ij} se puede expresar de la siguiente manera

$$u_k(r, t; r') = M_{ij} \partial_j' G_{ki}(r, t; r') \quad (3.30)$$

Utilizando la notación propuesta por Lee *et al.* (2011), el tensor de deformación en un punto r_s debido a una fuerza impulsiva con en dirección del eje "n" ($n=1, 2, 3$) ubicado en r_r es

$$\varepsilon_{ij}(r_s, t; r_r) = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial G_{jn}(r_s, t; r_r)}{\partial x_i} + \frac{\partial G_{in}(r_s, t; r_r)}{\partial x_j} \right] \quad (3.31)$$

donde G_{jn} y G_{in} son las funciones de Green o desplazamiento debido a una fuerza impulsiva que actúa a lo largo de la dirección n . La ecuación 3.31 se puede reescribir de tal forma que, el tensor de la deformación ε , que es un tensor de segundo orden, pueda expresar las deformaciones en todas las “ n ” direcciones de la fuerza con un tensor de cuarto orden. Reescribiendo la ecuación 3.31, se tiene el tensor de deformación H

$$H_{ijn}(r_s, t; r_r) = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial G_{jn}(r_s, t; r_r)}{\partial x_i} + \frac{\partial G_{in}(r_s, t; r_r)}{\partial x_j} \right] \quad (3.32)$$

El tensor de momento puede ser expresado de la siguiente forma

$$M_{ij}(\Phi, \Psi, \theta, t) = m_{ij}(\Phi, \Psi, \theta)\delta(t) \quad (3.33)$$

Donde $\delta(t)$ es la función delta de Dirac. El producto del tensor de cuarto orden H y el tensor de momento M queda expresado como se muestra a continuación

$$H_{ijn}(r_s, t; r_r)M_{ij}(\Phi, \Psi, \theta, t) = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial G_{jn}(r_s, t; r_r)}{\partial x_i} + \frac{\partial G_{in}(r_s, t; r_r)}{\partial x_j} \right] m_{ij}(\Phi, \Psi, \theta)\delta(t) \quad (3.34)$$

La reciprocidad del tensor permitirá mostrar de manera explícita el campo de onda en términos del tensor de deformación de Green, que es un tensor de tercer orden compuesto de gradientes espaciales de los elementos del tensor de Green. El teorema de reciprocidad expresa que el sismograma que se obtiene de una fuente en un receptor es la misma que si se intercambian las posiciones de la fuente y el receptor. Entonces, con este principio, se puede demostrar que los tensores de Green proporcionan derivadas parciales exactas de las formas de onda en las posiciones del receptor respecto al tensor de momento en cualquier punto del volumen que se use. Al aplicar reciprocidad espacial, tomando en cuenta que existen dos índices libres, la ecuación 3.34 se puede expresar como sigue

$$\begin{aligned} &H_{ijn}(r_s, t; r_r)M_{ij}(\Phi, \Psi, \theta, t) \\ &= \frac{1}{2} \left[\frac{\partial G_{ni}(r_r, t; r_s)}{\partial x_j} m_{ji}(\Phi, \Psi, \theta) + \frac{\partial G_{in}(r_r, t; r_s)}{\partial x_j} m_{ij}(\Phi, \Psi, \theta) \right] \delta(t) \end{aligned} \quad (3.35)$$

Si se toma en cuenta que el tensor de momento es simétrico, la ecuación 3.35 se puede reescribir de la siguiente forma

$$H_{ijn}(r_s, t; r_r)M_{ij}(\Phi, \Psi, \theta, t) = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial G_{in}(r_r, t; r_s)}{\partial x_j} m_{ji}(\Phi, \Psi, \theta) \right] \delta(t) \quad (3.36)$$

Por lo tanto, el desplazamiento $u_n(r_r, t; r_s)$ registrado en el receptor r_r debido a una fuente puntual impulsiva ubicada en r_s , y tensor de momento M , se puede expresar como sigue

$$u_n(r_r, t; r_s) = H_{ijk}(r_r, t; r_s)M_{ij} \quad (3.37)$$

Al aplicar el teorema de reciprocidad entre la fuente y receptor, usando tres fuerzas puntuales ortogonales en la posición del receptor, se ha demostrado que el número de simulaciones necesarias para calcular un sismograma sintético se puede reducir hasta tres veces el número de posiciones de receptor. Además, las pruebas numéricas usando la

implementación de diferencias finitas muestran que las simulaciones reciprocas se pueden desarrollar con el mismo nivel de precisión al igual que los cálculos directos (Eisner, 2001).

3.5- Desplazamiento en el campo lejano.

En este trabajo, se hizo el análisis del desplazamiento con un modelo tridimensional considerando una fuente puntual. A pesar de que el análisis no se hace estrictamente hablando en el campo lejano, es necesario mencionarlo debido a que los modelos teóricos de fuente se obtienen con estimaciones en el campo lejano. A continuación se desarrollan de manera sucinta algunos conceptos necesarios.

La función de Green para el campo de desplazamiento debido a una fuente puntual, para un medio homogéneo, isótropo e infinito, es la solución de la ecuación de equilibrio

$$\rho \ddot{u} = f + (\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot u) - \mu \nabla \times (\nabla \times u) \quad (3.38)$$

donde f es una fuerza con la forma $F(t)\delta(x-x_0)$ aplicada en un punto del espacio y en cualquier dirección. La solución para el desplazamiento de la ecuación 3.38 se presenta en Aki y Richards (2002). Si se considera un doble par de fuerzas, en un sistema de coordenadas esféricas, el desplazamiento queda representado por la siguiente ecuación

$$\begin{aligned} u(x, t) = & \frac{1}{4\pi\rho} A^N \frac{1}{r^4} \int_{\frac{r}{\alpha}}^{\frac{r}{\beta}} \tau M_0(t - \tau) d\tau \\ & + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} A^{IP} \frac{1}{r^2} M_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} A^{IS} \frac{1}{r^2} M_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \\ & + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} A^{FP} \frac{1}{r} \dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} A^{FS} \frac{1}{r} \dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \end{aligned} \quad (3.39)$$

Donde los coeficientes A^N , A^{IP} , A^{IS} , A^{FP} , A^{FS} representan los patrones de radiación para las ondas P y S y que se definen como

$$A^N = 9\text{sen}2\theta\text{cos}\Phi\hat{r} - 6(\text{cos}2\theta\text{cos}\Phi\hat{\theta} - \text{cos}\theta\text{sen}\Phi\hat{\phi})$$

$$A^{IP} = 4\text{sen}2\theta\text{cos}\Phi\hat{r} - 2(\text{cos}2\theta\text{cos}\Phi\hat{\theta} - \text{cos}\theta\text{sen}\Phi\hat{\phi})$$

$$A^{IS} = -3\text{sen}2\theta\text{cos}\Phi\hat{r} + 3(\text{cos}2\theta\text{cos}\Phi\hat{\theta} - \text{cos}\theta\text{sen}\Phi\hat{\phi})$$

$$A^{FP} = \text{sen}2\theta\text{cos}\Phi\hat{r}$$

$$A^{FS} = \text{cos}2\theta\text{cos}\Phi\hat{\theta} - \text{cos}\theta\text{sen}\Phi\hat{\phi}$$

En la ecuación 3.39 está presente la tasa del momento sísmico $\dot{M}(t)$, que es la derivada temporal de la ecuación 3.23. Esta ecuación define el cambio de la función de fuente respecto al tiempo.

Se puede analizar la ecuación 3.39 de acuerdo a los elementos que la conforman. El primer término, conocido como campo cercano, incluye una integral que decae como r^{-4} con respecto a la distancia y será menos significativo mientras más está un receptor alejado de la fuente. Los términos que contienen la distancia elevada al cuadrado son los elementos del

campo intermedio. En la práctica no hay una distancia que defina los límites del campo intermedio, el cercano o lejano. Y por último están los términos que decaen como r^{-1} , que definen el campo lejano porque se hace dominante a grandes distancias de la fuente y es aquí donde se calculan la mayoría de los parámetros de la dinámica de la fuente con ayuda de los sismogramas colocados a una distancia considerable de la misma.

Cuando se estudia la fuente sísmica en el campo lejano, se pueden observar detalles del proceso de ruptura desde un punto de vista macroscópico, es decir, considerando una fuente puntual, por lo tanto, las amplitudes espectrales son constantes a grandes longitudes de onda y forman un espectro plano. Por otra parte, en el campo cercano se puede observar con más detalle el proceso de ruptura usando registros de movimiento fuerte (Lay y Wallace, 1995). En el caso de un terremoto, se puede analizar la fuente dividiéndolo en elementos muy pequeños del proceso de ruptura, por lo que las amplitudes espectrales decaen rápidamente a altas frecuencias.

Para el caso de las ondas P y S, el desplazamiento en el campo lejano está dado por:

$$u^P = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} \text{sen}2\theta\cos\Phi \frac{1}{r} \dot{M}_0 \left(t - \frac{r}{\alpha}\right)$$

$$u^S = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} (\cos2\theta\cos\Phi - \cos\theta\cos\Phi) \frac{1}{r} \dot{M}_0 \left(t - \frac{r}{\beta}\right) \quad (3.40)$$

Las ecuaciones en 3.40 tienen en común la derivada temporal de la función de momento. La derivada de $M(t)$ es proporcional a la respuesta dinámica en el campo lejano (Figura 3.9, en medio) para las ondas P y S.

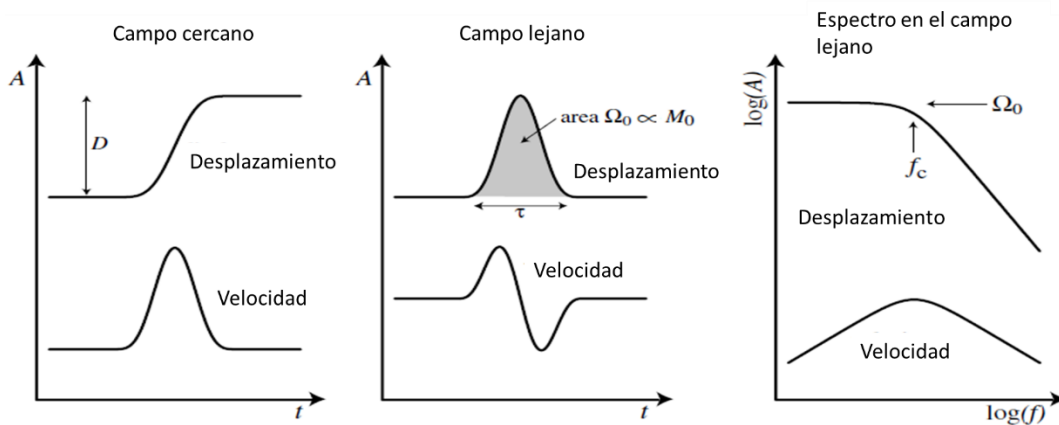


Figura 3. 9.- Las relaciones entre el campo lejano, campo lejano y velocidad para las series de tiempo (izquierda) y el espectro teórico (derecha) (Modificado de Shearer, 2009).

El espectro del pulso de desplazamiento en el campo lejano tiene la forma mostrada en la figura 3.9 en la esquina superior derecha, en donde se observa que a bajas frecuencias el espectro es plano a un determinado nivel Ω_0 , que es igual al área debajo del pulso. El espectro de desplazamiento tiene un decaimiento a altas frecuencias a partir de una determinada frecuencia, llamada frecuencia de esquina, y que es inversamente proporcional al ancho del pulso, τ (Shearer, 2009). El nivel espectral a bajas frecuencias, Ω_0 , es

proporcional al momento sísmico, M_0 . Para el caso de ondas de cuerpo, al integrar las ecuaciones en 3.40 respecto al tiempo, se obtiene

$$M_0 = \frac{4\pi\rho c^3 r \Omega_0}{U_{\varphi\theta}} \quad (3.41)$$

Donde ρ es la densidad, c es la velocidad de la onda, r es la distancia a la fuente y U es el término para los patrones de radiación. Las ecuaciones anteriores son importantes debido a que muestran cómo una propiedad fundamental de la fuente de los terremotos, el momento escalar, se puede obtener directamente de las observaciones de ondas sísmicas a grandes distancias. Debido a que Ω_0 se mide al nivel de frecuencias bajo, es relativamente insensible a los efectos de atenuación y scattering.

3.6.- Espectro de fuente.

En esta sección se consideran las características de los pulsos en el campo lejano en el dominio de la frecuencia. La figura 3.9 muestra cómo se verían las amplitudes en el espectro de velocidad y desplazamiento en el campo lejano para un sismo. De éstas últimas, se puede obtener diferentes parámetros útiles para determinar algunas características espectrales importantes de los terremotos, por lo cual se han hecho estudios para modelar el espectro de desplazamiento con base en observaciones sismológicas realizadas en el campo lejano. Se menciona a continuación los ejemplos más usados en la literatura, el modelo de Haskell (1967) y Brune (1970).

El modelo de Haskell (1967) consiste de un plano de falla rectangular de longitud L y ancho W en donde la ruptura se propaga unilateralmente en una dirección. En éste modelo, en el tiempo $t=0$, se produce repentinamente una dislocación a lo largo de la falla y se propaga con velocidad de ruptura constante hasta que se detiene en el extremo final. Conforme la dislocación se mueve deja atrás una zona constante de deslizamiento (Figura 3.10).

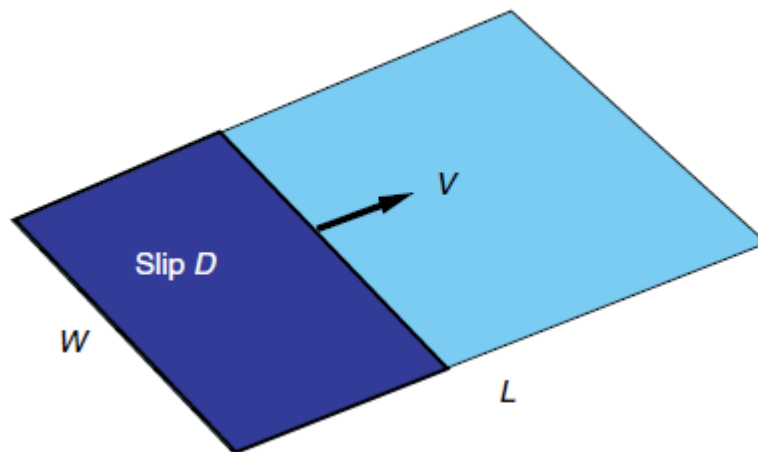


Figura 3. 10.- Modelo de fuente de Haskell (Tomado de Madariaga, 2007).

Si se asume que la falla se encuentra en un plano coordenado (ξ_1, ξ_2) la función de deslizamiento está dada por

$$\Delta u(\xi_1, \xi_2, t) = D\dot{s}\left(t - \frac{\xi_1}{v_r}\right)H(\xi_1)H(L - \xi_1); \quad -\frac{W}{2} < \xi_2 < \frac{W}{2} \quad (3.42)$$

Donde $\dot{s}(t)$ es la función de fuente que, se supone invariante para facilitar la discusión, respecto a la posición de la falla. La velocidad de ruptura con la cual el frente de ruptura se propaga a lo largo de la falla en dirección ξ_1 . La radiación sísmica en este modelo muestra dos propiedades fundamentales: duración finita de la ruptura T_M y directividad, es decir, que la duración y amplitud de las ondas depende del ángulo azimutal de radiación.

En el modelo de Haskell se asume que la función de fuente $\dot{s}(t)$ es una función cajón (boxcar) de amplitud $1/T_r$ y duración T_r , conocida como historia del deslizamiento (rise time). En el dominio de la frecuencia, el espectro de fuente está definido de la siguiente manera

$$\Omega_H(\theta, 0, \omega) = M_0 \left| \text{sinc}\left(\frac{\omega T_M}{2}\right) \right| \left| \text{sinc}\left(\frac{\omega T_r}{2}\right) \right| e^{-i\omega(T_M+T_r)/2} \quad (3.43)$$

Como resultado de la multiplicación, Ω_H tiene un pulso de onda trapezoidal de área M_0 y duración $T_d=T_M+T_r$. Esta función de fuente simple coincide con el modelo ω^{-2} para el espectro en el campo lejano debido a que Ω_H es plano a bajas frecuencias y tiene un decaimiento de ω^{-2} a altas frecuencias.

Las características de este espectro son las siguientes: presenta dos frecuencias de esquina asociadas con la duración del pulso T_M y otra con la historia del deslizamiento T_r (Figura 3.11). Sin embargo, esto solo es válido para la radiación emitida a lo largo de la dirección de la falla ($\varphi=0$ o $\varphi=90$).

Este modelo proporciona una aproximación sencilla de primer orden para el deslizamiento sísmico, finitud de la falla y velocidad de ruptura finita. Sin embargo, presenta características físicas que no son admisibles, como por ejemplo, que en los bordes de la falla el deslizamiento cae súbitamente a cero y esto viola la continuidad del material, de manera que la ecuación de onda no es válida cerca de los bordes de la falla. Y además, la ruptura también se propaga en la otra dirección ξ_2 , por lo cual el modelo de Haskell no es válido (Madariaga, 2007). Madariaga (1978) estudió la radiación sísmica completa del modelo de Haskell y mostró que, debido a las singularidades en el esfuerzo alrededor de los ejes, este modelo solo se puede considerar como una buena aproximación a bajas frecuencias para el espectro del desplazamiento.

Para el espectro teórico mostrado en la figura 3.11, comúnmente se identifica una sola frecuencia de esquina. En la parte de bajas frecuencias del espectro se ve afectada por la interferencia de otras fases profundas que evitan que el espectro sea plano (Lay y Wallace, 1999). En altas frecuencias, el espectro se ve afectado por la atenuación y otros efectos superficiales (Shearer, 2009).

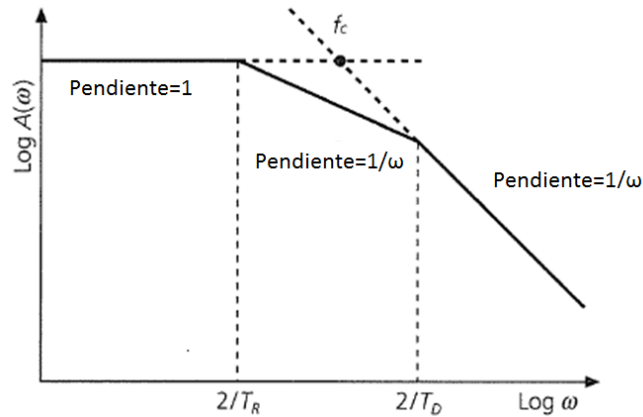


Figura 3. 11.- Espectro de amplitud teórico (modificado de Stein y Wysession, 2003).

Además del modelo de Haskell se han desarrollado otros modelos de fuente teóricos con la finalidad de obtener el momento sísmico, caída de esfuerzos y estimaciones de la frecuencia de esquina. Uno de los modelos más usados en Sismología es el modelo propuesto por Brune (1970) y es el modelo con el cual se comparará con los resultados de este estudio.

El modelo de Brune (1970) es un modelo teórico que explica el mecanismo de ruptura basado en el esfuerzo, y corresponde a los modelos de dislocación para una falla circular. El modelo supone que al aplicar un esfuerzo tangencial en el interior del plano de falla, los dos lados de la falla se moverán en direcciones opuestas. El esfuerzo se aplica en toda la circunferencia donde ocurre la dislocación y la energía de las ondas S toma más del 80% de la energía sísmica total (Figura 3.12).

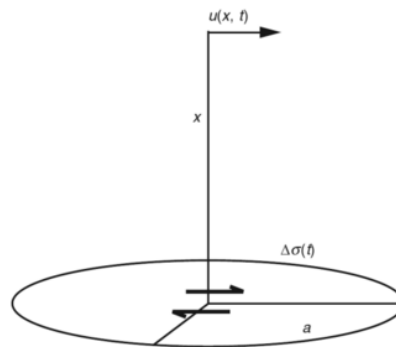


Figura 3. 12.- Modelo circular de falla propuesto por Brune, 1970 (tomado de Udias, 2014).

El modelo de Brune (1970) considera un deslizamiento de cizalla a lo largo de la falla y que propaga ondas S con dirección perpendicular a la superficie de la falla. Este modelo, estrictamente hablando, se aplica únicamente para las ondas S, pero en la práctica también se usa para las ondas P. El modelo predice un decaimiento en el espectro que tiene comportamiento ω^{-2} (Figura 3.13).

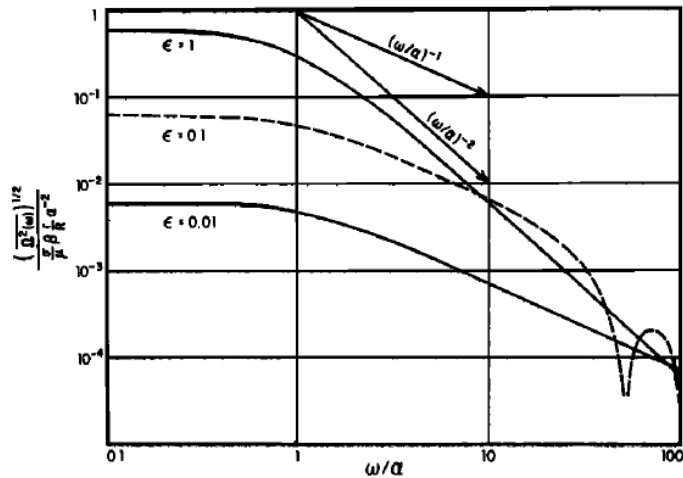


Figura 3. 13.- Curvas de densidad espectral promedio para el campo lejano para las ondas S (Brune, 1970).

Con lo anterior, se puede decir que el espectro de desplazamiento en el campo lejano para el modelo de Brune está caracterizado por tres parámetros: 1) El nivel plano a bajas frecuencias, es cual es proporcional al momento sísmico, 2) la frecuencia de esquina y 3) la potencia con que decae la asíntota en altas frecuencias. Además, a bajas frecuencias, el espectro se reduce a un espectro para una fuente puntual de doble par con el momento apropiado. Por lo tanto, de este modelo, se puede estimar el esfuerzo en la falla, caída de esfuerzos y dimensiones de la fuente y se puede comparar con el espectro sísmico observado.

3.6.1.- La frecuencia de esquina.

En el espectro de amplitud de Fourier para el desplazamiento de las ondas sísmicas, la frecuencia de esquina es la frecuencia a partir de la cual un sismograma, representado en escala logarítmica, tiene un cambio abrupto en su pendiente. Las amplitudes son casi constantes a bajas frecuencias, es decir, a frecuencias menores a la frecuencia de esquina. A frecuencias mayores que la frecuencia de esquina, las amplitudes comienzan a disminuir, o bien se dice que el campo espectral comienza a decaer.

La frecuencia de esquina se ha usado para diferentes aplicaciones como por ejemplo calcular la caída de esfuerzos usando el ya mencionado modelo de Brune (1970) para sismos intraplaca e interplaca, dimensiones de la falla, velocidad de ruptura, entre otros. Sin embargo, la frecuencia de esquina no es fácil de calcular ya que el espectro se puede ver afectado por ruido en los registros, por corrección de la atenuación, o por efectos superficiales, lo que provoca que el espectro se distorsione sobre todo a altas frecuencias y en escala logarítmica el error aumenta.

La frecuencia de esquina ha sido objeto de muchos estudios en Sismología y se le ha relacionado con propiedades de la fuente y dependencia con otros parámetros de los terremotos. Uno de los primeros estudios fue el de Brune (1970) en donde determina que la frecuencia de esquina es inversamente proporcional al radio de la falla, utilizando un modelo para estimar la caída de esfuerzos en una falla circular; a altas frecuencias, el espectro decae inversamente proporcional al cuadrado de la frecuencia.

Madariaga (1976) fue el primero que usó cálculos dinámicos con diferencias finitas para una falla circular. Asumiendo una caída de esfuerzos constante, obtuvo el espectro de ondas P y S para un amplio rango de valores del momento sísmico. Aquí es donde se observa que la frecuencia de esquina es también inversamente proporcional al cubo del momento sísmico, es decir, conforme aumenta la magnitud del sismo, la frecuencia de esquina tiende a disminuir, y se mueve a bajas frecuencias. Para una caída de esfuerzos constante, las dimensiones de la falla y la duración de la ruptura son proporcionales a $M_0^{-1/3}$ y la frecuencia de esquina es inversamente proporcional a la duración de la ruptura, y proporcional a $M_0^{-1/3}$. La parte de altas frecuencias decaerá inversamente proporcional al cubo de la frecuencia (Figura 3.14).

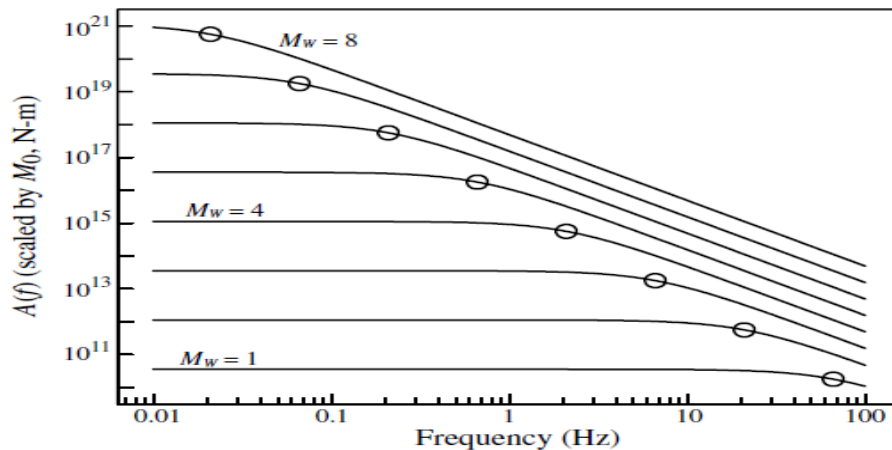


Figura 3. 14.- Gráfico que muestra la relación de la frecuencia de esquina con el momento sísmico. Los círculos indican la frecuencia de esquina. Note como disminuye la frecuencia de esquina para sismos más grandes, según el modelo de Madariaga (1996) con caída de esfuerzos constante de 3 MPa (Tomado de Shearer, 2009).

Con base en lo anterior se puede decir que mientras más grande es un terremoto y mientras más lenta es la ruptura asociada a un terremoto, la frecuencia de esquina tiende a disminuir (Sheriff, 2002; Matzner, 2001; Stein y Wysession, 2001). Además, se puede decir que si existen cambios en la velocidad de la ruptura en la falla, esto provocara un ajuste en la frecuencia de esquina incluso si la caída de esfuerzos se mantiene constante (Shearer, 2009).

Como ya se pudo observar, el espectro depende del momento sísmico y del proceso de ruptura en la falla. El momento sísmico es el factor de escala para el espectro en bajas frecuencias. El incremento del momento se reduce o se satura por completo para frecuencias mayores a la frecuencia de esquina y esto hace que cambie el balance en el contenido entre altas y bajas frecuencias en el espectro de fuente emitido en función del tamaño del terremoto.

Por último, el momento sísmico es una medida de la energía sísmica liberada por los terremotos y depende en gran medida de la posición de la frecuencia de esquina en el espectro. Es por esto que se cree que la liberación de energía sísmica máxima ocurre alrededor de la frecuencia de esquina del espectro de desplazamiento porque se relaciona con el valor máximo del espectro de velocidad del terreno, es decir, la derivada del espectro de desplazamiento (Bormann *et al.*, 2002).

3.7.- La función de fuente.

La herramienta de estudio principal de los sismólogos es la obtención de registros del movimiento del terreno, es decir, sismogramas, que son útiles para estudiar el interior de la Tierra y cómo se propagan las ondas a través de las diferentes capas que existen a grandes profundidades. Sin embargo, cuando se quiere estudiar la fuente sísmica, no se conoce de antemano la función de entrada que ocasiona la liberación de energía que se ha ido almacenando entre bloques adyacentes en una falla. Esta función de entrada es la función de fuente o bien tasa de momento sísmico.

La función de fuente es la señal que genera el desplazamiento en la falla y representa la evolución temporal del momento sísmico o energía liberada durante el terremoto. Se le llama tasa de momento sísmico porque esta escalado con el momento sísmico y se observan sus variaciones a lo largo del tiempo. Lo anterior se puede mostrar en la siguiente expresión

$$M(t) = M_0 x(t) \quad (3.43)$$

Donde $x(t)$ se define como la función de fuente, función de razón de momento sísmico o función de tasa deslizamiento escalada (slip-rate). Es la derivada de la función de momento dada en la ecuación 3.23. Si se integra la ecuación anterior, se obtendrá el valor del momento sísmico acumulado. La ecuación 3.43 es útil ya que se pueden observar los cambios en la geometría de la falla durante la ruptura, así como posibles rupturas adicionales que ocurran por heterogeneidades presentes en la falla.

En el caso más simple, la función se puede representar mediante un impulso unitario, una caja o un triángulo, una vez que genera las ondas estas se propaga en la Tierra, utilizando modelos 1D, 2D o 3D, se obtienen los sismogramas sintéticos para uno o varios puntos en particular en el modelo de Tierra.

A fin de demostrar el comportamiento de la función de fuente, se usa la función gaussiana con diferentes características, como las tres funciones mostradas en la figura 3.15. Estos son, en un inicio, funciones de fuente ideales, ya que al inicio de la ruptura, ésta va liberando momento conforme pasa el tiempo, llega a un punto máximo, y comienza a decaer hasta detenerse por completo.

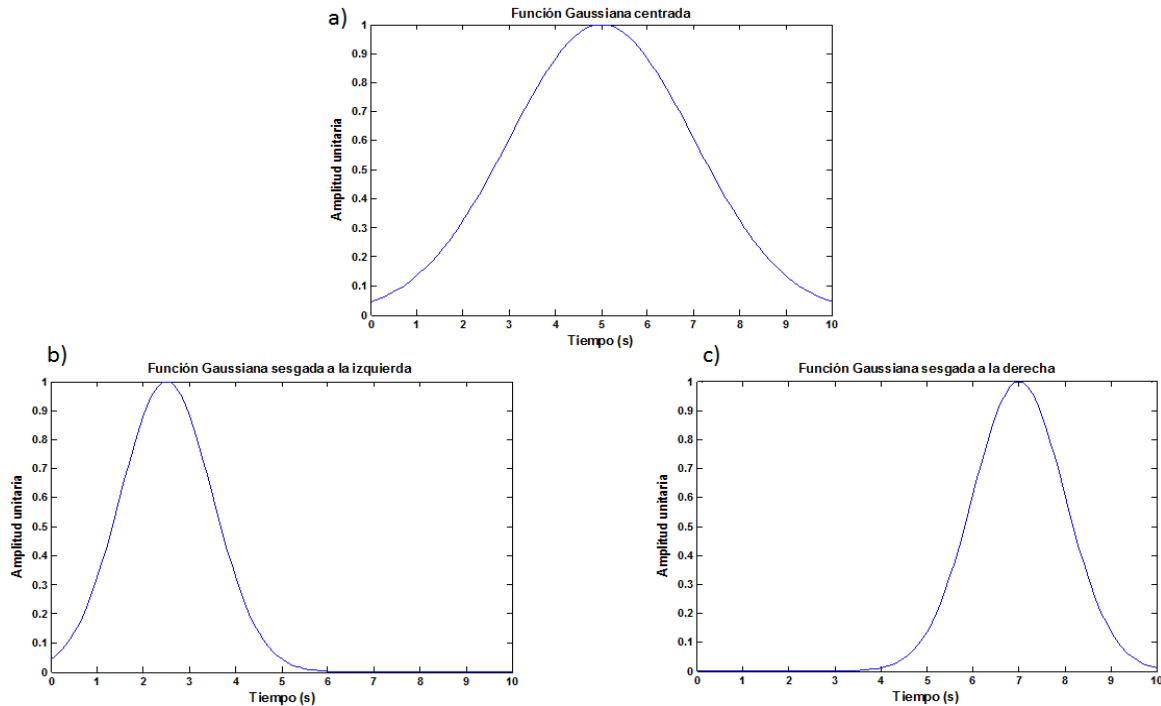


Figura 3. 15.- Funciones de fuente teóricas.

En la figura 3.15b se muestra una función gaussiana que presenta un sesgo a la izquierda. Esto quiere decir que la máxima liberación de momento ocurre al inicio de la ruptura. Sin embargo, al final de la ruptura pueden surgir otros pulsos o post-eventos. La figura 3.15c muestra la misma función pero sesgada a la derecha, lo que significa que la liberación de energía ocurre al final de la ruptura. La función 3.15a sería el caso de una ruptura ideal en la cual el momento se va liberando gradualmente conforme pasa el tiempo, llega a un punto máximo y empieza a decaer gradualmente hasta llegar a cero.

Sin embargo, los sismos reales normalmente generan funciones mucho más complicadas, ya que toda la falla no rompe al mismo tiempo y existen irregularidades a lo largo del plano de falla y los primeros arribos vienen del punto inicial de ruptura, y después de otros puntos más alejados a lo largo de la falla.

Por ejemplo, el sismo del 19 de septiembre de 1985 ocurrido en Michoacán y el sismo de Tecmán, Jalisco, ocurrido en 2003, tienen funciones de fuente muy diferentes y muestran irregularidades durante el proceso de ruptura (Figura 3.16 a y b, respectivamente).

Las funciones de fuente en la figura 3.16 son mucho más irregulares que se muestran en las figura 3.15 a y c, e incluso pueden separar pulsos más grandes, como se observa en la figura 3.16b. Estas irregularidades en la función se cree están asociadas con asperezas presentes en el plano de falla de la ruptura.

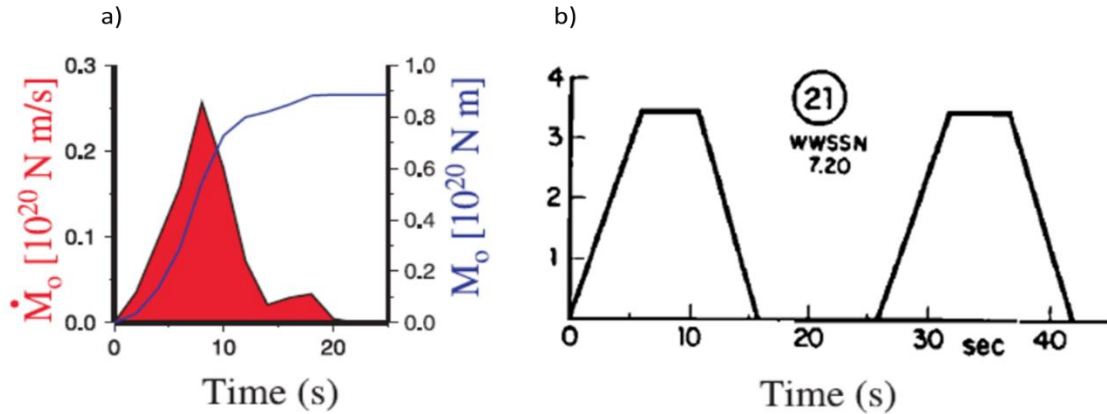


Figura 3. 16.- Funciones de fuente para el sismo de a) Jalisco en el año 2003 con $M=7.8$ (Modificado de Gómez-González, et al., 2010). La línea azul es la función de momento sísmico. b) Sismo del 19 de septiembre de 1985, con magnitud $M=8.5$. Unidades del eje vertical están en Nm/s (Modificado de Singh y Mortera, 2003).

El modelo de asperezas, propuesto por Kanamori y Stewart (1978) asume que en la falla de los terremotos existen varias regiones rígidas y de gran esfuerzo, rodeados por un área que está, esencialmente, libre de esfuerzos. La ruptura de esas asperezas resulta en varios subpulsos, cada uno con una duración aproximadamente igual a la razón del diámetro de la aspereza con la velocidad de onda de corte del medio. Lo anterior significa que el plano de falla presenta rugosidades que hacen que detengan el deslizamiento, acumule esfuerzo y éste se libere repentinamente.

Las funciones de fuente en México son muy irregulares, excepto en Oaxaca, lo cual puede deberse a que la batimetría del suelo marino que subduce no es tan irregular como las zonas de Jalisco, Michoacán y Guerrero, lo cual explica la función irregular el sismo de 1985, junto con otras características como la edad de la placa, diferencias en la densidad y convergencia entre placas que se considera afectan el modo de ruptura (Singh y Mortera, 1993).

Desafortunadamente, no existe forma de predecir o estimar la función de fuente que genere el terremoto de manera directa. Una forma de poder estimar la función de fuente es usar funciones rectangulares o triangulares, siendo éste último más usado para discretizar la función de fuente, para así hacer la inversión de un sismo teórico comparado con la de un sismo real. Esta idea se implementó en este trabajo para la función triangular en el campo lejano, aunque los sismogramas son insensibles a la forma de la función de fuente a distancias mucho mayores que la longitud de la falla, por lo que usar otra función sería correcto también. La función de fuente $s(t)$ se requiere para el modelado de la forma de onda e inversión del tensor de momento.

De manera general, la función de fuente se puede representar como sigue

$$s(t) = \sum_{j=1}^N B_j b(t - \tau_j) \quad (3.44)$$

La función de fuente se puede representar como un impulso unitario o bien sobreponiendo cajas de diferentes amplitudes o triángulos (Figura 3.17) y se pueden utilizar para hacer inversión de la fuente para obtener la función que generó el terremoto. El desarrollo matemático para obtener la frecuencia de esquina mediante la discretización con triángulos de la función de fuente se explica en el siguiente capítulo.

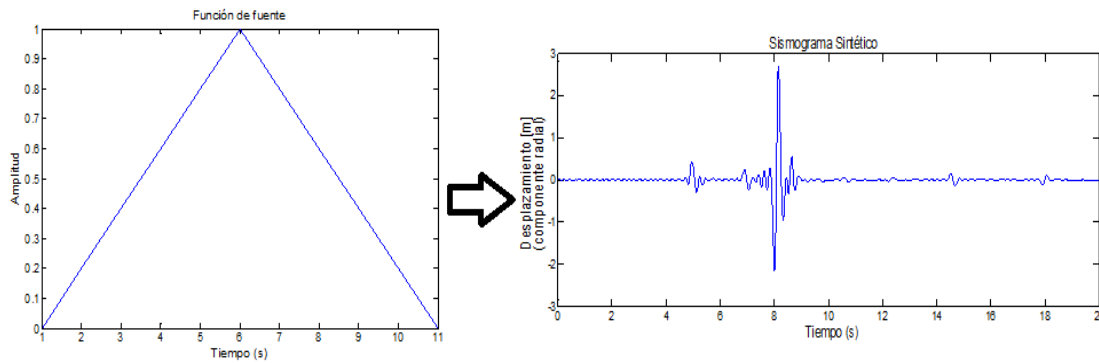


Figura 3. 17.- Función de fuente triangular, con la cual se puede generar un sismograma sintético.

3.8. Métodos numéricos. El método de los elementos finitos.

Los métodos numéricos han sido herramientas muy utilizadas en la Sismología para modelar la propagación de ondas y conocer la cinemática y dinámica del proceso de ruptura que ocurre en la falla. Si se imponen las leyes de fricción adecuadas y el estado de esfuerzos en la falla y en los alrededores, se puede obtener una buena aproximación del comportamiento de la dinámica de la falla y de cómo se propagan las ondas si éstas presentan irregularidades en su geometría. El más conocido en Sismología es el de diferencias finitas que ha sido utilizado debido a que es relativamente fácil de implementar. Sin embargo, presenta desventajas respecto a otros como el de elemento finito, como son la capacidad de manejar geometrías complejas y mejores condiciones de frontera naturales que permiten simular tracciones libres de manera automática.

La técnica numérica que se usó en este trabajo fue el método de elementos finitos. Esta técnica discretiza el dominio en elementos que no se traslapan, los cuales pueden tener forma triangular, rectangular o una combinación de ellas. Ésto permite tener una mejor representación casi en su totalidad del cuerpo que se está estudiando y la solución será más precisa dependiendo del tamaño y número de elementos que se usen en el análisis.

En general, el método de elementos finitos es una técnica que construye soluciones aproximadas a problemas de valores en la frontera para resolver problemas físicos. En éste método, se considera a los cuerpos como un conjunto de elementos discretos finitos interconectados en puntos nodales en las fronteras de los elementos. Se puede desarrollar una solución aproximada de las ecuaciones diferenciales parciales para cada uno de estos elementos. Mediante aproximación, la incógnita dentro de un elemento se interpola de los valores en los nodos de los elementos usando funciones de interpolación. La solución total se genera uniendo las soluciones individuales de cada nodo del dominio, teniendo cuidado de asegurar la continuidad de las fronteras entre los elementos.

Además de que es capaz de resolver reologías complejas, la formulación del elemento finito maneja las condiciones de frontera de Neumann o tracciones libres de manera natural, permitiendo que se representen aproximadamente las superficies libres.

En este trabajo se usa la representación débil con el método del residual ponderado de Galerkin como sentencia a resolver usando elementos finitos (Ramírez Guzmán, 2008) . De este método se puede obtener de ecuaciones discretas del sistema dinámico que gobiernan

el problema a resolver. El procedimiento para este método es multiplicar una función residual A por alguna función de peso V y se integran las ecuaciones en todo el dominio e iguala el resultado a cero. De los residuales ponderados, el de Galerkin se considera que es el mejor ya que no requiere las posiciones específicas de los nodos. Por otro lado, requiere menos memoria para los cálculos y proporciona matrices simétricas de elementos finitos para la mayoría de los problemas.

La función residual que está dada de la ecuación de Navier es

$$A_i = \sigma_{ij,j} + f_i - \rho u_{i,tt}, \forall \Omega \quad (3.45)$$

donde Ω es el dominio de interés. Si la ecuación 3.45 es igual a cero, el residual se convierte en la ecuación de momento lineal. Ahora se añade un peso al residual A_i en el dominio de interés con una función v_i , es decir

$$\int_{\Omega} v_i A_i dV = \int v_i (\sigma_{ij,j} + f_i - \rho u_{i,tt}) dV \quad (3.46)$$

Si se proporcionan los valores adecuados para los esfuerzos, desplazamientos y fuerzas de cuerpo para cada v_i , la ecuación 3.46 se hace cero. A la inversa, si la ecuación 3.46 se hace cero para cada prueba posible de la función v_i entonces el residual es igual a cero.

Después de igualar a cero la ecuación 3.46 y usando el teorema de Green se puede reescribir la ecuación de la siguiente manera

$$\int_{\Omega} v_i A_i dV = \int_{\Omega} v_i (f_i - \rho u_{i,tt}) - v_i \sigma_{ij,j} dV + \int_{\delta\Omega} v_i t_i d\Gamma = 0 \quad (3.47)$$

Donde $t_i = \sigma_{ij} n_j$ es el vector tracción. Al considerar la ley de Hooke, se puede probar que los desplazamientos y las funciones de prueba tienen que ser aproximadas con funciones cuadráticas integrables a trozos continuos. Si se selecciona la ecuación 3.45 para igualarla a cero, la formulación se le denomina fuerte; mientras que si se escoge 3.46, al método se le conoce como débil (weak). La denominación es adoptada basada en los requerimientos de continuidad de la aproximación de los desplazamientos.

La forma usada aquí es la forma discreta de 3.47, suponiendo una aproximación de los desplazamientos y funciones de prueba con un espacio dimensional finito de funciones en la forma de combinación lineal

$$\begin{aligned} u_i(x_1, x_2, x_3) &= u_i^j \Phi^j(x_1, x_2, x_3) \\ v_i(x_1, x_2, x_3) &= v_i^j \Phi^j(x_1, x_2, x_3) \end{aligned} \quad (3.48)$$

Donde u_i^j y v_i^j son los coeficientes de las funciones Φ_j . Sustituyendo las ecuaciones 3.48 en 3.47 se puede mostrar que la solución al problema es equivalente a resolver

$$M\ddot{u} + Ku = F \quad (3.49)$$

Donde M es la masa y K es la matriz de rigidez.

4.- Metodología.

4.1.- Introducción.

En este capítulo se describe, el pre-procesamiento de datos de aceleración y velocidad, las complicaciones al momento de realizar la corrección de la línea base y el uso de filtros de polarización para mejorar la calidad de los registros y hacer el picado automático de la onda P. Además, se explica el esquema de inversión de mínimos cuadrados para la función de fuente; se hace una validación con un modelo de una capa sobre un semi-espacio como preámbulo al caso 3D. A partir de la función de fuente que se obtiene como resultado de la inversión, se hace el análisis en frecuencia para obtener la frecuencia de esquina.

4.2.- Pre-Procesamiento de datos.

Para este estudio se cuenta con una base de 80 sismos de magnitud $M_w > 5.5$ ocurridos a lo largo de la trinchera mexicana entre los años de 1972 al 2012, con sus respectivas fechas, epicentros, profundidad, magnitud, mecanismo focal y el momento sísmico; los tres últimos parámetros se obtuvieron del catálogo de Harvard Global Centroid Moment Tensor (ver Anexos, tabla 10).

Los datos obtenidos de la Red Acelerográfica del Instituto de Ingeniería de la UNAM son registros de aceleración en formato ASA. Algunos registros de aceleración del Servicio Sismológico Nacional (SSN) se obtuvieron de la Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes. La información de todos los datos utilizados se muestran en la tabla 1 en el anexos 1.

A los registros de aceleración tanto del SSN como del IINGEN se aplicó la corrección de la respuesta instrumental, se les aplicó una integral numérica para obtener velocidad y se corrigió la línea base de los registros de velocidad utilizando el método de Wang *et al.* (2011).

Desafortunadamente muchos registros tanto antiguos como actuales presentan niveles de ruido alto que no permiten corregir adecuadamente los registros de velocidad. En lugar de descartarlos, se buscó una forma de poder rescatar la mayor cantidad de registros, ya que si se descartan, solo quedarían alrededor de 10 sismos (Figura 4.1).

En la figura 4.1 se puede apreciar que el registro de aceleración es bueno y no parece tener perturbación alguna antes del movimiento fuerte y sin embargo, el registro de velocidad, obtenido de integrar el registro de aceleración, se ve muy distorsionado.

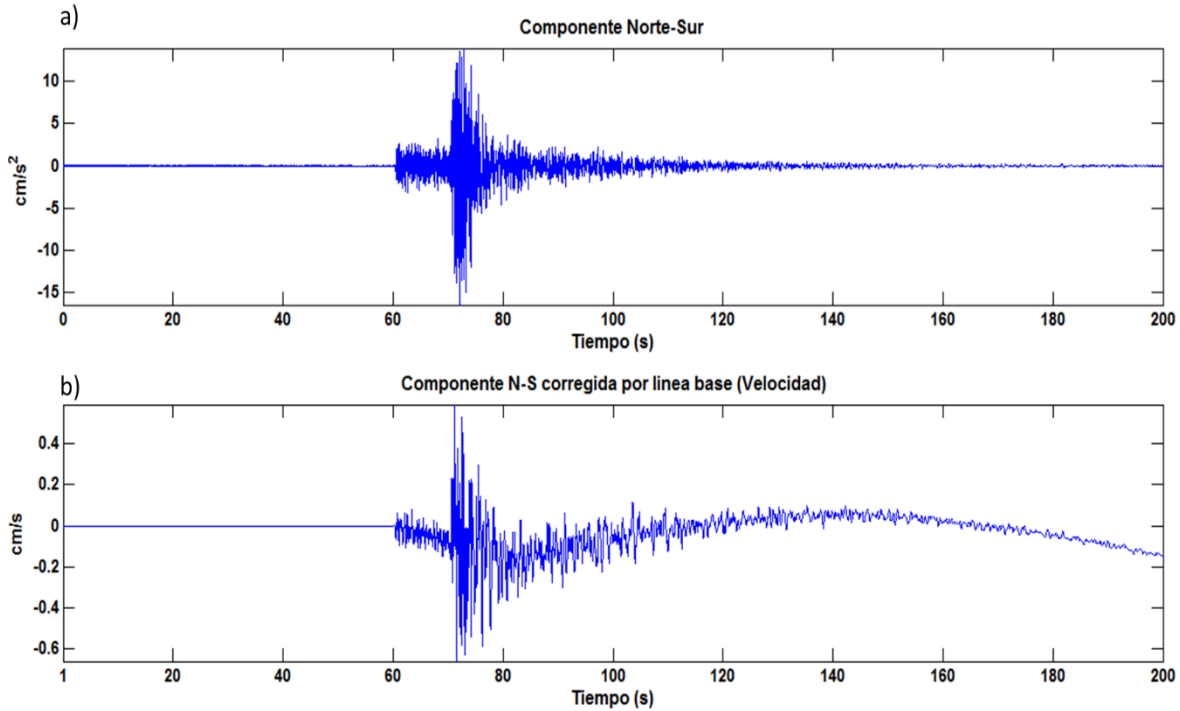


Figura 4. 1.- Corrección de la línea base implementada para un registro de aceleración de la componente vertical del sismo del 16 de Junio de 2013 en la estación de Huamuxtitlan, Guerrero (HMTT). La gráfica superior (a) es la traza de aceleración y la gráfica inferior (b) el registro de velocidad corregido por línea base muy distorsionado.

Los factores que provocan desajustes en las señales de velocidad y de desplazamiento mediante integración del registro de aceleración pueden ser los siguientes: uno de ellos puede ser a errores numéricos en el procedimiento de integración, histéresis mecánica, sensibilidad de ejes cruzados (cross-axis sensitivity) o movimientos rotacionales no resueltos, siendo este último el más relevante, además del ruido antropogénico y ambiental. (Melgar *et al.*, 2013).

A pesar de que hay registros en los que la corrección de la línea base es adecuada, sucede en muy pocos como se muestra en la figura 4.2. Como se mencionó anteriormente, se pensó en eliminar la mayoría de los registros que tuvieran un registro de velocidad muy distorsionado. Para evitar descartar más registros, se recurrió a un pre-procesamiento adicional de los datos antes de hacer la corrección por la línea base. Se utilizaron los algoritmos de picado de onda P y S propuestos por Ross y Ben-Zion (2014). Su trabajo consiste en la implementación de un algoritmo que se basa en el análisis de la polarización para el picado de la onda P y S para facilitar su separación dentro de los registros. Además, esta implementación permitió automatizar el picado de onda P para la corrección de la línea base.

El análisis se hace con una matriz de covarianzas. La covarianza es el grado de linealidad entre dos variables y en una matriz, los elementos de la diagonal principal son las varianzas de las variables y los elementos fuera de la diagonal principal contienen las covarianzas entre todos los pares posibles de variables.

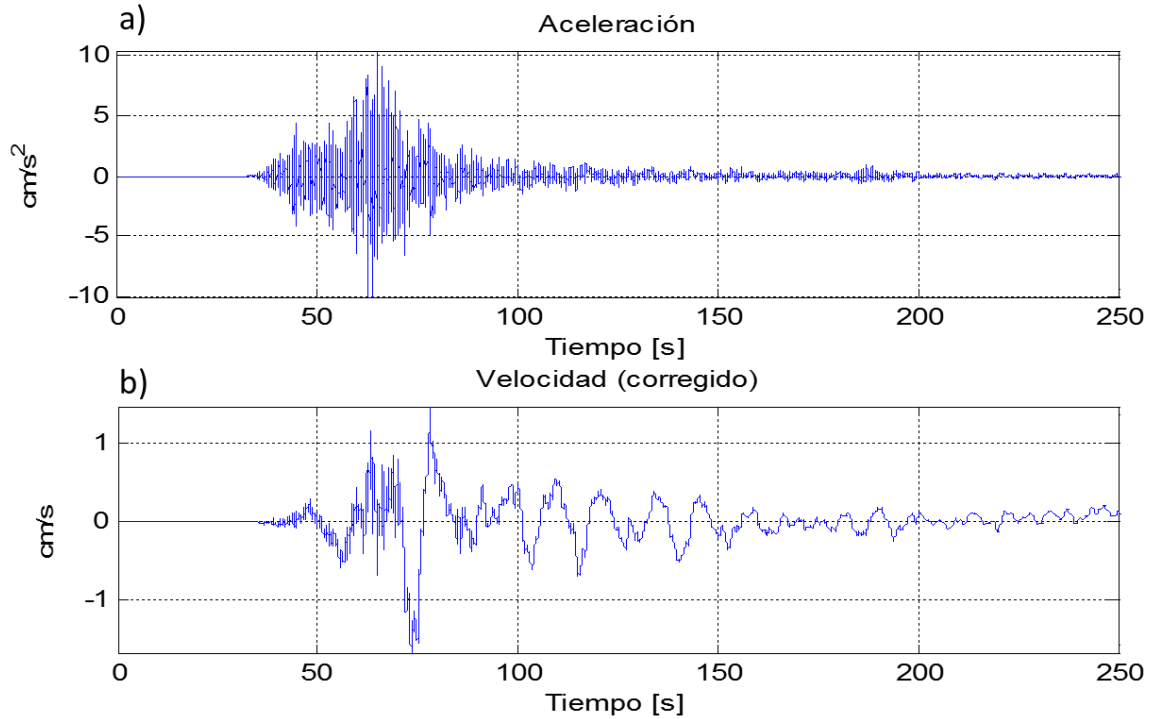


Figura 4. 2.- Corrección de la línea base para un registro de aceleración de la componente vertical del sismo del 20 de marzo de 2012 en la estación ACP2, en Acapulco, Guerrero. La gráfica superior (a) es la traza de aceleración. La gráfica inferior (b) el registro de velocidad corregido por línea base.

Para separar las fases correspondientes a las ondas P y S, se calcula la matriz de covarianzas de los registros para una ventana móvil de 3 segundos. Posteriormente se calculan los valores y vectores característicos de la matriz de covarianzas que pueden utilizarse para calcular algunos aspectos del movimiento de la partícula. Una de ellas es la rectilinealidad

$$r = 1 - \left(\frac{\lambda_2 + \lambda_3}{2\lambda_1} \right) \quad (4.1)$$

El rango de r en la ecuación 4.1 es de $[0,1]$. Para las ondas de cuerpo, r debe ser aproximadamente igual a 1. El ángulo de incidencia vertical aparente, φ , es

$$\cos(\varphi) = |u_{11}| \quad (4.2)$$

Para terremotos locales, $\cos(\varphi)$ debe ser casi cero para las ondas P y cercano a cero para el caso de las ondas S. A partir de las ecuaciones 4.1 y 4.2, se construyen los filtros de polarización que a continuación se muestran

$$p = r \cos(\varphi) \quad (4.3)$$

$$s = r[1 - \cos(\varphi)] \quad (4.4)$$

Estos filtros se usan para modular los datos de las tres componentes únicamente multiplicando cada filtro por la componente correspondiente. Normalmente el valor de p se usa para modular la componente vertical y s se usa para modular las componentes

horizontales. Las señales obtenidas se conocen como trazas polarizadas debido a que eliminan energía que presenta una polarización en particular.

Con las trazas polarizadas se retoma la metodología de Wang *et al.* (2011) para realizar la corrección de la línea base la cual consiste básicamente en lo siguiente: en el registro de desplazamiento, el cual se obtiene de integrar dos veces el registro de aceleración, se busca el último cruce de la señal con cero. La parte de la señal después del último cruce, se debe ajustar a una función escalón utilizando polinomios de segundo o tercer orden; se selecciona la traza que mejor se ajuste a la función escalón.

Una vez realizada la corrección la línea base, se procede a implementar el esquema de inversión. Se presenta el esquema matemático para la inversión de la función de fuente. Posteriormente, se hace una validación con un modelo unidimensional para finalmente usar datos sintéticos en un modelo 3D.

4.3- Inversión de la función de fuente.

Una vez expuesto el pre-procesamiento de los registros de aceleración y de velocidad, se muestra a continuación el esquema matemático para la inversión de la función de fuente mediante mínimos cuadrados. Como se mencionó en el capítulo 2, la función de la fuente no se puede obtener de manera directa con los datos observados, por lo que la opción más viable es hacer inversión imponiendo una función de fuente traslapando figuras geométricas con módulo variable en un intervalo de tiempo. Las dos formas más comunes para discretizar la función de fuente son mediante una serie de rectángulos o triángulos, como se muestra en la figura 4.3.

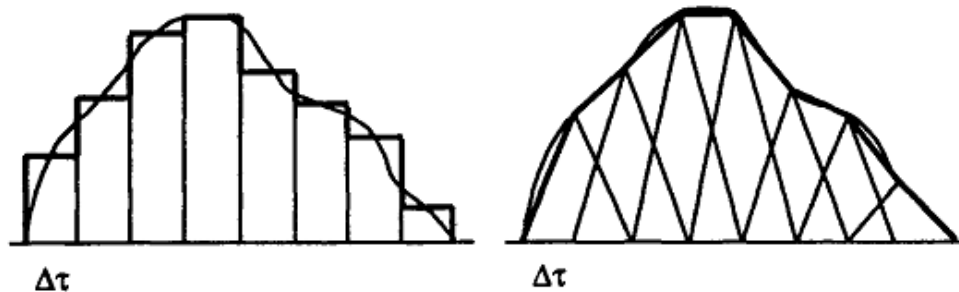


Figura 4. 3.- Alternativas para discretizar la función de fuente, Δt es el intervalo de tiempo (Tomado de Lay y Wallace, 1995).

En este trabajo se utilizó función triangular como base para construir el *slip-rate* debido a que los triángulos tienen mejor representación, en términos de interpolación, de una hipotética función de fuente. A partir del *slip-rate* base, el triángulo, se va a formular una función "sintética" para hacer la inversión con la función de fuente, la cual se puede imaginar como una sucesión de triángulos sobrepuestos y desfasados un determinado periodo Δt , y cada triángulo modulado por un cierto valor dado por el valor absoluto del momento sísmico. Partiendo de esto, la inversión del *slip-rate* consiste en minimizar una función objetivo, en donde se denomina a V^* al dato observado y V el sismograma sintético o bien, la respuesta con base en el *slip-rate* discretizado con triángulos, que se define de esta manera

$$V_{is,ic} = \sum_{k=1}^{Nw} \dot{M}_0^k * \theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(k-1) \right] \quad (4.5)$$

- Nw es el número de triángulos o ventanas
- \dot{M}_0^k son las variaciones en la tasa de momento sísmico. La incógnita.
- θ la respuesta a cada uno de los triángulos
- is el número de estaciones
- ic el número de canales en cada estación
- t el tiempo
- Tr el periodo de discretización.

Se muestra un ejemplo en la figura 4.4, la función está normalizada.

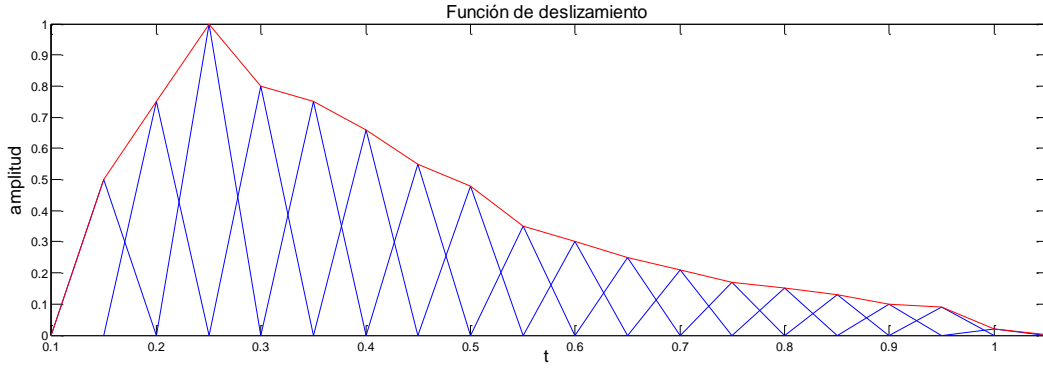


Figura 4. 4.- Ejemplo de una función de fuente discretizada.

Entonces, se define la función a minimizar para la inversión utilizando la norma L2

$$f = \sum_{is=1}^{Nest} \sum_{ic=1}^{Nc} \int (V_{is,ic}^* - V_{is,ic})^2 dt + \gamma \int_0^{\infty} \left(\frac{\partial \dot{M}_0^k}{\partial t} \right)^2 dt \quad (4.6)$$

$Nest$ y Nc es el número de estaciones y número de canales en total para cada suma, respectivamente. El segundo miembro de la ecuación 4.6 se conoce como regularizador de Tikhonov, el cual hace que al momento de hacer la derivada, la función de fuente no tenga cambios bruscos, es decir, suaviza la función. Al sustituir la ecuación 4.5 en 4.6 se tiene

$$f = \sum_{is}^{Nest} \sum_{ic}^{Nc} \int \left(V_{is,ic}^* - \sum_{k=1}^{Nw} \dot{M}_0^k * \theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(k-1) \right] \right)^2 dt + \gamma \int_0^{\infty} \left(\frac{\partial \dot{M}_0^k}{\partial t} \right)^2 dt \quad (4.7)$$

Si se hace la diferencia del dato observado con el dato sintético en el primer miembro de la ecuación 4.7, y éste se aproxima a cero, se obtienen los valores \dot{M}_0^k que definen la función de fuente, es decir, el resultado de la inversión. Para obtener el valor mínimo de la resta, se hace la derivada respecto a \dot{M}_0^k y se iguala a cero, es decir

$$\frac{\partial f}{\partial \dot{M}_0^\lambda} = 0 \quad (4.8)$$

Donde λ representa el número de ecuaciones de nuestro sistema para cada valor de \dot{M}_0^λ , $\lambda=1,2,3\dots Nw$. Primero se obtiene la derivada de la expresión 4.7 la cual queda como sigue

$$\begin{aligned} \frac{\partial f}{\partial \dot{M}_0^\lambda} = & \sum_{is=1}^{Nest} \sum_{ic=1}^{Nc} 2 \int \left(V_{is,ic}^* - \sum_{k=1}^{Nw} \dot{M}_0^k * \theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(k-1) \right] \right) \left(-\theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(\lambda-1) \right] \right) dt \\ & + \gamma \int_0^\infty \frac{\partial}{\partial \dot{M}_0^\lambda} \left(\frac{\partial}{\partial t} \sum_{k=1}^{Nw} \dot{M}_0^k \phi^k(t) \right)^2 dt \end{aligned} \quad (4.9)$$

Reescribiendo la ecuación 4.9 se tiene

$$\begin{aligned} \frac{\partial f}{\partial \dot{M}_0^\lambda} = & \sum_{is=1}^{Nest} \sum_{ic=1}^{Nc} 2 \int \left(V_{is,ic}^* - \sum_{k=1}^{Nw} \dot{M}_0^k * \theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(k-1) \right] \right) \left(-\theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(\lambda-1) \right] \right) dt \\ & + \gamma \int_0^\infty 2 \left[\frac{\partial}{\partial t} \sum_{k=1}^{Nw} \dot{M}_0^k \phi^k(t) \right] \frac{\partial}{\partial t} \phi^\lambda(t) dt \end{aligned} \quad (4.10)$$

A continuación, se muestra el desarrollo por separado de la expresión que involucra al regularizador para poder visualizar la importancia de este parámetro. Se define entonces la función $\phi^k(t)$ como el triángulo que se utiliza para discretizar la función de fuente, pero para construir esta función, se empieza definiendo la función

$$H_0(t - t_0) = \begin{cases} 0, & x < t_0 \\ 1/2, & x = t_0 \\ 1, & x \geq t_0 \end{cases} \quad (4.11)$$

Empleando 4.11, la función caja se puede definir de la siguiente manera

$$B_0(t, t_0, t_f) = H_0(t - t_0) - H_0(t - t_f) \quad (4.12)$$

Será útil más adelante conocer la derivada de la ecuación 4.12, de la cual se obtiene dos deltas de Dirac

$$\frac{dB_0(t, t_0, t_f)}{dt} = \delta(t - t_0) - \delta(t - t_f) \quad (4.13)$$

Por lo tanto, el triángulo queda definido de la siguiente forma

$$\phi^k(t) = \frac{2}{Tr} [(t - t_{k-1})B_0(t, t_{k-1}, t_k) - (t - t_{k+1})B_0(t, t_k, t_{k+1})] \quad (4.14)$$

Las rectas $(t - t_{k\pm 1})$ en 4.14 dan las pendientes de los lados del triángulo. Haciendo las operaciones, se obtiene el triángulo, la función $\phi^k(t)$. Ahora, para continuar con el desarrollo de la función objetivo para la inversión, hace falta conocer la derivada de la

ecuación 4.14 que se necesita continuar el desarrollo de la ecuación 4.10. Entonces, la derivada de la función $\phi^k(t)$ respecto al tiempo y usando la ecuación 4.13 se tiene

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \phi^k(t) = \frac{2}{Tr} \{ & B(t, t_{k-1}, t_k) + (t - t_{k-1})[\delta(t - t_{k-1}) - \delta(t - t_k)] - \\ & B(t, t_k, t_{k+1}) - (t - t_{k+1})[\delta(t - t_k) - \delta(t - t_{k+1})] \} \end{aligned} \quad (4.15)$$

Al reacomodar los términos de la ecuación 4.15, se obtiene

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \phi^k(t) = \frac{2}{Tr} \{ & B(t, t_{k-1}, t_k) - B(t, t_k, t_{k+1}) - 2\delta(t - t_k)(t - t_k) + \delta \\ & (t - t_{k-1})(t - t_{k-1}) + \delta(t - t_{k+1})(t - t_{k+1}) \} \end{aligned} \quad (4.17)$$

Si se revisa la ecuación 4.10, la derivada de ϕ es respecto a k y respecto a λ . Ésto implica que se debe hacer una multiplicación de la ecuación 4.15 consigo misma, pero una en términos de k y la otra en términos de λ . Se muestra a continuación el resultado de la multiplicación

$$\begin{aligned} 2 \sum_{k=1}^{Nw} \dot{M}_0^k \int_0^\infty \frac{\partial}{\partial t} \phi^k(t) \frac{\partial}{\partial t} \phi^\lambda(t) dt = \\ \frac{4}{Tr^2} \{ & B(t, t_{k-1}, t_k) - B(t, t_k, t_{k+1}) - 2\delta(t - t_k)(t - t_k) + \delta(t - t_{k-1})(t - t_{k-1}) \\ & + \delta(t - t_{k+1})(t - t_{k+1}) \} * \{ & B(t, t_{\lambda-1}, t_\lambda) - B(t, t_\lambda, t_{\lambda+1}) - 2\delta(t - t_\lambda)(t - t_\lambda) \\ & + \delta(t - t_{\lambda-1})(t - t_{\lambda-1}) + \delta(t - t_{\lambda+1})(t - t_{\lambda+1}) \} \end{aligned} \quad (4.18)$$

Se asigna a la función del lado izquierdo como la función del regularizador T . Al realizar la multiplicación de la ecuación 4.18, se debe tener en cuenta lo siguiente: todos los términos tendrán una integral, y en primer lugar se debe observar que al realizar las operaciones, la función delta de Dirac quedara multiplicada por las funciones caja tanto en términos de k como en términos de λ ; en la expresión también quedan multiplicaciones entre deltas de Dirac.

Por propiedades de la integral de una función delta de Dirac multiplicada por una función el valor será el de la función evaluada en un punto, que en este caso, al multiplicar por las cajas y las demás deltas, estas se hacen cero. Los únicos términos que quedan son multiplicaciones entre cajas, dos en fase y dos desfasadas, dos cuando $k=\lambda$, una cuando $k=\lambda+1$, y otra cuando $k=\lambda-1$. Al hacer la integral de estas expresiones, se obtiene $Tr/2$ multiplicado por el valor del momento sísmico \dot{M}_0 como se muestra en la siguiente ecuación

$$T(\lambda) = \frac{4}{Tr^2} \left[\dot{M}_0^\lambda \left(\frac{Tr}{2} \right) - \dot{M}_0^{\lambda+1} \left(\frac{Tr}{2} \right) - \dot{M}_0^{\lambda-1} \left(\frac{Tr}{2} \right) + \dot{M}_0^\lambda \left(\frac{Tr}{2} \right) \right] \quad (4.19)$$

Simplificando la ecuación 4.19, se obtiene la expresión final que corresponde al regularizador y que se muestra a continuación

$$2 \sum_{k=1}^{Nw} \dot{M}_0^k \int_0^\infty \frac{\partial}{\partial t} \phi^k(t) \frac{\partial}{\partial t} \phi^\lambda(t) dt = \left(\frac{2}{Tr}\right) [-\dot{M}_0^{\lambda-1} + 2\dot{M}_0^\lambda - \dot{M}_0^{\lambda+1}] \quad (4.20)$$

Ahora se puede seguir con el desarrollo de la expresión para la inversión de la fuente. Sustituyendo la última ecuación en la ecuación 4.10, se tiene

$$\begin{aligned} \frac{\partial f}{\partial \dot{M}_0^\lambda} = & -2 \sum_{is=1}^{Nest} \sum_{ic=1}^{Nc} \int \left(V_{is,ic}^* - \sum_{k=1}^{Nw} \dot{M}_0^k * \theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(k-1) \right] \right) \left(\theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(\lambda-1) \right] \right) dt \\ & + \gamma \left(\frac{2}{Tr} \right) [-\dot{M}_0^{\lambda-1} + 2\dot{M}_0^\lambda - \dot{M}_0^{\lambda+1}] \quad (4.21) \end{aligned}$$

Se iguala a cero la ecuación anterior, para que obtener el valor mínimo de la función y así se tiene

$$\begin{aligned} 0 = & -2 \sum_{is=1}^{Nest} \sum_{ic=1}^{Nc} \left\{ \int \left(V_{is,ic}^* - \sum_{k=1}^{Nw} \dot{M}_0^k * \theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(k-1) \right] \right) \left(\theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(\lambda-1) \right] \right) dt \right. \\ & \left. - \gamma \left(\frac{2}{Tr} \right) [-\dot{M}_0^{\lambda-1} + 2\dot{M}_0^\lambda - \dot{M}_0^{\lambda+1}] \right\} \quad (4.22) \end{aligned}$$

Reacomodando términos y simplificando

$$\begin{aligned} \sum_{is=1}^{Nest} \sum_{ic=1}^{Nc} \left\{ \int (V_{is,ic}^* \theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(\lambda-1) \right] - \sum_{k=1}^{Nw} \dot{M}_0^k \int \theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(k-1) \right] * \theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(\lambda-1) \right] dt) \right. \\ \left. - \left(\frac{\gamma}{Tr} \right) [-\dot{M}_0^{\lambda-1} + 2\dot{M}_0^\lambda - \dot{M}_0^{\lambda+1}] \right\} = 0 \quad (4.23) \end{aligned}$$

Agrupando términos de la ecuación 4.23

$$\begin{aligned} \sum_{k=1}^{Nw} \dot{M}_0^k \sum_{is=1}^{Nest} \sum_{ic=1}^{Nc} \int_0^T \theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(k-1) \right] * \theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(\lambda-1) \right] + \left(\frac{\gamma}{Tr} \right) [-\dot{M}_0^{\lambda-1} + 2\dot{M}_0^\lambda - \dot{M}_0^{\lambda+1}] \\ = \sum_{is=1}^{Nest} \sum_{ic=1}^{Nc} (V_{is,ic}^* \theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(\lambda-1) \right]) \quad (4.24) \end{aligned}$$

La ecuación 4.24 se puede expresar de otra forma más sencilla, en una ecuación matricial, la cual quedará de la siguiente manera.

$$M(k, \lambda) = \int \theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(k-1) \right] \theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(\lambda-1) \right] dt \quad (4.25)$$

$$R(\lambda) = \int V_{is,ic}^* \theta_{is,ic} \left[t - \frac{Tr}{2}(\lambda-1) \right] dt \quad (4.26)$$

$$T(\lambda) = \left(\frac{\gamma}{Tr}\right) \left[-\dot{M}_0^{\lambda-1} + 2\dot{M}_0^{\lambda} - \dot{M}_0^{\lambda+1}\right] \quad (4.27)$$

O bien

$$\sum_{k=1}^{Nw} (\dot{M}_0^k) \sum_{is=1}^{Nest} \sum_{ic=1}^{Nc} \{M(k, \lambda)\} + T(\lambda) = \sum_{is=1}^{Nest} \sum_{ic=1}^{Nc} R(\lambda) \quad (4.28)$$

En la expresión anterior se muestra la matriz cuadrada M de $k \times \lambda$ (filas x columnas) para los sismogramas sintéticos, un vector de incógnitas \dot{M}_0^k de orden $k \times 1$, cuyos elementos son las amplitudes del momento para cada ventana, del lado derecho de la ecuación se tienen la matriz R con las integrales de los datos observados por la respuesta debida a un triángulo y T(λ) es la matriz del regularizador que queda definida de la siguiente manera

$$T(\lambda) = \left(\frac{\gamma}{Tr}\right) \begin{pmatrix} -2 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & \dots \\ -1 & -2 & 1 & 0 & 0 & 0 & \dots \\ 0 & -1 & -2 & 1 & 0 & 0 & \dots \\ 0 & 0 & -1 & -2 & 1 & 0 & \dots \\ 0 & 0 & 0 & -1 & -2 & 1 & \dots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots \end{pmatrix} \quad (4.29)$$

Sin embargo, el valor de γ es el que va a dominar en esta expresión. A dicha variable se le asignan valores aleatorios de tal forma que reduzca cambios abruptos en la función de fuente en caso de tenerlos, pero tratando de no alterar la frecuencia de esquina, pues la ecuación 4.29 se puede considerar como un filtro pasa bajas.

4.4.- Validación del método de inversión.

Para probar que la inversión funciona, se validó el método usando un modelo de una capa sobre un semi-espacio (Figura 4.5), junto con los parámetros de velocidades de ondas P y S, densidad, espesor, Qp y Qs mostrados en la tabla 1 (Day *et al.*, 2001).

Vp (km/s)	Vs (km/s)	rho	Espesor (Km)	Qp	Qs
4.0	2.0	2.6	1	6000	5500
6.0	3.464	2.7	0	6000	5500

Tabla 1.-Datos del modelo de velocidades para una capa sobre un semiespacio usado para la validación (Day *et al.*, 2001).

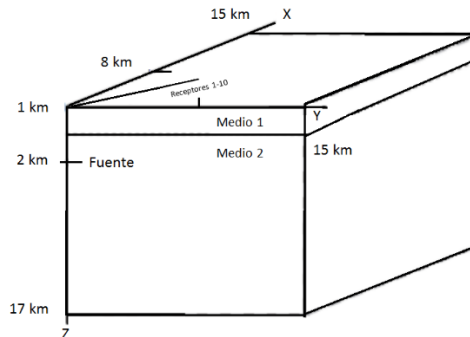


Figura 4. 5.- Modelo de una capa sobre un semiespacio (Modificada de Day *et al.*, 2001).

Los datos de entrada que se utilizaron para implementar la validación son los que se muestran en la tabla 1 (Petersson y Sjögren, 2011). Primero, las coordenadas del epicentro del sismo y su profundidad, que son $x=15000\text{m}$, $y=15000\text{m}$, $z=2000\text{m}$, el momento sísmico es $M_0=1e18\text{ N.m/s}$ y la función de fuente es una función gaussiana con esparcimiento de 0.06 (Figura 4.6). El tiempo de duración de la simulación es de 9 segundos con un tiempo inicial $t_0=0.36$ y la frecuencia máxima de resolución es $f=16.6667\text{ Hz}$ que corresponde al esparcimiento gaussiano definido anteriormente y el intervalo de muestreo para la historia de tiempo es de 0.1 segundos.

El mecanismo focal corresponde a una falla strike-slip, por lo que los parámetros son $\text{strike}=0$, $\text{dip}=90$ y $\text{rake}=0$. Los datos de las estaciones se muestran en la tabla 2. Las estaciones están a intervalos de 1000 metros a lo largo de una línea orientada a un ángulo de 53.13 grados ($\tan^{-1}(4/3)$) respecto al eje x (como en la figura 4.5).

	Lon (m)	Lat (m)
Estación 1	15600	15800
Estación 2	16200	16600
Estación 3	16800	17400
Estación 4	17400	18200
Estación 5	18000	19000
Estación 6	18600	19800
Estación 7	19200	20600
Estación 8	19800	21400
Estación 9	20400	22200
Estación 10	21000	23000

Tabla 2.- Coordenadas de las estaciones para la validación (Petersson y Sjögren, 2011).

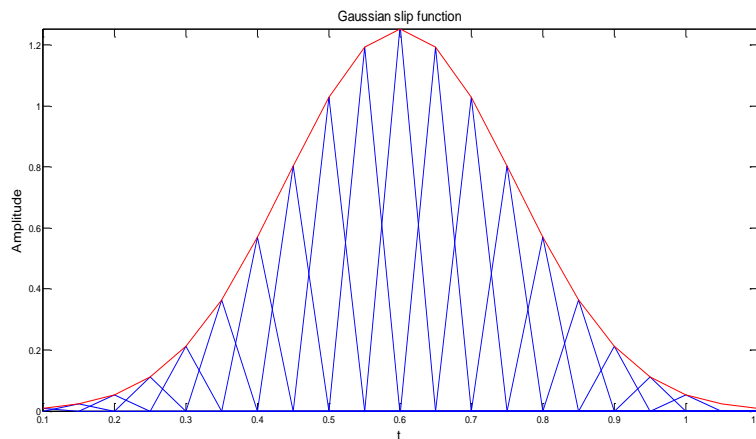


Figura 4. 6.-Función de tipo gaussiana empleada en la validación.

En la figura 4.6, la función está discretizada por triángulos. Este es el slip rate base que tiene una discretización de 0.1. Con los datos definidos anteriormente, se calcularon los sismogramas sintéticos con el método de frecuencia-número de onda discreto implementado por Zhu y Rivera (2000), y se obtienen los resultados que se muestran en la figura 4.7

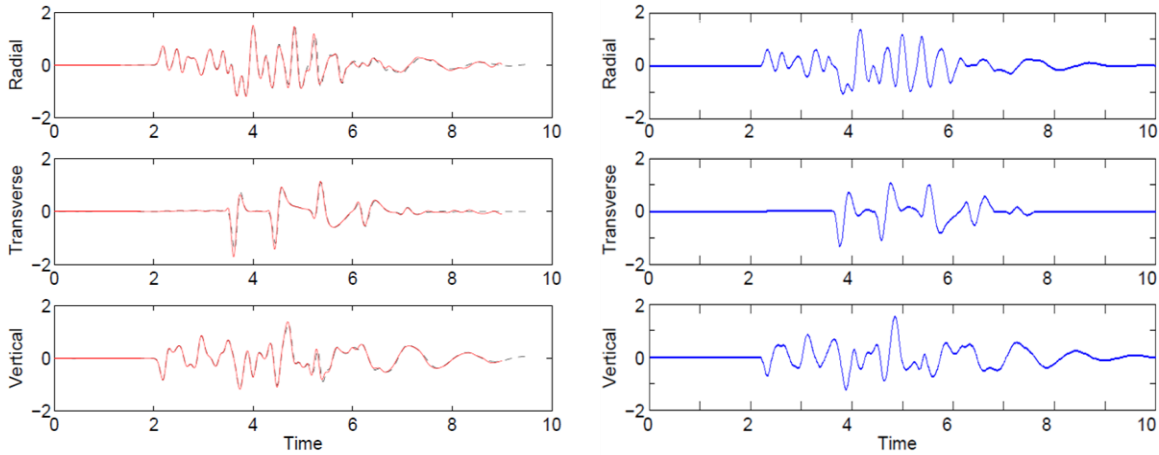


Figura 4. 7.- Sismogramas sintéticos obtenidos con la validación utilizando la estación 10 (derecha). Al comparar con los resultados teóricos obtenidos por Zhu y Rivera, 2002 (en rojo) el resultado es similar.

De la figura 4.7, se puede observar que el resultado de la validación es similar al obtenido por Zhu y Rivera (200). En la figura 4.8 se muestra los sismogramas sintéticos para las diez estaciones para la componente radial. Las señales de velocidad están normalizadas.

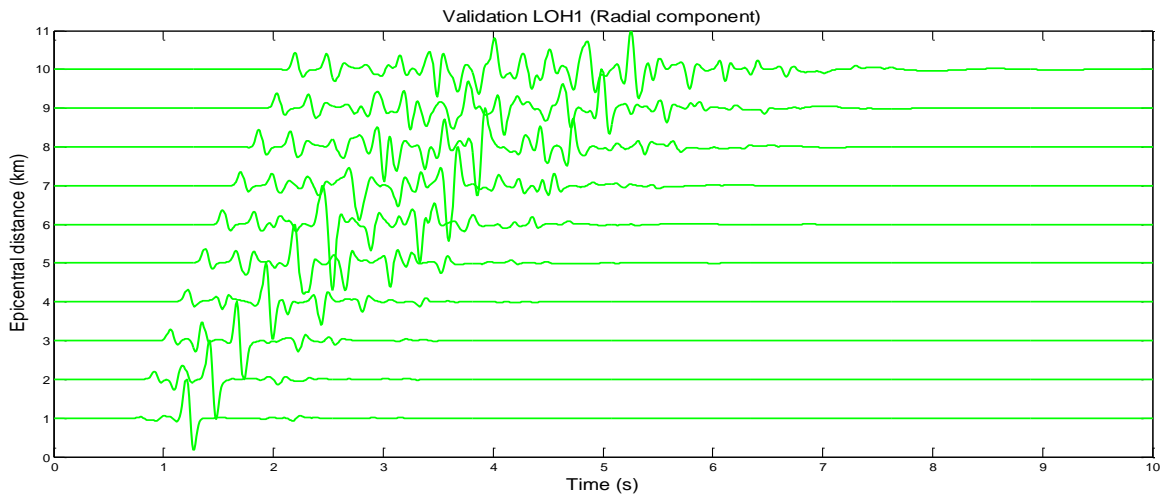


Figura 4. 8.- Sismogramas sintéticos para las diez estaciones (componente radial). Obsérvese la forma del primer arribo, similar a la función gaussiana.

Se implementó la inversión con las trazas generadas con el método de Zhu y Rivera (2002) de la siguiente manera: primero, se usaron como “datos” los sismogramas sintéticos generados con la función gaussiana, es decir, las series de tiempo de la figura 4.8; posteriormente, se generan nuevos sintéticos con una función triangular. Las trazas generadas por la función gaussiana (que funcionan como dato observado) y las trazas generadas por la función triangular (sintéticos), se utilizan para probar el esquema de inversión descrito en la sección 4.3 y se obtiene el resultado que se muestra en la figura 4.9.

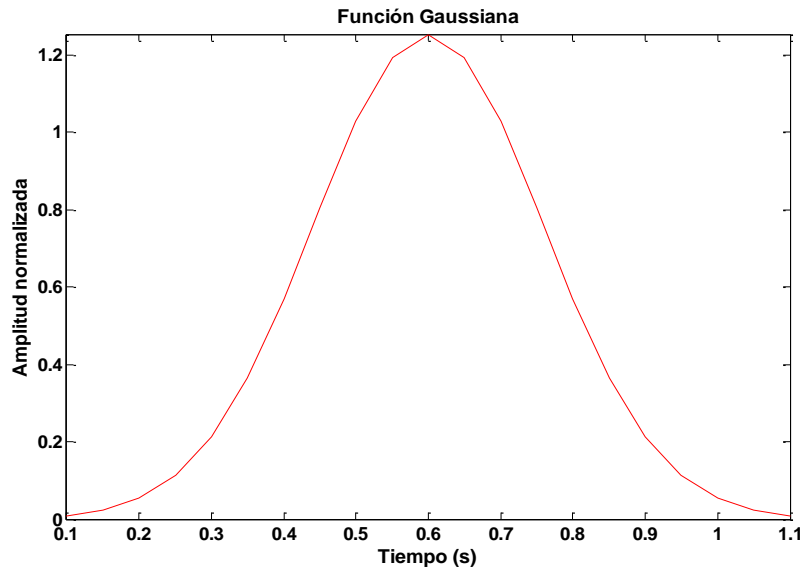


Figura 4. 9.- Resultado de la validación para la inversión usando mínimos cuadrados.

Se obtiene el mismo resultado, es decir, la función de fuente de entrada es la misma que la función de deslizamiento de salida, por lo que la implementación de la inversión es adecuada.

4.5- Modelo de capas 3D. Cálculo de sismogramas sintéticos.

Una vez realizado la validación con los sintéticos para la inversión de la función de fuente usando un modelo de una capa sobre un semi-espacio, ahora se calculan datos sintéticos usando el modelo en tres dimensiones del centro de México propuesto por Ramirez-Guzman, *et al.* (2016*, en preparación).

La propagación de las ondas elásticas se llevó a cabo con la herramienta Hércules (Tu *et al.*, 2006). La herramienta Hércules construye y particiona una malla basada en octaedros semiestructurados con resolución variable que depende de la velocidad local de las ondas S. Los elementos tienen la misma forma que los elementos de la matriz de rigidez, escaladas simplemente por el tamaño de los elementos y propiedades del material, por lo que no requiere almacenamiento de una matriz adicional. Lo anterior resulta en un decremento sustancial en la memoria requerida comparado con otros enfoques estructurados tradicionales como las diferencias finitas y mallas no estructuradas que se usan en implementaciones estándar de elementos finitos. Tu *et al.* (2006), usaron el método del elemento finito de Galerkin asumiendo una aproximación tri-lineal de los desplazamientos con las funciones de aproximación adecuadas. Los tensores de deformación se calcularon para las 51 estaciones dentro del rectángulo que se muestra en la figura 4.10. Las estaciones usadas en el modelo se muestran en la tabla 11 en el anexo 1.

Los tensores de deformación se calcularon en una malla a cada 20 kilómetros en dirección horizontal y cada 5 kilómetros en dirección vertical. Se usaron 14 niveles a profundidades de entre 5 y 70 kilómetros. La resolución de las simulaciones es de 0.75 Hz y de 5 puntos por longitud de onda. El número de puntos por longitud de ondas necesariamente inducirá dispersión alrededor de 0.75 Hz. Sin embargo se considera suficiente para determinar la frecuencia de esquina. El tiempo de la simulación es de 300 segundos, con una velocidad

mínima para la velocidad de ondas S de 1000 m/s y no se incluyen cuencas. La función de fuente usada para generar los sintéticos fue un triángulo de 1 segundo.

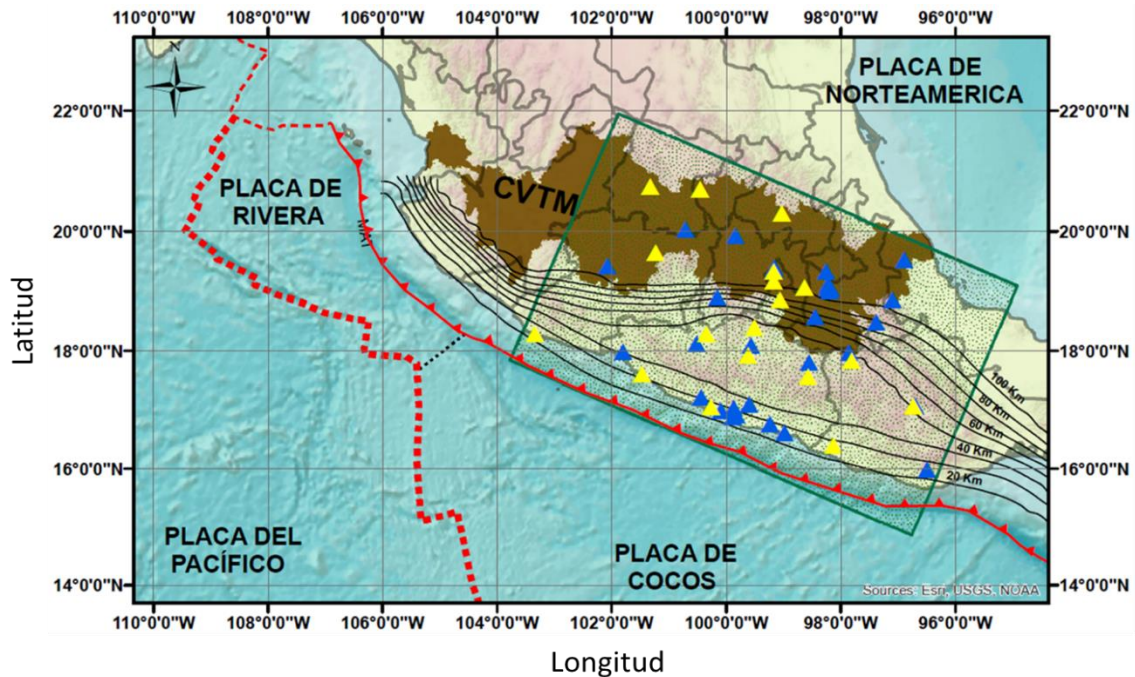


Figura 4. 10.- Modelo que abarca este estudio para el centro de México en el cuadro azul. Los triángulos representan estaciones de la red sísmica mexicana. Los triángulos azules son estaciones del Instituto de Ingeniería y triángulos amarillos del Instituto de Geofísica.

Los triángulos azules y amarillos de la figura 4.11 son estaciones de aceleración y de velocidad de la Red Sísmica Mexicana. Para estas estaciones se calculó el sintético para un sismo ya definido en las listas, con su respectivo mecanismo focal y momento sísmico, respectivamente. La Red Sísmica Mexicana tiene más de 150 estaciones de aceleración y de velocidad en todo el territorio nacional. 70 estaciones transmiten datos en tiempo real. Para este trabajo se toma ventaja de la gran cobertura de la red, con la finalidad de obtener mejores estimaciones de los tensores de deformación, inversión de la fuente y frecuencia de esquina.

En total, los datos de aceleración que se usaron en la inversión son: 2 sismos en el estado de Jalisco, 10 en Michoacán, en Guerrero 7 y en Oaxaca 7. Por último, se ubicaron cada uno de los sismos representativos de la región correspondiente, es decir, los que ocurrieron en la zona de Jalisco, Michoacán, Guerrero y Oaxaca. Se muestran los datos en la tabla 10 en el anexo 1.

5.- Aplicación de la metodología y análisis de resultados.

5.1.- Funciones de fuente obtenidas, comparación de los espectros obtenidos con el modelo de Brune (1970) y cálculo de la frecuencia de esquina.

Con los datos de velocidad reales y los sismogramas sintéticos obtenidos del modelo tridimensional, se obtuvieron funciones de fuente; se analizaron en el dominio de la frecuencia para obtener el espectro de fuente; a partir del espectro se ubicó el valor más cercano a la frecuencia de esquina, el cual se obtuvo haciendo un ajuste al modelo propuesto por Brune (1970), definido como

$$A(f) = \frac{\Omega_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (5.1)$$

Donde f_c es la frecuencia de esquina y Ω_0 es el momento sísmico. Para cada valor del regularizador de Thikonov se obtuvo la función de fuente resultado de la inversión, se aplicó la transformada de Fourier y se mostró el espectro de desplazamiento en escala logarítmica. Por último, estos espectros se compararon con una familia de curvas de la ecuación 5.1 y se obtuvo el espectro que mejor ajusta al espectro teórico de Brune (1970) y se localizó la frecuencia de esquina en el eje de las frecuencias.

La implementación del esquema de inversión requiere como datos de entrada las coordenadas de las estaciones del Instituto de Ingeniería y de Geofísica, las coordenadas de los epicentros de cada sismo, su mecanismo focal (es decir, strike, dip, rake), profundidad y el tiempo de origen. Los mecanismos focales se obtuvieron del catálogo Global Centroid Moment Tensor de Harvard.

Los sismogramas sintéticos, al igual que los datos, se filtraron de acuerdo a la magnitud de los sismos y que en general será un filtro pasa bandas que para los sismos menores a 6 será en un rango entre $f_0=0.1$ Hz y $f_1=1$ Hz; para sismos entre magnitud 6 y 7 el rango del filtro será de $f_0=0.05$ Hz y $f_1=0.5$ Hz y para sismos mayores a 7, el rango será entre $f_0=0.01$ Hz y $f_1=0.25$ Hz. Los filtros se fueron ajustando dentro de estos rangos de manera que no afecten la frecuencia de esquina. También los rangos son variables y se van modificando conforme se va mostrando los resultados de la inversión.

El criterio que se siguió para los rangos mostrados de los filtros se basó en estimaciones previas que se han realizado con modelos teóricos para obtener la frecuencia de esquina en términos del momento sísmico, la caída de esfuerzos y la energía emitida (e.g. Boore, 1983). Para el número de ventanas (o triángulos) utilizados para definir las funciones de fuente, se tomó como referencia los trabajos que se mencionan a continuación.

Por último, se hace la convolución de los datos sintéticos debido a una función triangular con la finalidad de comparar con los datos reales de velocidad.

5.2.- Espectros de fuente para cada región.

5.2.1.- Jalisco.

En la Figura 5.1 se muestra los límites geográficos y tectónicos del bloque Jalisco junto con los mecanismos focales para los sismos utilizados en esta región. En la tabla 3 se muestra la lista de sismos usados para la región de Jalisco y el valor de la frecuencia de esquina. En la figura 5.2 y 5.3 se muestran las funciones de fuente obtenidas de la inversión y su respectivo espectro de Fourier. Por último, se muestran los ajustes de los datos sintéticos con los datos reales en el anexo 2, junto con un mapa que muestra la distribución de las estaciones usadas para la inversión.

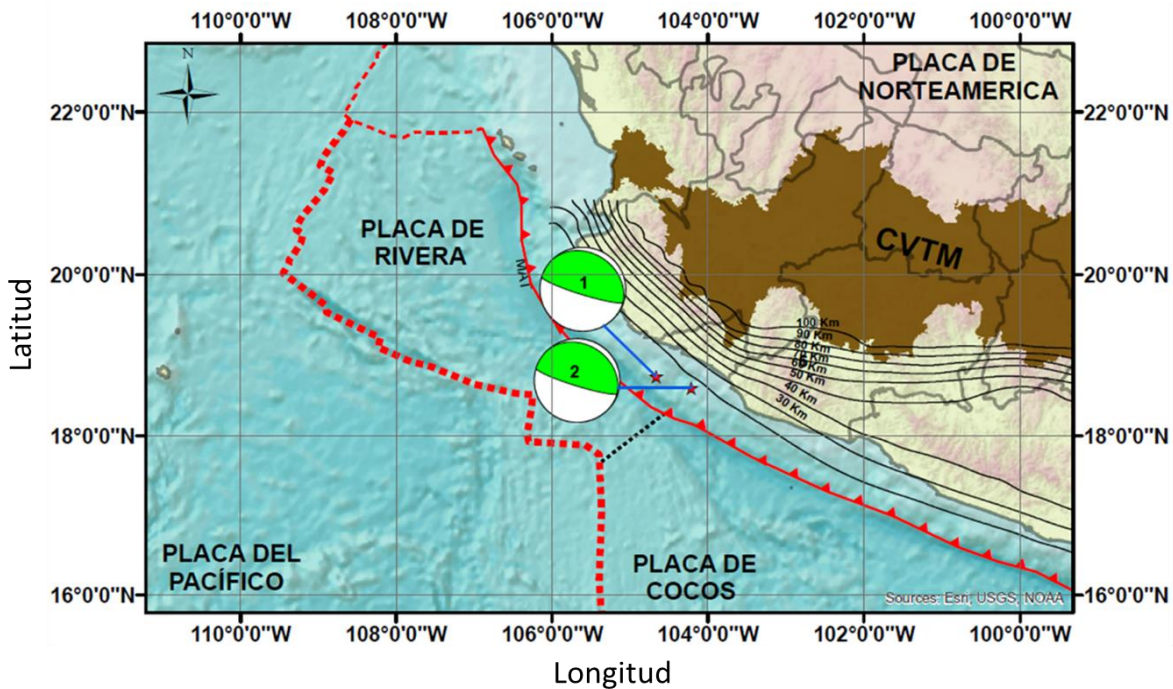


Figura 5.1.- Sismos utilizados en este trabajo para la región de Jalisco con su respectivo mecanismo focal.

El formato de las tablas 3 a 9 es el siguiente: la columna a la izquierda indica el sismo mostrado en el mapa con su mecanismo focal para cada zona; el tamaño de los mecanismos focales aumentan de acuerdo a la magnitud. La fecha del sismo está en formato día, mes y año, se muestra la latitud y longitud, profundidad, magnitud de momento M_w y mecanismo focal (S: strike, D: dip y R: rake); se añade una columna para el valor de la frecuencia de esquina obtenido de otros estudios con su respectiva referencia y una columna más para el valor de la frecuencia de esquina obtenido en este trabajo.

No. Sismo	Fecha del Sismo	Lat(°)	Lon(°)	Depth (km)	M_w	(S°,D°,R°)	Fc (Hz)
1	09-10-1995	18.74	-104.67	15	8	(302,9,92)	0.025
2	22-01-2003	18.6	-104.22	26	7.5	(308,12,110)	0.0481

Tabla 3.- Sismos de la región de Jalisco usados en este estudio con su respectivo valor obtenido de la frecuencia de esquina (S: strike, D: Dip, R: Rake).

Para estos sismos, no se encontraron estimaciones de la frecuencia de esquina para poder compararla con el valor estimado en este estudio. Sin embargo, Singh *et al.* (2008) hacen una estimación rápida de los parámetros de fuente del sismo de Colima en 1995 y calculan el espectro de fuente correspondiente, pero no reportan el valor de la frecuencia de esquina. Al apreciar el espectro que obtuvieron (Singh *et al.*, 2008, figura 5) se puede intersectar dos rectas, una paralela a la parte plana y otra a la parte que decae al inverso de la frecuencia al cuadrado. De manera visual, se puede tener una idea del valor aproximado de la frecuencia de esquina, que se encuentra en un rango entre $0.02 < f_c < 0.03$ Hz, lo cual concuerda con el valor obtenido en este trabajo para el sismo de 1995, que es de 0.025 Hz.

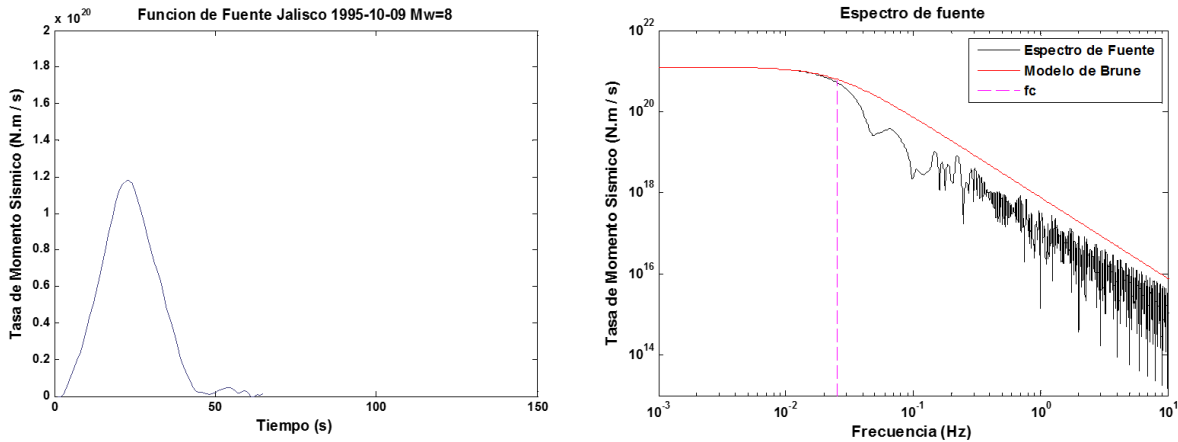


Figura 5. 2.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 9 de octubre de 1995.

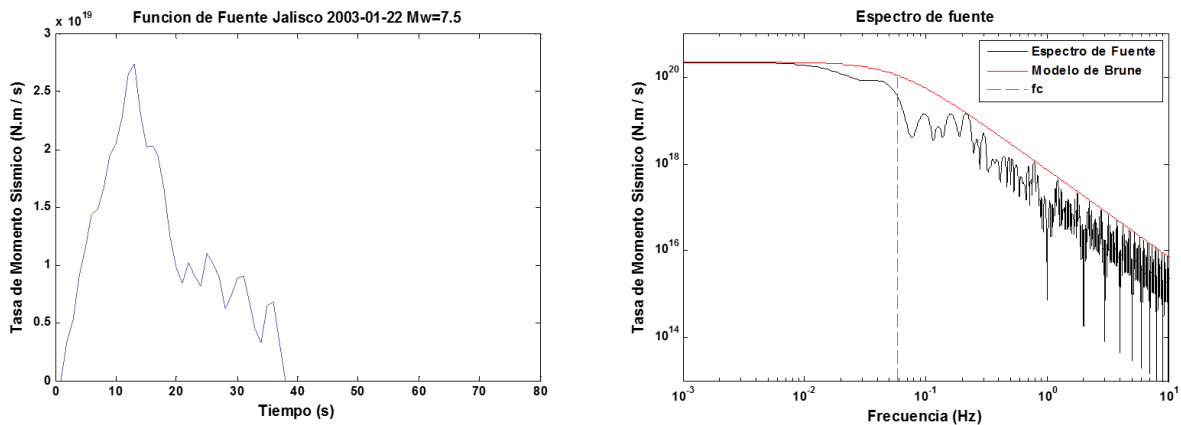


Figura 5. 3.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 22 de enero de 2003. Se muestra en la tabla los datos del sismo, momento sísmico y frecuencia de esquina estimados.

Para la región de Jalisco, la ocurrencia de sismos de magnitud mayor a 5.5 es escasa. Ocurren sismos a grandes distancias de las costas de Jalisco y Colima. Sin embargo esos sismos ya no son de utilidad debido a la lejanía respecto al continente. Aunado a esto, el despliegue de estaciones para antes del año 2005 era muy pobre, y las pocas estaciones que existían tienen registros muy distorsionados, los cuales son más difíciles de procesar. A pesar de lo anterior, fue posible obtener una estimación de la función de fuente y de la frecuencia de esquina con las estaciones disponibles.

La función de fuente para el sismo de 1995 (Figura 5.2) que se estimó en este trabajo es diferente a la obtenida por Singh *et al.* (2000) y Courboux *et al.* (1997). La función obtenida muestra que la ruptura inicia con un pulso con amplitud considerable en los primeros 50 segundos. Es donde se libera la mayor parte de la energía y finaliza con un pulso más suave a poco después de los 50 segundos.

Para el sismo del año 2003 (Figura 5.3) se obtuvo una función de fuente similar a la que estimaron Yagi *et al.* (2005) y Gómez-González *et al.* (2010). La ruptura inicia casi instantáneamente, liberando la mayor parte de la energía al inicio del terremoto con un pulso muy grande que tiene una duración aproximada de 20 a 30 segundos y después termina con pulsos más suaves que van decayendo poco a poco en amplitud.

Se comparó el espectro obtenido con diversos espectros teóricos utilizando la ecuación 5.1 como se muestra en los espectros de las figuras 5.2 y 5.3. Los valores de la frecuencia obtenidos para ambos sismos del bloque Jalisco son consistentes para sismos de magnitud mayor a 7.5.

De estos sismos se debe destacar, como se muestra en los mapas (anexo 2), que los sismos están muy alejados de las estaciones de donde se obtuvieron los registros y las estaciones donde se calcularon los sismogramas sintéticos.

Para futuros trabajos, se pretende calcular sismogramas sintéticos usando la red de estaciones que estén más cerca de las zonas donde ocurrieron estos sismos, pues no se debe olvidar que en esta región han ocurrido sismos muy grandes como el sismo de 1932 de magnitud $M_w=8.2$. La región de Jalisco es una zona con un gran potencial sismogénico y debe existir una red de estaciones mucho más amplia para estudiar la sismicidad de la zona y mejorar las estimaciones de peligro sísmico para los estados de Jalisco y Colima.

5.2.2.- Michoacán.

Para el estado de Michoacán se muestra en la figura 5.4 los límites geográficos y tectónicos para este estudio, al igual que los mecanismos focales. Se muestran las funciones de fuente obtenidas de la inversión con su respectivo espectro de fuente, y la línea correspondiente que indica la posición de la frecuencia de esquina, en las figuras 5.5 a 5.13.

En la tabla 4 se muestran los valores de la frecuencia de esquina y se compararon con los valores obtenidos en otros trabajos indicados con un superíndice que indica la referencia. En la tabla 5, se muestran los valores numéricos de la frecuencia de esquina para sismos que no se tiene estimado este valor.

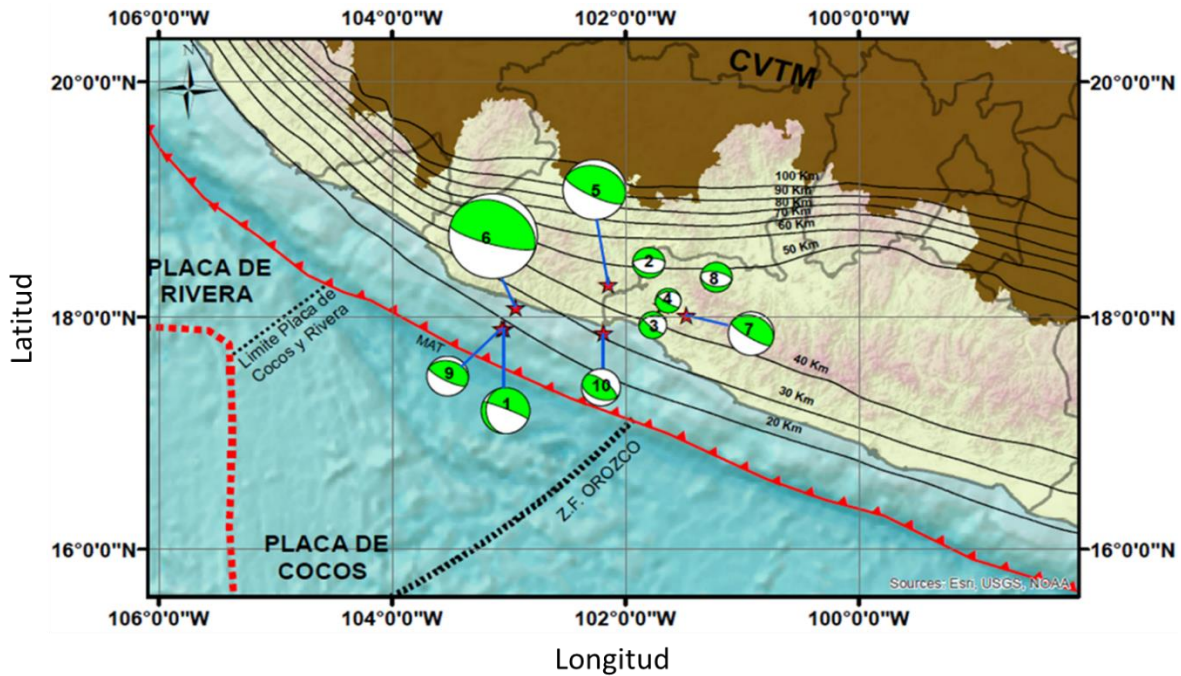


Figura 5. 4.- Sismos utilizados en este trabajo para la región de Michoacán. Se muestran los mecanismos focales para cada sismo.

En el anexo 3 se muestran los ajustes entre los sismogramas sintéticos y los datos reales, junto con un mapa que indica las estaciones que se usaron en la inversión para cada sismo.

No. Sismo	Sismo	Lat	Lon	Depth (km)	Mw	(S,D,R)	Fc (Hz) ¹	Fc (Hz)
1	11-01-1997	17.91	-103.04	40	7.1	175,18,-28	0.174	0.084
2	22-05-1997	18.41	-101.81	55.5	6.5	102,28,-78	0.345	0.17
3	21-06-1999	17.99	-101.72	48	6.3	254,27,-141	0.49	0.251
4	28-12-1999	18.1	-101.68	50	5.9	260,22,-129	0.572	0.304

Tabla 4.- Comparación de los valores de la frecuencia de esquina para 5 sismos ocurridos en la zona de Guerrero. 1.- García et al., 2004. (S: strike, D: Dip, R: Rake).

No. Sismo	Sismos	Lat	Lon	Depth (km)	Mw	(S,D,R)	Fc (Hz)
5	25-10-1981	18.28	-102.15	31.8	7.2	287,20,82	0.112
6	19-09-1985	18.081	-102.942	21.3	8.1	301,18,105	0.033
7	21-09-1985	18.021	-101.479	20.8	7.5	296,17,85	0.098
8	11-08-2006	18.32	-101.27	57.8	6	97,33,-94	0.343
9	11-04-2012	17.9	-103.06	20.5	6.7	282,25,77	0.075
10	21-04-2013	17.87	-102.19	26.6	6.1	113,29,77	0.33

Tabla 5.- Valores de la frecuencia de esquina para el resto de los sismos ocurrido en Michoacán (S: strike, D: Dip, R: Rake).

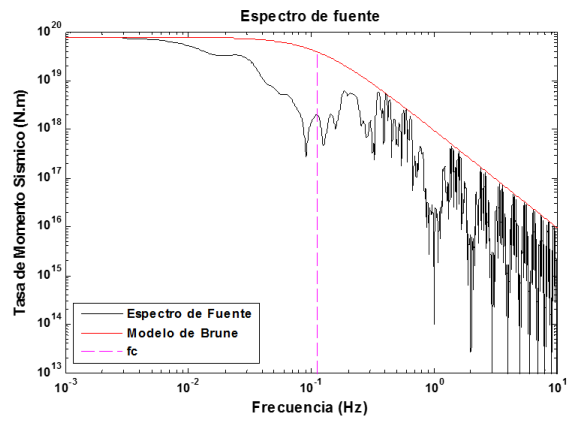
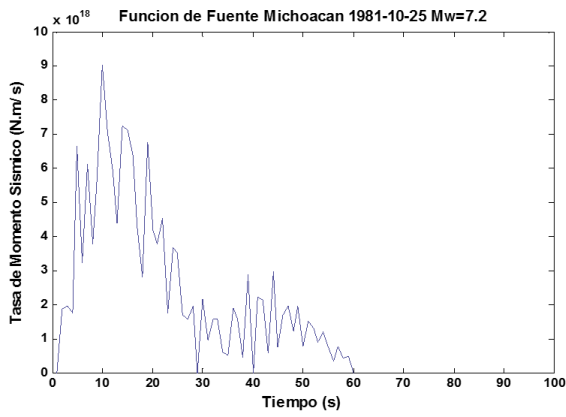


Figura 5. 5.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 25 de octubre de 1981.

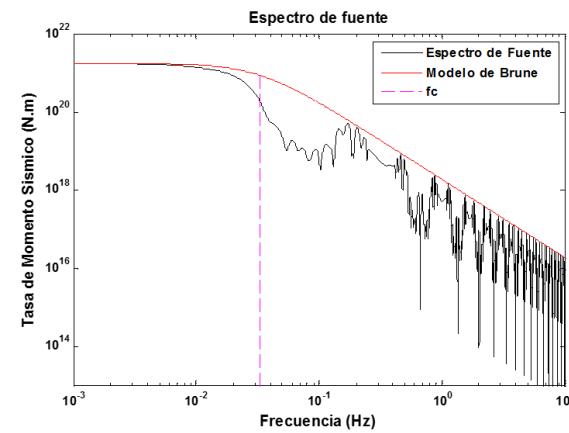
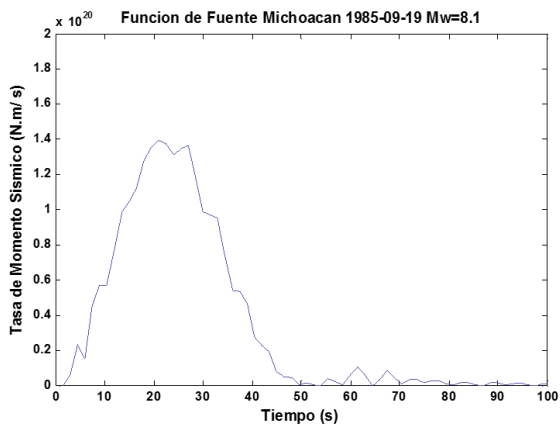


Figura 5. 6.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 19 de septiembre de 1985.

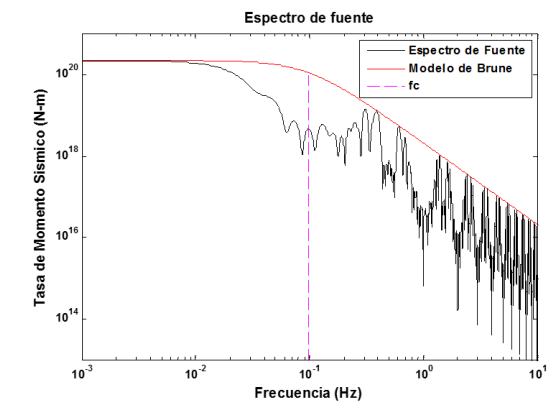
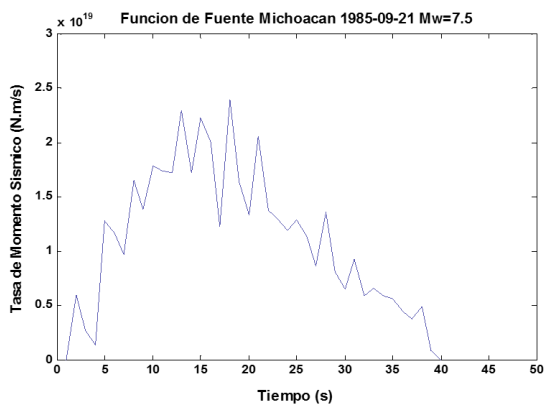


Figura 5. 7.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 21 de septiembre de 1985.

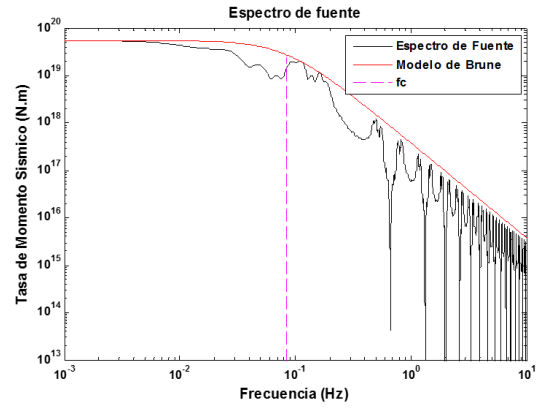
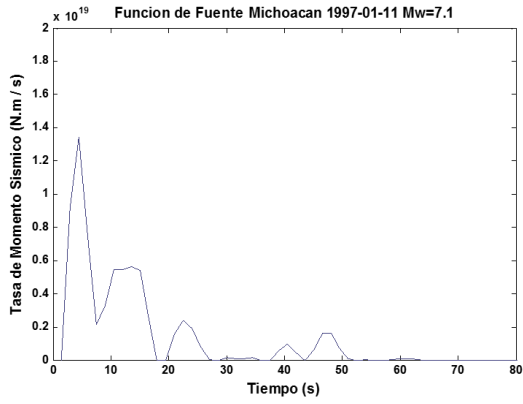


Figura 5. 8.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 11 de enero de 1997.

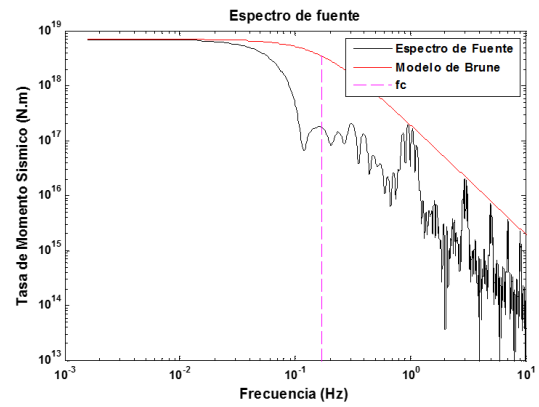
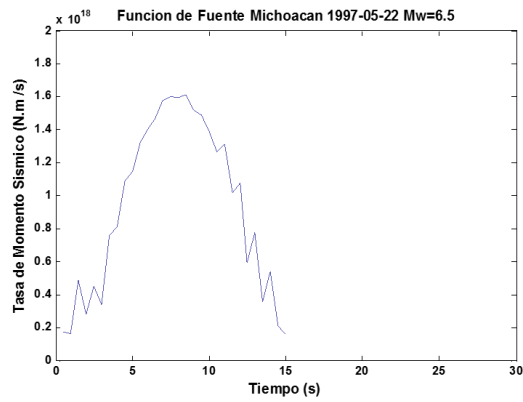


Figura 5. 9.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 22 de mayo de 1997.

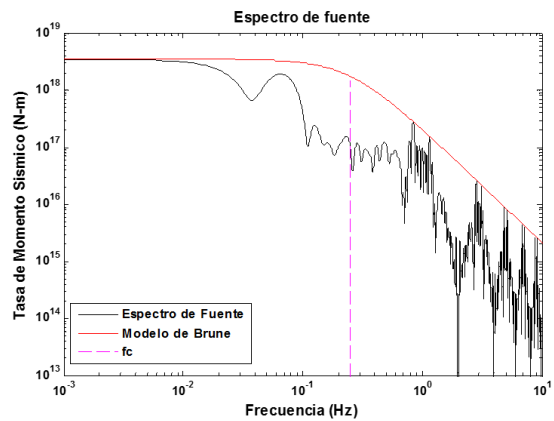
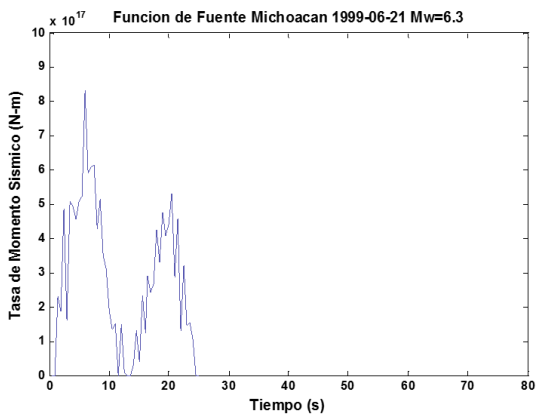


Figura 5. 10.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 21 de junio de 1999.

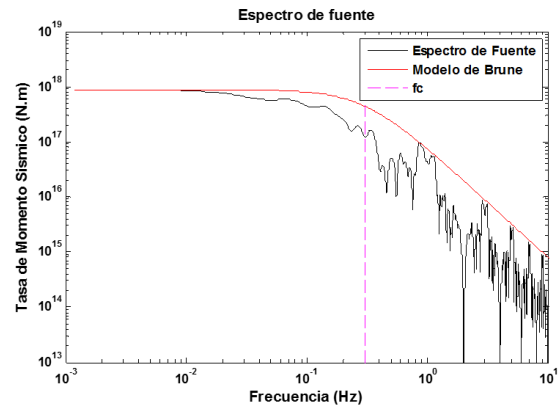
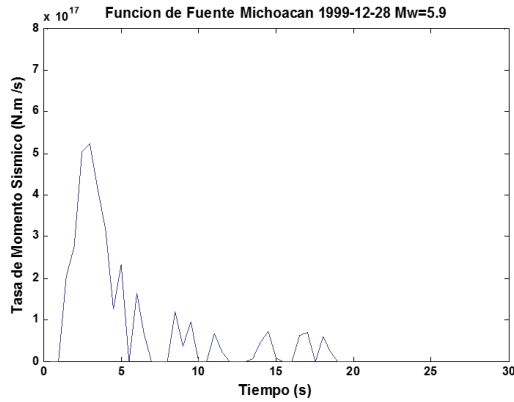


Figura 5. 11.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 28 de diciembre de 1999.

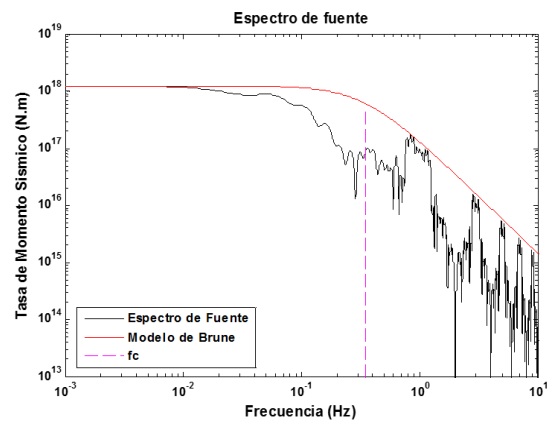
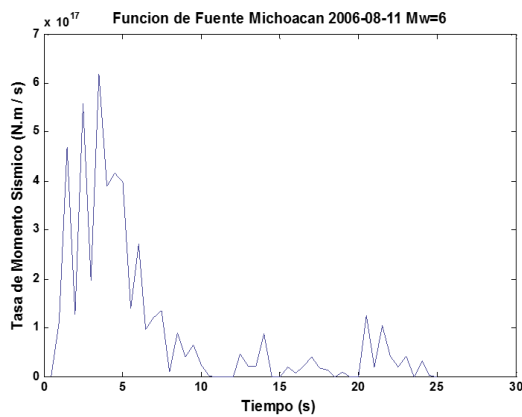


Figura 5. 12.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 11 de agosto de 2006.

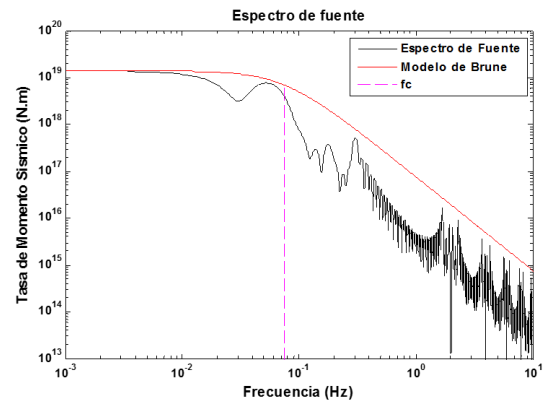
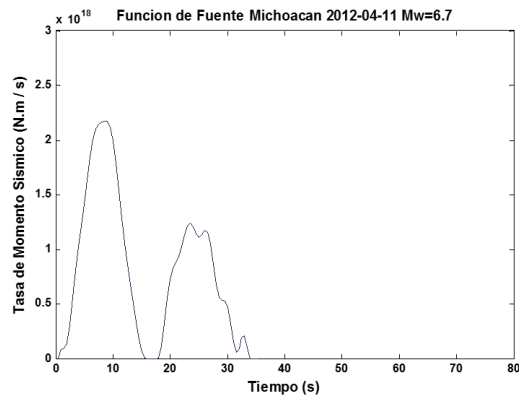


Figura 5. 13.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo ocurrido el 11 de abril de 2012.

En la región de Michoacán, el despliegue de estaciones es un poco mayor, pero al igual que en la región de Jalisco, la cobertura no era suficiente para antes del año 2000, por lo cual, un sismo importante como el de 1985, no contienen trazas completas o presentan demasiado ruido. A pesar de lo anterior, fue posible obtener las funciones de fuente y frecuencias de

esquina correspondientes a cada sismo de la región aunque los ajustes entre datos sintéticos y reales no son buenos.

La función de fuente del sismo de 1985 muestra un pulso de gran amplitud con duración de 50 segundos y pulsos menores después de los 50 segundos (Figura 5.6). Los pulsos no son similares en amplitud, como mostraron, por ejemplo, Singh y Mortera (1991). Solo se utilizaron dos estaciones que contienen registros de buena calidad.

Para el caso del sismo que ocurrió dos días después, el 21 de septiembre de 1985 (Figura 5.7) un pulso de gran amplitud que dura aproximadamente 40 segundos. Singh y Mortera (1991) y Singh *et al.* (2000) solo muestran un pulso de baja amplitud seguido de uno de mayor amplitud. Para este último sismo se utilizaron tres estaciones ubicados en 3 direcciones diferentes, por lo que la función de fuente obtenida en este estudio es razonable.

La función de fuente del sismo de 1981 (Figura 5.5) muestra dos pulsos, el de mayor amplitud dura aproximadamente 30 segundos y el otro pulso dura alrededor de 20 segundos. Singh y Mortera (1991) muestran también dos pulsos, pero a diferencia del obtenido en este trabajo, los pulsos se muestran invertidos. El resultado que se obtuvo fue solo utilizando las tres componentes de la estación SXPU, en Puebla. La frecuencia de esquina obtenido para este sismo en particular (magnitud $M_w=7.2$) es razonable, al igual que los sismos de 1985, que, si se ordenan por magnitud en orden ascendente, se podrá notar la tendencia de la frecuencia de esquina a bajas frecuencias (Tabla 5).

Para el sismo de enero de 1997 (Figura 5.8), la función de fuente es bastante irregular. La energía se libera principalmente a los primeros 20 segundos y se muestran pulsos de menor amplitud a los 20, 40 y 50 segundos. El valor de la frecuencia de esquina fue de 0.084 Hz. Comparado con el valor obtenido por García *et al.* (2001) cuyo valor es 0.174 Hz.

Para el resto de los sismos que se usaron para la inversión, no hay trabajos en donde se tenga una estimación de la función de fuente. Sin embargo, García *et al.* (2004) estima la frecuencia de esquina obteniendo para el caso del sismo del 22 de mayo de 1997 (Figura 5.9), cuya magnitud es de 6.5, un valor de 0.345 Hz en tanto que en este estudio se obtiene 0.17. La función de fuente muestra un pulso de gran amplitud que dura aproximadamente 15 segundos.

Para el sismo del año 1999-06-21 (Figura 5.10) de magnitud 6.3, García *et al.* (2004) obtiene un valor de 0.49 Hz, en tanto que en este trabajo se obtiene un valor de 0.251 Hz. La función de fuente muestra dos pulsos con amplitud considerable, cada uno con una duración aproximada de 10 segundos.

El sismo del 28 de diciembre de 1999 (Figura 5.11) cuya magnitud fue de 5.9, García *et al.* (2004) obtuvieron un valor de frecuencia de esquina de 0.572 y en este trabajo se obtuvo un valor de 0.304 Hz. La función de fuente muestra un pulso de gran amplitud en los primeros 5 segundos y muestra pulsos menores poco después de los 6 segundos.

El sismo del año 2006 (Figura 5.12) cuya magnitud fue de 6, muestra una función de fuente irregular, con un pulso de gran amplitud que dura aproximadamente 10 segundos, seguido de pulsos mucho menores a los 12, 15 y 20 segundos. La frecuencia de esquina para este sismo es de 0.343 Hz

Por último, para el sismo del año 2012 (Figura 5.13) cuya magnitud fue de 6.7, se tiene una buena estimación de la función de fuente y la frecuencia de esquina considerando las estaciones usadas. La función de fuente muestra dos pulsos con amplitud considerable, la primera que dura 16 segundos, seguida inmediatamente por el segundo pulso que dura aproximadamente 12 segundos. El valor de la frecuencia de esquina que se estimó para este sismo fue de 0.075 Hz.

5.2.3.- Guerrero.

En la figura 5.14 se muestran los sismos con sus mecanismos focales para el estado de Guerrero. Se muestran sus límites geográficos y tectónicos.

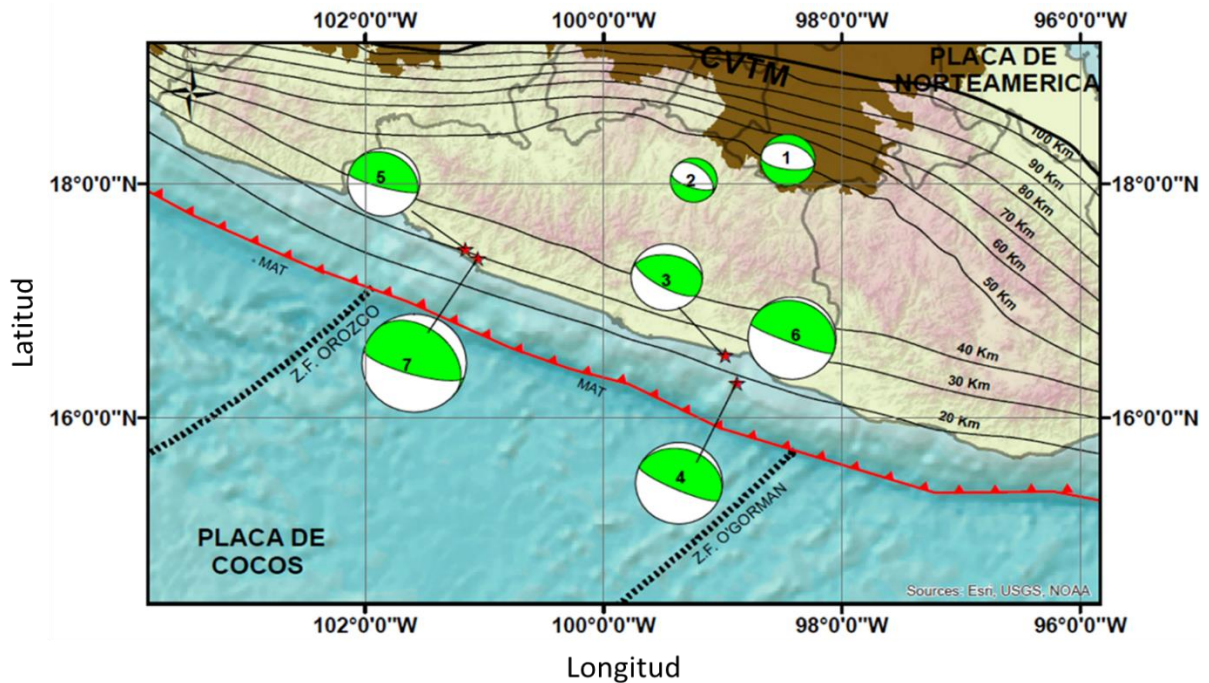


Figura 5. 14.- Sismos utilizados en este trabajo para la región de Guerrero. Se muestran los mecanismos focales para cada sismo.

En la Tabla 6, se muestra los valores de frecuencias de esquina obtenidos en este estudio y obtenidos por los trabajos Singh *et al.* (2014) y García *et al.* (2004) para los sismos de la región.

No. Sismo	Sismo	Lat	Lon	Depth (km)	Mw	Fc (Hz)	Fc este estudio (Hz)
1	21-07-2000 ¹	18.25	-98.46	56	5.8	0.812 ¹ , 0.762 ²	0.4
2	16-06-2013 ¹	18.04	-99.25	52	5.9	0.803	0.23

Tabla 6.- Comparación de valores de la frecuencia de esquina para 6 sismos ocurridos en la zona de Guerrero. 1.- Singh *et al.* 2014, 2.- García *et al.* 2004.

En la tabla 7, se muestran el resto de los sismos con su respectiva frecuencia de esquina y que no han sido estimadas en otros estudios. En las figuras 5.15 a 5.22 se presentan las funciones de fuente y su respectivo espectro de Fourier obtenidos de la inversión. En el espectro se señala con una línea de color magenta, la posición de la frecuencia de esquina y se reportó el valor numérico en las tablas 6 y 7. Los ajustes entre sismogramas sintéticos y datos se encuentran en el anexo 4, junto con un mapa y las estaciones usadas en la inversión para cada sismo.

No. Sismo	Sismo	Lat	Lon	Depth (Km)	Mw	Fc (Hz)
3	24-10-1993	16.54	-98.98	21.8	6.6	0.119
4	14-09-1995	16.31	-98.98	21.8	7.3	0.063
5	15-07-1996	17.45	-101.16	22.4	6.6	0.265
6	20-03-2012	16.6	-98.39	15.4	7.5	0.035
7	18-04-2014	17.375	-101.055	18	7.2	0.051

Tabla 7.- Frecuencias de esquina calculadas para el resto de los sismos de Guerrero.

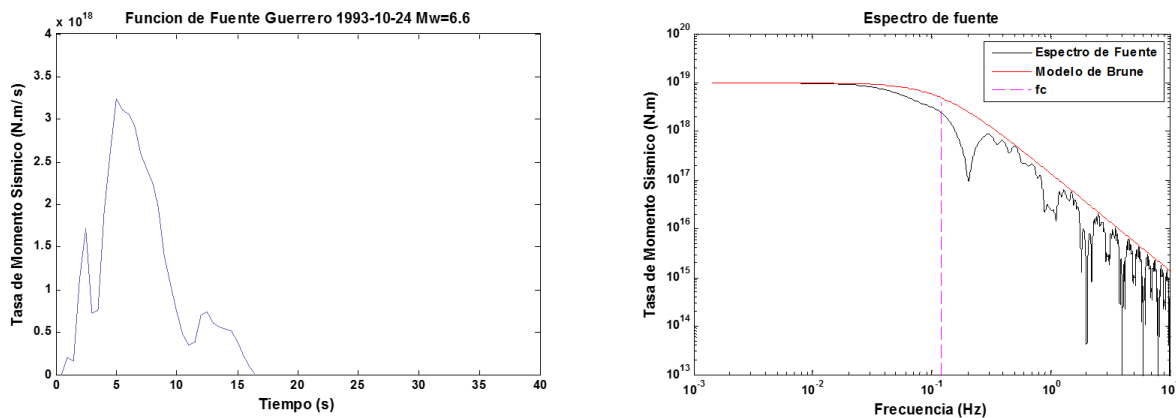


Figura 5. 15.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 24 de octubre de 1993.

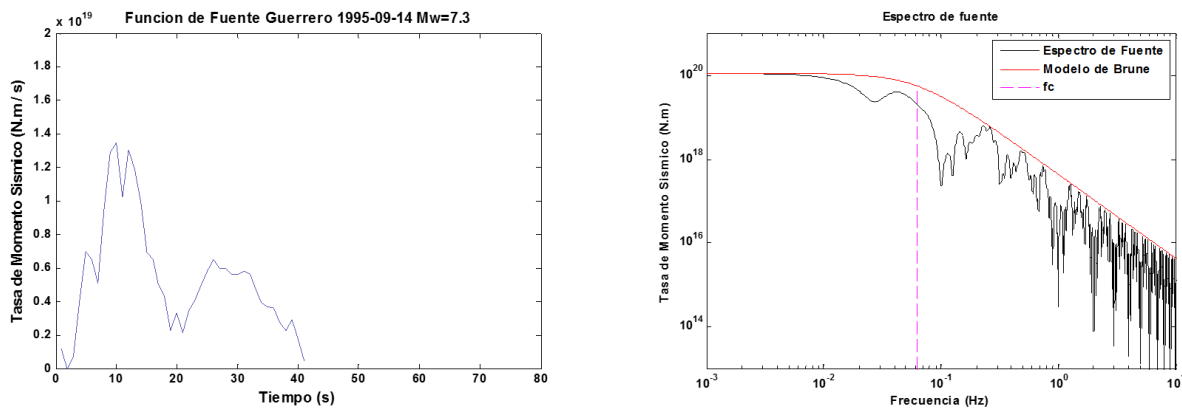


Figura 5. 16.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 14 de agosto de 1995.

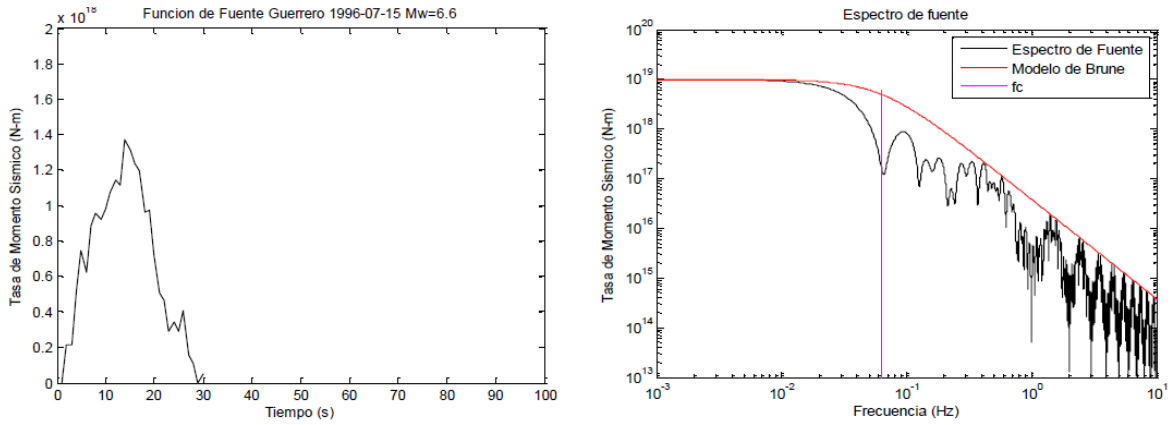


Figura 5. 17.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 15 de julio de 1996.

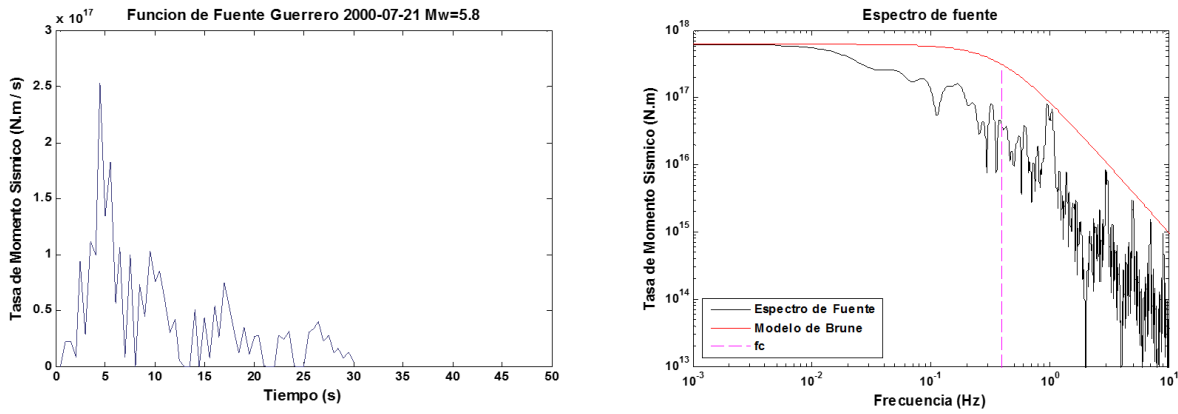


Figura 5. 18.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 21 de julio del año 2000.

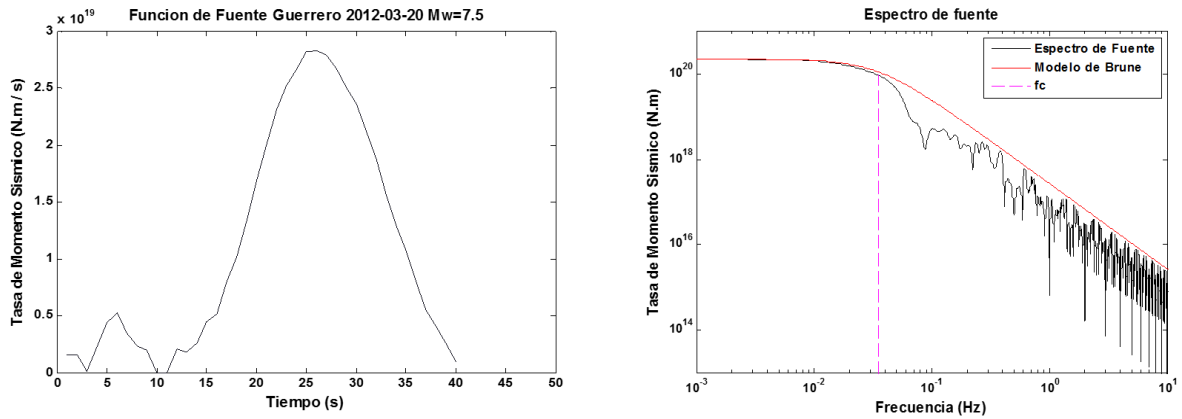


Figura 5. 19.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 20 de marzo de 2012.

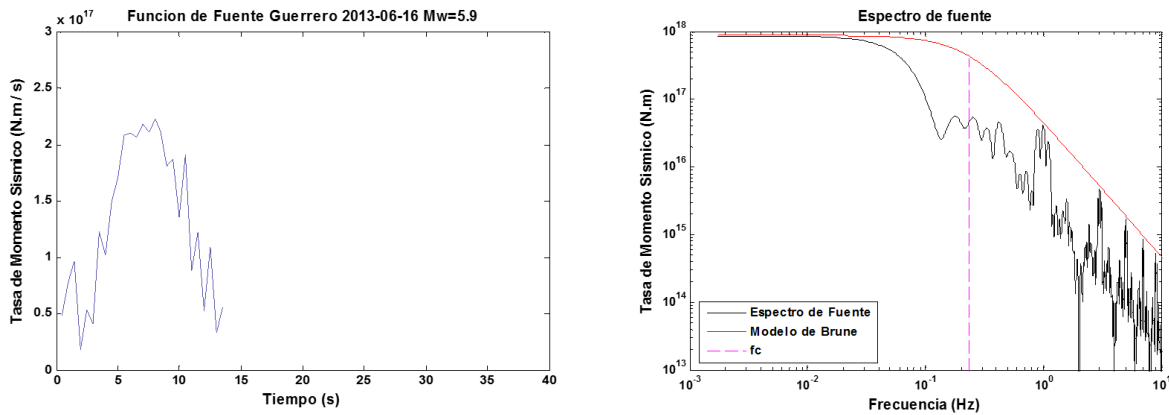


Figura 5. 20.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 16 de junio de 2013.

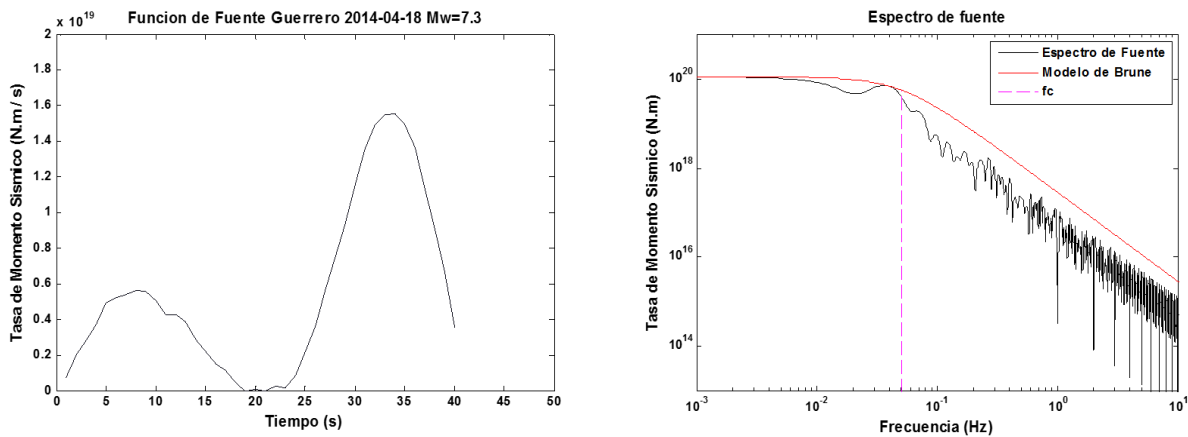


Figura 5. 21.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 18 de abril de 2014.

La función de fuente del sismo del 21 de julio del año 2000, cuya magnitud fue de 5.8 (Figura 5.18), muestra un pulso de gran amplitud en los primeros 30 segundos. La frecuencia de esquina que se obtuvo en este trabajo fue de 0.4 Hz. Para un sismo de magnitud 5.8 podría esperarse un valor más alto, tal como lo obtuvieron Singh *et al.* (2014) y García *et al.* (2004), donde obtuvieron un valor de 0.812 Hz y 0.76 Hz, aunque en ambas metodologías, es posible que exista gran incertidumbre, como se discutió en el capítulo 2.

Otros sismos que se analizaron fueron los sismos de 1993-10-24 de magnitud $M_w=6.6$ (Figura 5.15), el sismo de 1995-09-14 con magnitud $M_w=7.3$ (Figura 5.16) y el sismo del año 1996-07-15, cuya magnitud fue de $M_w=6.6$ (Figura 5.17). Singh *et al.* (2000) estimaron las funciones de fuente de estos tres sismos. Para el sismo de 1993 (Figura 5.15), la función de fuente se muestra con un pulso de gran amplitud que dura aproximadamente 10 segundos y decae conforme pasa el tiempo. La función de fuente obtenida por Singh *et al.* (2000) solo muestra un pulso que dura aproximadamente 10 segundos. La frecuencia de esquina estimada es de 0.119 Hz.

El sismo de 1995 (Figura 5.16) muestra una función de fuente obtenida con un pulso de gran amplitud en los primeros 20 segundos, seguido de un pulso de amplitud moderada que

dura aproximadamente 20 segundos. Singh *et al.* (2000) obtiene un único pulso que tiene una duración aproximada de 20 segundos. La frecuencia de esquina obtenida para el sismo de 7.3 fue de 0.063 Hz.

Para el sismo de 1996 cuya magnitud fue $M_w=6.6$ (Figura 5.17), la función de fuente obtenida en este trabajo solo muestra un pulso que dura 30 segundos y que aparentemente, podría existir un pulso de menor amplitud alrededor de los 25 segundos. Singh *et al.* (2000) obtiene una función de fuente bastante irregular. La frecuencia de esquina obtenida es de 0.265 Hz, que probablemente sea muy baja por la magnitud del sismo.

Recientemente, han ocurrido tres sismos importantes en la región de Guerrero y que se incluyen en este estudio por la relevancia que tuvieron, dos por su magnitud y uno por su cercanía con la Ciudad de México. El primero de esos sismos, comenzando por el más antiguo, fue el que ocurrió en Ometepe en el año 2012 cuya magnitud fue $M_w=7.5$ según el GCMT (Figura 5.19). La función de fuente obtenida en esta tesis muestra un pulso de baja amplitud con duración de 10 segundos y que inmediatamente le sigue un pulso de mayor amplitud que dura aproximadamente 30 segundos. Mendoza (2014) también estima la función de fuente y muestra una función diferente al obtenido en este trabajo. La frecuencia de esquina obtenida para este sismo fue de 0.035 Hz.

Otro sismo que fue importante, no por su magnitud, sino por su cercanía a la Ciudad de México, fue el que ocurrió el 16 de junio del año 2013 de magnitud $M_w=5.9$ con epicentro en Huitzuc, Guerrero, a pocos kilómetros de los límites con el estado de Morelos (Figura 5.20). La función de fuente del sismo de Huitzuc muestra un pulso de gran amplitud en los 15 segundos, tiempo en el cual libera la mayor parte de la energía. En el espectro de Fourier se calculó el valor de la frecuencia de esquina de 0.23 Hz. Es un valor mucho menor al que estima Singh *et al.* (2014) en donde estiman un valor de 0.803 Hz. Pero como se mencionó en este trabajo, la forma en que estiman la frecuencia de esquina tiene una incertidumbre muy grande, por lo tanto, es posible que el valor de la frecuencia de esquina sea menor (o mayor) de lo que estimaron. Debido a que se trató de un sismo intraplaca, se esperaría que la frecuencia de esquina fuera ligeramente mayor.

Por último, el sismo más reciente y relevante en la región de Guerrero fue el que ocurrió cerca de Papanoa, Guerrero, el 18 de abril de 2014, cuya magnitud fue $M=7.3$ según el SSN y de $M_w=7.19$ según el GCMT (Figura 5.21). Para la inversión se usó la magnitud estimada por el SSN. El grupo de sismología de la UNAM (2015) estimaron la función de fuente de este sismo en el cual muestra dos grandes pulsos irregulares entre 0 y 10 segundos y 10 y 20 segundos, seguido de un pulso mucho menor que ocurre después de los 30 segundos. El primer pulso es ligeramente mayor en amplitud que el segundo. En este trabajo se obtiene una función de fuente muy similar a la que obtuvo el grupo de sismología de la UNAM. A diferencia de cómo lo calculó el grupo de Sismología, el pulso de mayor amplitud es el segundo, y tiene una duración de 20 segundos, al igual que el primer pulso, y comienza a decaer. En el espectro de Fourier, la frecuencia de esquina estimada para este sismo fue de 0.05 Hz.

5.2.4.- Oaxaca.

En la figura 5.22 se muestran los límites tectónicos y geográficos para la región de Oaxaca. En 1999 ocurrió un sismo de magnitud 7.5 en las costas de Oaxaca, cerca de Puerto

Escondido. Ha sido uno de los pocos que han sido estudiados a detalle en la zona a pesar de no contar aún en esas fechas con una gran cobertura de redes sísmicas. Para este sismo Singh *et al.* (2000) y García *et al.* (2004) calcularon frecuencia de esquina que se muestra en la tabla 8 y también se calculó para este estudio.

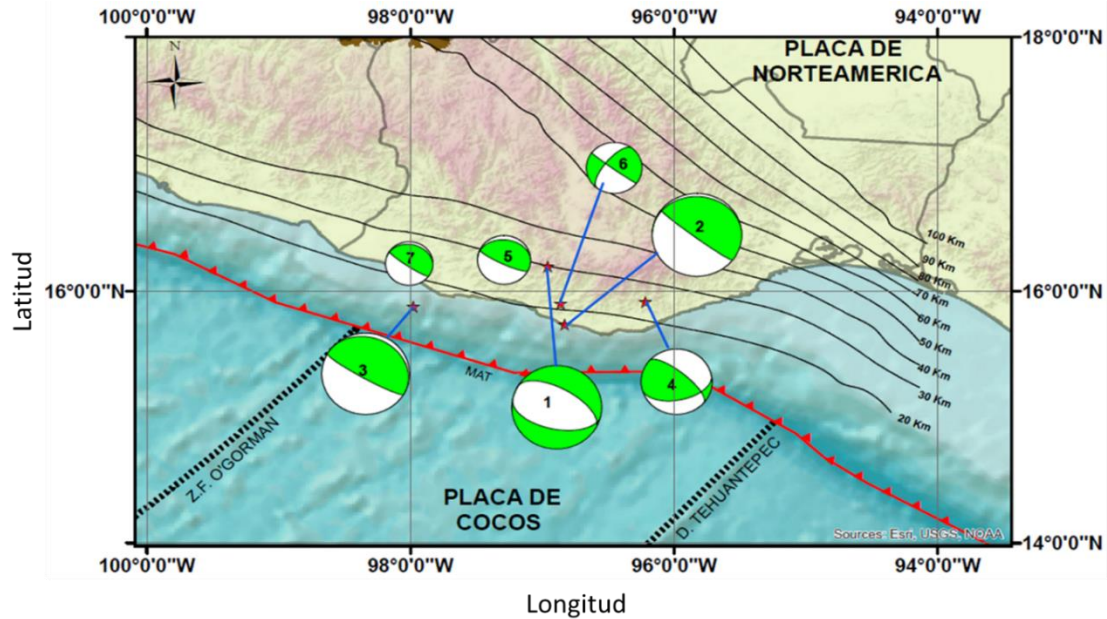


Figura 5. 22.- Sismos utilizados en este trabajo para la región de Oaxaca. Se muestran los mecanismos focales para cada sismo.

Se observa que ambos estudios previos, la frecuencia de esquina que obtuvieron es muy similar, y para este estudio el valor es casi la mitad de lo que estimaron.

No. Sismo	Sismo	Lat (°)	Lon (°)	Depth (km)	Mw	Fc (Hz)	Fc para estudio (Hz)
1	30-09-1999 ¹	16.2	-96.96	46.8	7.5	0.11 ¹ , 0.16 ²	0.095

Tabla 8.- Comparación del valor estimado de la frecuencia de esquina para el sismo ocurrido en la zona de Oaxaca 1.- Singh *et al.* 2000, García *et al.* 2004.

En la tabla 9, se muestran los valores de la frecuencia de esquina calculados para el resto de los sismos en Oaxaca para los cuales no se han reportado valores de frecuencia de esquina. En el anexo 5 se muestran los ajustes entre los sismogramas sintéticos y los datos, junto con un mapa para cada sismo que muestra las estaciones usadas para la inversión. De las figuras 5.24 a 5.30 se muestran las funciones de fuente obtenidas de la inversión, su espectro de Fourier y la posición de la frecuencia de esquina señalada con una línea magenta proyectada al eje de las frecuencias. Los valores numéricos se reportan en la tabla 8 y 9 para la región de Oaxaca.

No. Sismo	Sismo	Lat (°)	Lon (°)	Depth (Km)	Mw	Fc (Hz)
2	29-11-1978	15.74	-96.83	16.1	7.7	0.066
3	25-02-1996	15.88	-97.98	15	7.1	0.095
4	03-02-1998	15.92	-96.22	24	6.8	0.48
5	19-08-2006	16.26	-97.27	26.6	5.6	0.496
6	09-02-2010	15.9	-96.86	30.3	5.7	0.405
7	30-06-2010	16.22	-98.03	17.8	6.3	0.065

Tabla 9.- Valores estimados de la frecuencia de esquina para el resto de los sismos en Oaxaca.

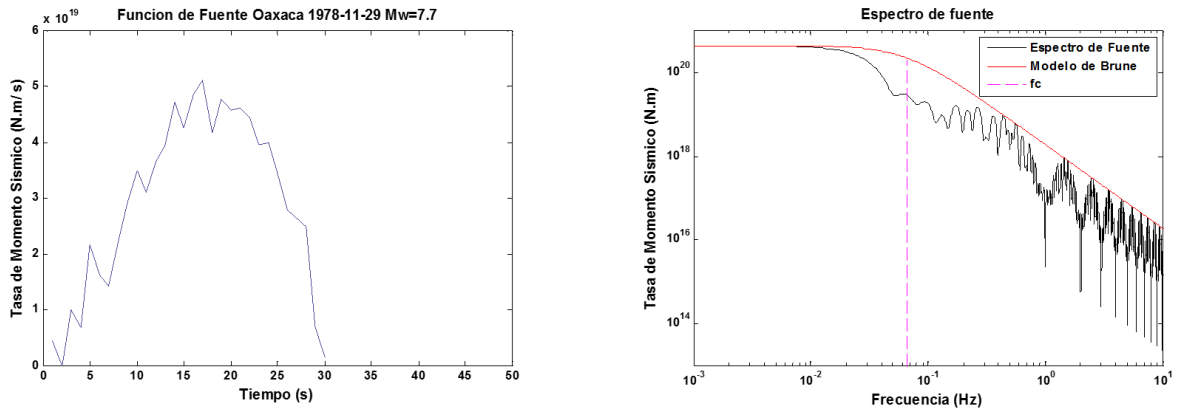


Figura 5. 23.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 29 de noviembre de 1978.

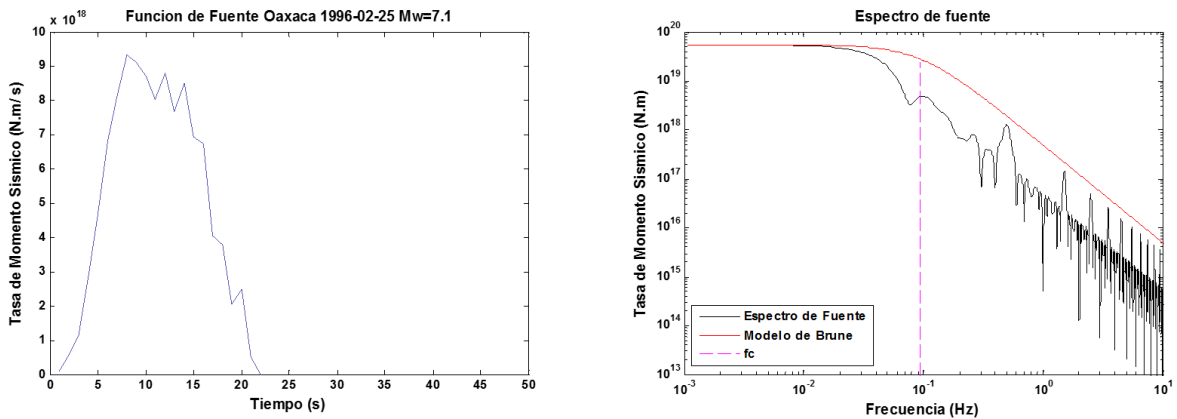


Figura 5. 24.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 25 de febrero de 1996.

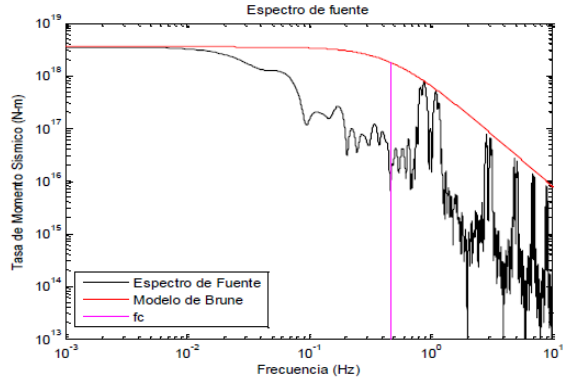
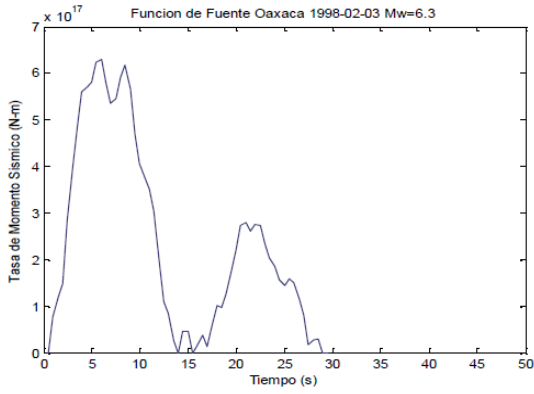


Figura 5. 25.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 3 de febrero de 1998.

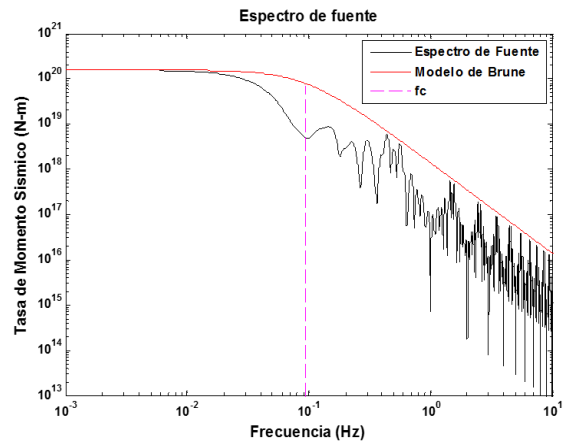
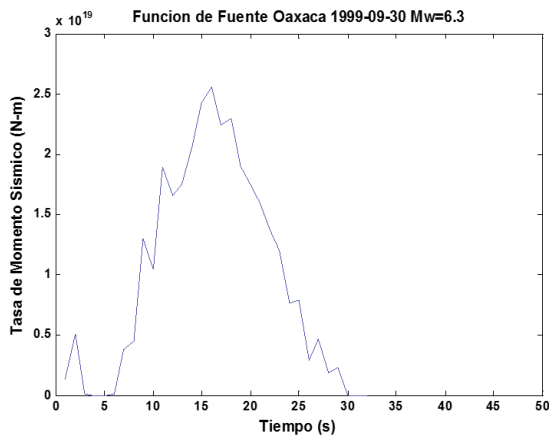


Figura 5. 26.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo 30 de septiembre de 1999.

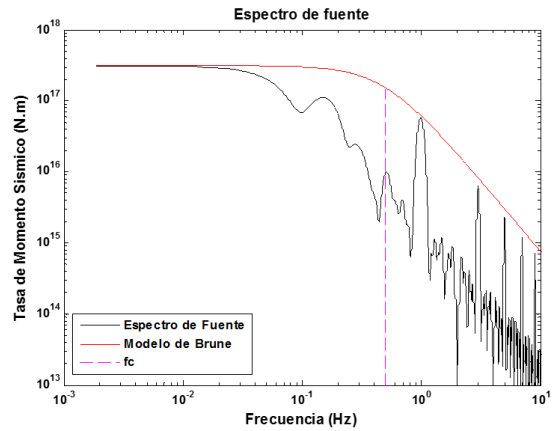
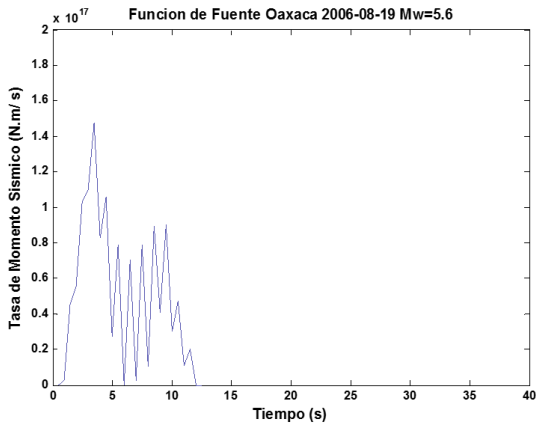


Figura 5. 27.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 19 de agosto de 2006.

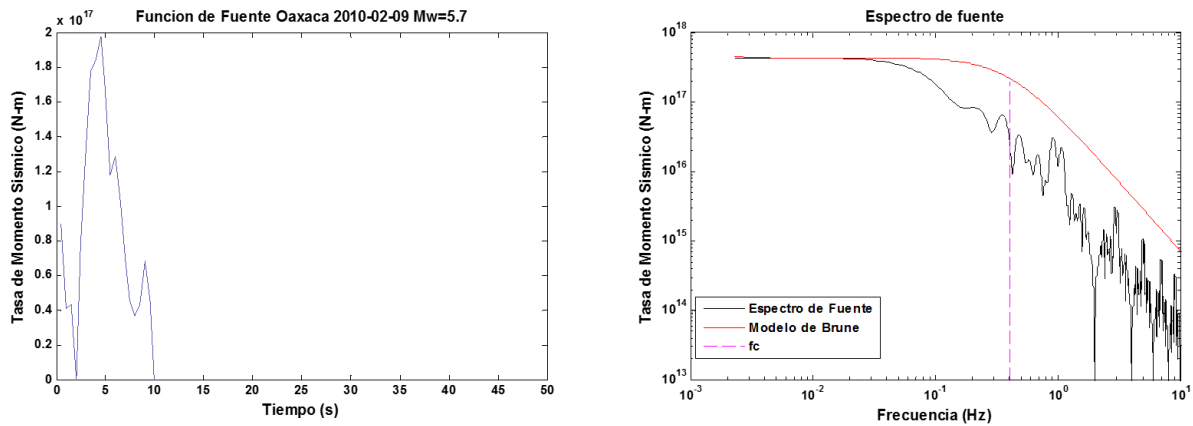


Figura 5. 28.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 9 de febrero de 2010.

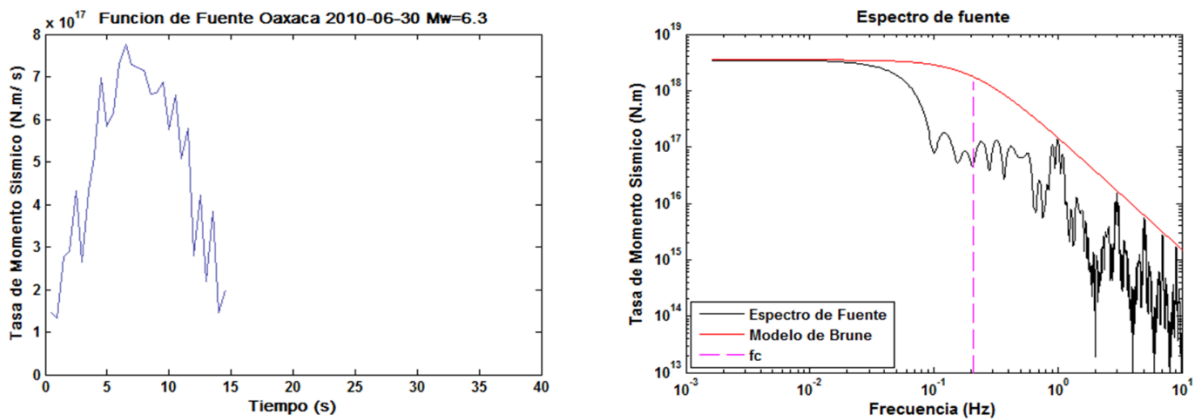


Figura 5. 29.- Inversión de la función de fuente y su correspondiente espectro de Fourier para el sismo del 30 de junio de 2010.

El sismo más antiguo fue el del 29 de noviembre del año 1978 (Figura 5.23) y en el cual se utilizó la única estación disponible, como se muestra en el mapa del anexo 5. La función de fuente obtenida muestra un pulso de gran amplitud que dura aproximadamente 30 segundos. Es muy similar a la que estiman Singh y Mortera (1991) y Singh *et al.* (2000) en donde solo se muestra un pulso que tiene una duración de 15 a 20 segundos, respectivamente. El espectro de Fourier de la función de fuente indica una frecuencia de esquina de 0.066 Hz, un valor que se considera razonable considerando que el sismo tuvo una magnitud 7.7.

Un sismo importante que ocurrió en las costas de Oaxaca fue el del 30 de septiembre de 1999 cerca de Puerto Escondido y tuvo una magnitud $M_w=7.4$ (Figura 5.26). Hernández *et al.* (2001) y Singh *et al.* (2000) estimaron la función de fuente para este sismo. En el primer trabajo, mostraron una función bastante regular con un solo pulso en donde se puede observar que la máxima liberación de energía ocurre en los primeros 15 segundos y después decae suavemente hasta concluir entre los 25 y 30 segundos. En ese estudio, se usaron registros de movimientos fuertes. La inversión de la fuente se muestra una función con un solo pulso que dura aproximadamente 30 segundos y tienen una amplitud grande, y decae suavemente conforme pasa el tiempo. La función de fuente obtenida es similar a la que

obtuvieron Hernández *et al.* (2001). En lo que respecta a la frecuencia de esquina, Singh *et al.* (2000) obtuvo un valor de frecuencia de esquina de 0.11 Hz, mientras que García *et al.* (2004) obtiene un valor de 0.16 Hz, que es ligeramente mayor al estimado en este trabajo en el cual se obtiene una frecuencia de esquina de 0.095 Hz, pero se encuentra en un rango razonable por la magnitud del sismo.

Otros sismos que se analizaron en esta tesis no tienen estimada la función de fuente ni frecuencia de esquina en otros trabajos; a continuación se mencionan por el más antiguo al más reciente. El sismo que ocurrió el 25 de febrero de 1996 tuvo una magnitud $M_w=7.1$ y la función de fuente estimada muestra un pulso de gran amplitud que dura aproximadamente 23 segundos (Figura 5.24). En el caso de la frecuencia de esquina, se obtuvo un valor de 0.095 Hz, que se encuentra en un rango aceptable para sismos de magnitud similar.

El sismo del 3 de febrero de 1998 (Figura 5.25) ocurrió en la parte central de la costa de Oaxaca, un poco alejado de las estaciones que se usaron para la inversión. Se obtuvo una estimación de la función de fuente, en la cual se observan dos pulsos que duran aproximadamente 15 segundos y el primero es de mayor amplitud. El valor de la frecuencia de esquina fue de 0.48 Hz que se encuentra en un rango razonable del valor teórico de la frecuencia de esquina para un sismo de magnitud 6.3.

Para el sismo del 19 de agosto del año 2006, que tuvo una magnitud $M_w=5.6$, se muestra la función de fuente en la que se observa un pulso de gran amplitud donde se libera prácticamente toda la energía del sismo y solo ocurre en los primeros 10 segundos y comienza a decaer (Figura 5.27). Esta es la característica común de los sismos de baja magnitud aunque en algunos casos puede mostrar otro pulso de menor amplitud y de corta duración. En el espectro de Fourier, el valor de la frecuencia de esquina que se obtuvo fue de 0.496 Hz, un valor razonable para el valor de la magnitud del sismo.

Otro sismo de baja magnitud fue el ocurrido el 9 de febrero en el año 2010 y que tuvo una magnitud $M_w=5.7$, para el cual se obtuvo la función de fuente en la que se observa un pulso de gran amplitud cuya duración es de aproximadamente 10 segundos y después decae súbitamente pero mostrando pulsos mucho menores conforme pasa el tiempo. La frecuencia de esquina obtenida es de 0.405 Hz, muy similar a la frecuencia de esquina del sismo anterior que fue de menor magnitud (Figura 5.28).

Por último, el 30 de junio del 2010 ocurrió un sismo de magnitud $M_w=6.3$ cerca de los límites entre los estados de Oaxaca y Guerrero. La función de fuente que se obtuvo en este trabajo muestra un único pulso que dura aproximadamente 25 segundos y decae súbitamente (Figura 5.29). Algunos sismos presentan esta característica, con los pulsos alargados. La frecuencia de esquina obtenida es de 0.065 Hz, que puede ser un poco mayor por la magnitud del sismo, y quizá deba tener un valor cercano a 0.1 Hz.

5.3.- Comparación del comportamiento de la frecuencia de esquina entre las cuatro regiones.

Los resultados obtenidos en la sección anterior permitieron estimar la frecuencia de esquina con un esquema de inversión de mínimos cuadrados. El objetivo, es investigar el posible efecto que tenga la geometría de la placa subducida a lo largo de la zona del Pacífico en la ruptura de grandes sismos. Por ejemplo, la inclinación de la placa de Rivera es muy marcada en la región de Jalisco, a diferencia de la subducción en Guerrero, donde la placa es horizontal. La ruptura de sismos en esta región podría ser diferente, o bien, la energía sísmica puede quedar atrapada entre la superficie libre y la parte de la placa horizontal.

Con la función de Brune 5.1, se generaron las curvas con los valores de la frecuencia de esquina, que se obtuvieron del espectro obtenido en la inversión para cada región. Se muestran los espectros en la figura 5.30. Además, se muestra la dispersión generada por los valores de la frecuencia de esquina y su tendencia, junto con la dispersión de los valores de la frecuencia de esquina en rojo.

Para mostrar que las pendientes son diferentes, se juntaron las líneas trazadas de cada región, las cuales se presentan en la figura 5.31 junto con el valor de la pendiente correspondiente. Con base en los resultados observados en la figura 5.31, se puede interpretar lo siguiente:

1. Los valores de la frecuencia de esquina para los sismos del 9 de octubre de 1995 y el 22 de enero de 2003 son consistentes considerando que mientras más grande sea el terremoto, y por tanto el momento sísmico, la frecuencia de esquina se moverá a bajas frecuencias. Sin embargo, no fue posible determinar que tanto varía la frecuencia de esquina en la región de Jalisco al comparar con las otras tres regiones, debido a que ambos sismos son de gran magnitud y no se incluyeron sismos de menor magnitud. Con solo dos sismos no es posible correlacionar el comportamiento de la pendiente con las demás regiones.
2. Para la región de Michoacán, en general se muestran resultados aceptables si se considera la relación inversa que existe entre la frecuencia de esquina y la magnitud de los terremotos. Para los sismos de la tabla 4, los valores de f_c son muy cercanos a los que obtuvo García *et al.*, 2004. Sin embargo, se puede apreciar que los valores obtenidos en este trabajo son ligeramente menores, en algunos casos, es la mitad del valor que reportó García *et al.*, 2004. La pendiente de las frecuencias de esquina en la figura 5.31 tiene un valor cercano a 3, la proporción estimada por Madariaga (1976) respecto al momento sísmico. Además, es la región que tiene menor pendiente, lo cual sugiere que para un valor de frecuencia de esquina entre 0.1 y 1 Hz, el valor del momento sísmico será menor respecto a las otras regiones.

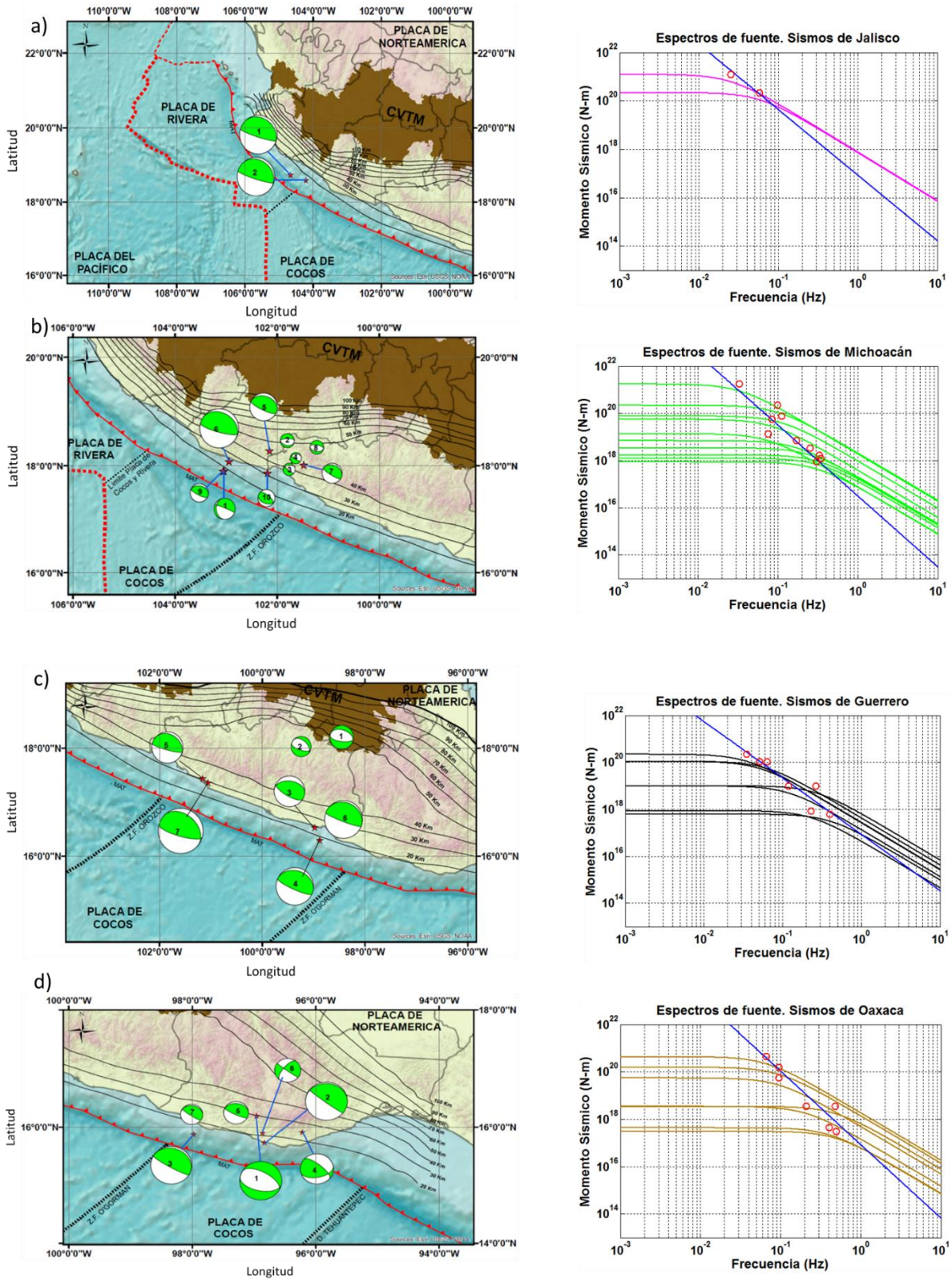


Figura 5. 30.- Espectros de Fourier obtenidos con las frecuencias de esquina estimadas con la inversión, para cada región incluida en este estudio. La figura 5.30 a) corresponde a la región de Jalisco; en b) se muestra la zona de Michoacán; c) el bloque Guerrero y d) se muestra el estado de Oaxaca. Los círculos rojos son los valores de la frecuencia de esquina.

Esto significa que la energía liberada por los sismos que ocurren en esta región es menor en por los menos dos regiones, Guerrero y Oaxaca. En la región de Michoacán, el ángulo de inclinación comienza a decrecer pero aún tiene pendiente muy marcada (aproximadamente 40°). Es posible que la región de Jalisco muestre un comportamiento similar en la relación frecuencia de esquina-momento sísmico por la similitud en la geometría de la placa subducida en Michoacán.

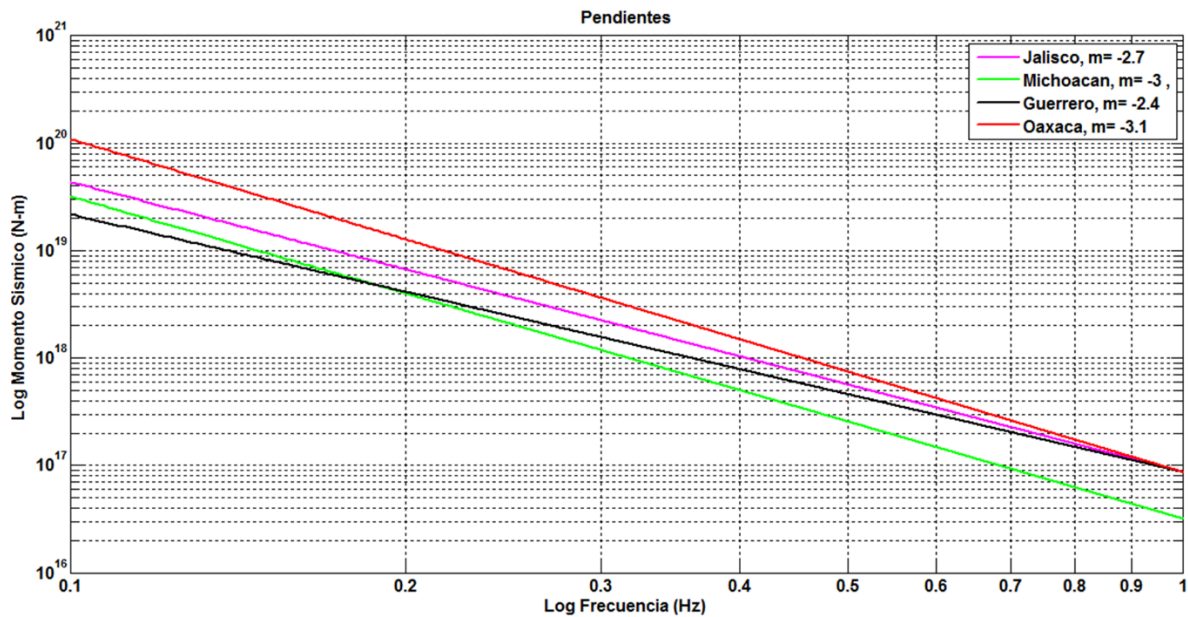


Figura 5. 31.- Líneas trazadas con los valores de la frecuencia de esquina. Se muestra la pendiente para cada una de ellas. Obsérvese la diferencia entre Michoacán (verde) y Oaxaca (rojo).

- En la región de Guerrero, los valores de la frecuencia de esquina son consistentes con la magnitud de los sismos. A excepción de los sismos de la tabla 6, los valores obtenidos en este trabajo son mucho menores a los estimados por Singh *et al.* (2014) y García *et al.* (2004) para el sismo del año 2013 y el año 2000, respectivamente. Al comparar con otras regiones, se observa en la figura 5.31 que la tendencia de la frecuencia de esquina en Guerrero cambia más rápido, es decir, a frecuencias mayores (o sismos de menor magnitud) tendrán un momento sísmico mayor respecto a la zona de Michoacán y ligeramente mayor respecto a Oaxaca y Jalisco cercano a 1 Hz, lo cual significa que la liberación de energía sísmica es ligeramente mayor para sismos menores en Guerrero que en las demás zonas. Lo anterior probablemente se deba a la geometría plana de la placa subducida, que provoca reflexión de ondas sísmicas en la superficie y estas se queden atrapadas entre la placa y la superficie. La energía sísmica atrapada entre la placa y la superficie podría disminuir o aumentar la ruptura. Lo anterior se vería reflejado en el espectro con un ajuste en el valor de la frecuencia de esquina. Sin embargo, el comportamiento descrito en altas frecuencias no se observa en bajas frecuencias. Probablemente, los sismos de gran magnitud de la zona de Jalisco (1995) de magnitud 8, el sismo de magnitud 8 ocurrido en Michoacán (1985) y el sismo de Oaxaca

de magnitud 7.7 (1978) provocan que las pendientes en esas 3 regiones tengan un valor más alto a bajas frecuencias.

4. Las frecuencias de esquina obtenidas para los sismos en Oaxaca muestran buena correlación respecto al momento sísmico. Una característica que se observa en la figura 5.31 es la pendiente correspondiente a la región de Oaxaca principalmente a bajas frecuencias, en donde se observa una importante diferencia en el momento sísmico comparado con las otras tres regiones. Esto significa que los sismos grandes en Oaxaca liberan mayor contenido de energía sísmica respecto a Jalisco, Michoacán y Guerrero. De manera similar, en altas frecuencias, el momento sísmico sigue siendo mayor respecto a las otras regiones. Se debe tomar en cuenta que, en Oaxaca, la placa subducida aumenta ligeramente su ángulo de inclinación respecto a la superficie de la Tierra, por lo que la geometría de la placa podría tener influencia en la ruptura y propagación de ondas sísmicas para los sismos que ocurren en esta zona. Por lo tanto, se esperaría ver un comportamiento similar entre las pendientes de Oaxaca y Guerrero, y una diferencia importante entre las zonas mencionadas y la región de Michoacán y Jalisco.

Para poder reforzar la idea de que la geometría es un factor que influye en los mecanismos de ruptura de los terremotos, es necesario utilizar otros métodos para tener una mejor correlación entre datos observados y sintéticos para estimar la función de fuente y su espectro, cómo por ejemplo, proponer un modelo de falla finita, debido a que en este trabajo, los sismogramas sintéticos se generaron considerando una fuente puntual, lo cual no es correcto si se toma en cuenta que las fallas, en general, representan un plano de falla. O bien, utilizar métodos numéricos para poder representar la ruptura de una falla con diferentes inclinaciones y obtener el resultado en términos de la función de deslizamiento. En trabajos futuros, se pretende profundizar en los métodos mencionados con miras a fortalecer la idea propuesta en este trabajo.

6.- Conclusiones.

Se obtuvo la función de fuente para sismos ocurridos en la región de Jalisco, Michoacán, Guerrero y Oaxaca con la finalidad de obtener el espectro de fuente y determinar si existen variaciones de la frecuencia de esquina entre las cuatro regiones. A pesar de la dificultad de obtener registros de velocidad a partir de la integración de registros de aceleración mediante la corrección de la línea base, el esquema de inversión propuesto en este trabajo mostró resultados satisfactorios para la estimación de las funciones y los valores correspondientes de las frecuencias de esquina.

La metodología propuesta presenta limitaciones. Una de ellas, es que los sintéticos se calcularon para una fuente puntual, lo cual afecta la correlación entre sintéticos y datos observados en algunos registros (véase, por ejemplo, figura 11.1 en anexo 5). Lo anterior puede generar incertidumbre en los resultados de la inversión. Además, se debe tener muy en cuenta las estaciones que se seleccionen para la inversión, de forma que no estén muy cerca del epicentro debido a los efectos de falla finita y atenuación, y que no coincida con los planos nodales de los mecanismos focales en donde, en teoría, las amplitudes de las fases sísmicas son mucho menores. Se requiere tener una distribución homogénea en la distribución de las magnitudes de los sismos, es decir, que se seleccionen cierta cantidad de sismos con la misma magnitud, misma profundidad y distribución homogénea del epicentro a lo largo de la costa entre las cuatro regiones. Sin embargo, es muy difícil encontrar magnitudes similares entre las cuatro regiones, en especial si se trata de sismos con magnitud mayor a 6.5. Además, la localización, tiempos de origen, mecanismo focal y magnitud son parámetros que no están muy bien determinados y varían dependiendo del esquema que usen el GCMT, SSN y USGS para obtener el tensor de momento sísmico.

A pesar de las limitaciones, los valores de la frecuencia de esquina obtenidos con el esquema de inversión son consistentes considerando la relación que se observa respecto a la magnitud de los sismos que se utilizaron en este trabajo y con los valores obtenidos registrados en las tablas 3 a 9. Se observa una clara diferencia en la pendiente que define las frecuencias de esquina entre las regiones de estudio (figura 5.31), sin dejar de lado que en la región de Jalisco no se incluyeron sismos con magnitudes menores a 7, por lo que no es posible comparar su tendencia con las otras regiones.

Además, al comparar los espectros entre las regiones, es claro que existen diferentes comportamientos de la ruptura entre las cuatro regiones y la frecuencia de esquina podría ser un parámetro indicador de algún proceso en la ruptura que no se conoce aún y se cree que la variación en la inclinación de la placa subducida juega un papel importante en las características de la ruptura en las fallas y la propagación de ondas, sobretodo en la placa horizontal debajo de Guerrero.

Los resultados sirven para sentar las bases sobre lo que se pretende demostrar: que la geometría de la placa subducida influye en el mecanismo de ruptura de las fallas y en la propagación de la energía elástica. Para poder sustentar lo anterior, que queda para trabajo futuro, es posible construir modelos de la placa subducida con su respectiva inclinación, imponiendo las condiciones en la falla, la superficie libre, y en los alrededores, usando métodos numéricos para modelar la propagación de ondas y obtener el resultado en términos de la función de fuente y finalmente comparar los espectros entre las regiones. O bien, implementando un esquema de inversión de falla finita, es decir, con varias fuentes puntuales e imponiendo velocidad de ruptura, lo que ayudaría a mejorar en primera instancia, las observaciones con los sismogramas sintéticos.

Se espera que las estimaciones de los valores de frecuencia de esquina obtenidos en este trabajo sean de utilidad en la generación de sismogramas sintéticos, con el objetivo de mejorar las estimaciones de peligro sísmico para el centro de México y otras regiones del país.

7.- Referencias.

Acevedo, A.B. (2012). *Criterios sismológicos para seleccionar acelerogramas reales de la red nacional de acelerógrafos de Colombia para su uso en análisis dinámicos*. Revista EIA, ISSN, 1794-1237, No. 17, p. 57-70.

Aki, K & Richards (2002). "*Quantitative Seismology, Theory & Methods*" Freeman & Co.

Allman B.P., and Shearer, P (2009). *Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes*. *J. Geophys. Res.*, 144, B01310.

Bandy, W., Mortera-Gutierrez, C., Urrutia-Fucugauchi, J., and Hilde T.W.C (1995). *The subducted Rivera-Cocos plate boundary: where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift*. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 3075-3078.

Bandy, W., Kostoglodov, V., Hurtado-Díaz, A., and Mena, M (1999). *Structure of the southern Jalisco subduction zone, Mexico, as inferred from gravity and seismicity*. *Geofisica Int.*, 38, 127-136.

Bandy, W.L., Hilde, T.W.C., Yan, C.-Y. (2000). *The Rivera-Cocos plate boundary: implications for Rivera-Cocos relative motion and plate fragmentation*, in Delgado-Granados, H., Aguirre Diaz, G., and Stock, J.M., eds, *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*: Boulder Colorado, Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 334, 1-28 , 2000.

Beresnev, I.A (2002). *Source Parameters Observable from Corner Frequency of Earthquake Spectra*. *Bull. Seismo. Soc. Am.* Vol. 92, No. 5, 2047-2048.

Boore, D. (1983). *Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra*, *Bull. Seism.Soc. Am.* 73, 1865–1894.

Boschi, L. (2012). *Basic Theorems in Dynamic Elasticity*.

Bormann, P., Baumbach, M., Bock, G., Grosser, H., Choy, G.L. and Boatwright, J. (2002). *Seismic Sources and Source Parameters in IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice*. P. Bormann (Editor), Vol. 1, GeoForschungsZentrum, Potsdam, Chapter 3, 1-94.

Brune, J. N. (1970). *Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes*, *J. Geophys. Res.* 75, 4997–5009.

Brune, J., R. Archuleta., S. Hartzell. (1979). *Far field S-Wave spectra, corner frequencies and pulse shapes*. *J. Geophys. Res.* Vol. 84, No. B5, 1979.

Bullen y Bolt (1985). *An Introduction to the Theory of Seismology*. Cambridge: Cambridge University Press.

Cahuari Begazo, A.Y. (2008). *Cálculo de la magnitud local (mL) a partir de registros de aceleración usando la técnica de deconvolución y relación de magnitudes*. Tesis de

bachiller. Facultad de Geología, Geofísica y Minas. Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa. 202 p.

Campillo, M., Singh, S.K., Shapiro, N., Pacheco, J y Hermann, R.B (1996). *Crustal structure south of the Mexican Volcanic Belt based on group velocity dispersion*. *Geofis. Int.*, 35, 361-370.

Corboleux, F., Singh, S. y Pacheco, J.F. (1997). *The 1995 Colima-Jalisco, Mexico, earthquake (Mw 8): A study of the rupture process*. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 24, No. 9. P. 1019-1022.

Currie, C.A., Hyndman, R.D., Wang, K. and Kostoglodov, V (2002). *Thermal models of the Mexico subduction zone: Implications for the megathrust seismogenic zone*. *J. Geophys. Res.*, 107, B12, 2370.

Day, S. M., J. Bielak, D. Dreger, R. Graves, S. Larsen, K. Olsen, and A. Pitarka (2003). *Tests of 3D elastodynamic codes: Final report for Lifelines Project 1A02*, Pacific Earthquake Engineering Research Center, Berkeley, California.

Day, S. M., and Dalguer, L. A (2005). *Comparison of finite difference and boundary integral solutions to three-dimensional spontaneous rupture*. *J. Geophys. Res.*, 110, B12307.

Dechaumphai, P. (2010). *Finite Element Method. Fundamentals and Applications*. Oxford, U.K. Alpha Science International Ltd.

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

DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S Stein (1990). *Current plate motions*. *Geophys. Res. J. Int.* 101, 425-478.

Dougherty, S. L., Clayton, R. W. and Helmberger, D. V. (2012). *Seismic structure in central Mexico: Implications for fragmentation of the subducted Cocos plate*. *J. Geophys. Res.* Vol. 117, B09316.

Dunham, E., and R. J. Archuleta (2004). *Evidence for a supershear transient during the 2002 Denali fault earthquake*. *Bull. Seismo. Soc. Am.* 94, 6B, 5256-5268.

Eisner L. and Clayton, R. W. (2001). *A Reciprocity Method for Multiple-Source Simulations*. *Bull. Seismo. Soc. Am.* 91, 3, pp. 553-560.

Escobedo, D., J. Pacheco and G. Suárez (1998). *Telesismic body-wave analysis of the October, 1995 (Mw=8.0), Colima-Jalisco, Mexico earthquake, and its largest foreshock and aftershocks*. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 547-550.

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

García-Herrera, C. *Riesgo geológico de la inundación de la población de Tixtla, Guerrero por efecto de las lluvias producto de los huracanes Manuel e Ingrid en septiembre de 2013*

en el Estado de Guerrero. CONAGUA, Convención Nacional Geológica 2014, Sociedad Geológica Mexicana.

García, D., Singh, S. K., Herráiz, M., Pacheco, J. F. y Ordaz, M. (2004) *Inslab Earthquakes of Central Mexico: Q, Source Spectra, and Stress Drop*. *Bull. Seismol. Soc. Am.* Vol. 94, No. 3, pp. 789-802.

Gómez-González, J. M., Mendoza, C., Sladen, A. and Guzmán-Speziale, M. (2010). *Kinematic source analysis of the 2003 Tecomán, Mexico, earthquake (Mw 7.6) using teleseismic body waves*. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana A.C.* Vol 62, No. 2, 249-262.

Goto, H., Ramírez-Guzmán, L., and Bielak, J (2010). *Simulation of spontaneous rupture based on a combined boundary integral equation method and finite element method approach: SH and P-SV cases*. *Geophys. J. Int.*, 183, 975-1004.

Hanks, T. C. (1981). *The corner frequency shift, earthquake source models, and Q*, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 597-612.

Haskell, N. (1966). *Total Energy and Energy Spectral Density of Elastic Wave Radiation from Propagating Faults*. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 56: 125-140.

Hartzell, S.H. y Heaton, T.H. (1983). *Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake*. *Bull. Seismo. Soc. Am.* Vol 73, No. 6, pp 1553-1583.

Hernández, B., N. Shapiro, S.K. Singh, J.F. Pacheco, F. Cotton, M. Campillo, A. Iglesias, V. Cruz, J.M. Gómez, y L. Alcantara (2001). *Rupture history of September 30, 1999 intraplate earthquake of Oaxaca, Mexico (Mw=7.5) from inversion of strong motion data*. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 363-366

Humphrey, J. R and Anderson, J. G. (1994). *Seismic Source Parameters from the Guerrero Subduction Zone*. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, No. 6, pp. 1754-1769.

Hurtado, A., J. Dominguez, G. Suárez, J. Vandecar, R. Kuenhel, S. Solomon and G. Reyes (1998). *Geometry of the Benioff zone of the Rivera plate beneath the Jalisco block and state of stress*. *Geophys. Res. Lett.*

Iglesias, A., Singh, S.K., Pacheco, J.F. y Ordaz M. (2002). *A Source and Wave Propagation Study of the Copalillo, Mexico, Earthquake of 21 July 2000 (Mw 5.9): Implications for Seismic Hazard in Mexico City from Inslab Earthquakes*. *Bull. Seismo. Soc. Am.* Vol. 92, No. 3, pp 1060-1071.

Kanamori, H. and Stewart, G. S. (1978). *Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976*. *J. Geophys. Res.* 83, 3427-3434.

Kaneko, Y. and P. M. Shearer (2015). *Variability of seismic source spectra, estimated stress drop, and radiated energy, derived from cohesive-zone models of symmetrical and asymmetrical circular and elliptical ruptures*. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 1053-1079.

Kostoglodov, V., and J. Pacheco (1999). *Cien Años de Sismicidad en México*, Instituto de Geofísica, UNAM, México City.

- Kramer, S.L. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice Hall.
- Lay, Thorne & Wallace, Terry C. (1995). *Modern Global Seismology*, Academic Press.
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C.J., Koper, K.D., Hutko, A.R., Ye, L., Yue, H. y Rushing, T.M. (2012). *Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults*. *J. Geophys. Res.* Vol. 117, B04311.
- Lee, E.-J., Chen, P., Jordan, T.H., & Wang, L. (2011). *Rapid full-wave centroid moment tensor (CMT) inversion in a three-dimensional earth structure model for earthquakes in Southern California*. *Geophys. J. Int.* 186(1), 311-330.
- Madariaga, R (1976). *Dynamics of an expanding circular fault*. *Bull. Seismo. Soc. Am.*, 66(3), 639-666.
- Madariaga (1978). *The dynamic field of Haskell's rectangular dislocation fault model*. *Bull. Seismo. Soc. Am.*, 68, 869-887, 1978.
- Madariaga, R. (2007) *Seismic Source Theory*. Ecole Normale Supérieure, Paris, France, Elsevier B.V.
- Mahmoudian, F. and Margrave, Gary. F. (2003). *A review of the finite-element method in seismic wave modelling*. CREWES Research Report, vol. 15.
- Manea, V.C., M. Manea, and L. Ferrari (2013). *A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America*. *Tectonophysics*. 609, pp. 56-81.
- Martin Mai, P (2011). *Earthquake rupture inversions: the (ugly) past, the (not-quite-as-ugly) present and (hopefully bright) future. A primer*. King Abdullah University of Science & Technology. Conference.
- Martini, M (2010). *Estratigrafía, deformación y magmatismo de la región comprendida entre Huetam y Zihuatanejo (Michoacán, Guerrero): implicaciones para la evolución tectónica del sur de México durante el Cretácico y el Terciario temprano (Tesis doctoral)*. Centro de Geociencias, UNAM, México.
- Masuda, T. (1988) *Corner Frequencies and Q Values of P and S Waves by Simultaneous Inversion Technique*. *Tohoku Geophys. Journ.* Vol. 31, N0. 3, 4, pp. 101-125.
- Masuda, T. and Z. Suzuki (1982). *Objective estimation of source parameters and local Q values by simultaneous inversion method*. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 30, 197-208.
- Matzner (2001). *Dictionary of Geophysics, Astrophysics, and Astronomy*. CRC Press LLC.
- Melbourne, T., I. Carmichael, C. Demets, K. Hudnut, O. Sánchez, J. Stock, G Suárez and F. Webb (1997). *The geodetic signature of the M8.0 Oct. 9, 1995, Jalisco subduction earthquake*. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 715-718.
- Melgar, D., Bock, Y., Sanchez, D. y Crowell, B. W. (2013). *On robust and reliable automated baseline corrections for strong motion seismology*. *J. Geophys. Res.* 118, pp. 1177-1187.

- Melgar, D. and Pérez-Campos, X (2011). *Imaging the Moho and subducted oceanic crust at the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, from receiver functions*. *Pure Appl. Geophys.*, 168, 1449-1460.
- Mendoza, C. (2013). *Near-realtime source analysis of the 20 March 2012 Ometepe-Pinotepa Nacional, Mexico earthquake*. *Geofis. Inter.* 53-2: 211-220.
- Mendoza, C. y Hartzell, S. (2013) *Finite fault source inversion using teleseismic P waves: simple parameterization and rapid analysis*. *Bull. Seismol. Soc. Am.* Vol. 103, No. 2A, pp. 834-844.
- Mercier De Lépinay, B., F. Michaud, T. Calmus, J. Bourgois, G. Poupeau, P. Saint-Marc and The Nautimate Team (1997). *Large Neogene subsidence event along Middle American Trench off Mexico (18° - 19°): Evidence from submersible observations*. *Geology*, 25, 387-390.
- Morán-Zenteno, D (1994). *The Geology of the Mexican Republic*. AAPG Studies in Geology, #39.
- Neumann, F (2012). *An Analog Model of the Middle American Subduction Zone and the Mantle Flow Beneath the Jalisco and Michoacan blocks*. 2012.
- Oglesby, D., Archuleta, R.J. and Nielsen, S. B. (1998). *Earthquakes on dipping faults, the effects of broken symmetry*. *Science*, 280, 1055-1059.
- Oglesby, D., Archuleta, R.J. and Nielsen, S. B. (2000). *The Three-Dimensional Dynamics of Dipping Faults*. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 3, pp. 616-628.
- Ordaz, M. y Zeballos, A. (2007). *Información para la gestión de riesgo de desastres: estudio de caso de cinco países; México*. México: Comisión Económica para América Latina y el Caribe (Cepal), Banco Interamericano de Desarrollo (BID).
- Ortega-Gutiérrez (1981). *Metamorphic belts in southern Mexico and their tectonic significance*. *Geofis. Int.*, 20, 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Dávalos-Elizondo, María Guadalupe (2008). *On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico*. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, V. 25, No. 2.
- Ortiz, M., S.K. Singh, J. Pacheco and V. Kostoglodov (1998). *Rupture length of the October 9, 1995 Colima-Jalisco earthquake (M_w 8) estimated from tsunami data*. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2857-2860.
- Pacheco, J., S.K. Singh, J. Dominguez, A. Hurtado, L. Quintanar, Z. Jiménez, J. Yamamoto, C. Gutierrez, M. Santoyo, W. Bandy, M. Guzmán and V. Kostoglodov (1997a). *The October 9, 1995 Colima-Jalisco, Mexico earthquake (M_w=8): An aftershock study and a comparison of this earthquake with those of 1932*. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2223-2226.
- Pardo, M., and G. Suárez (1993). *Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western Mexico*. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2391-2394.

- Pardo, M., and G. Suárez (1995). *Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications*. *J Geophys. Res.*, 100(B7), 12,357-1, 2373.
- Petersson, N. A. and B. Sjögren (2011). *User's guide to WPP version 2.1, Lawrence Livermore National Laboratory technical report*, LLNL-SM-487431.
- Pérez-Campos, X., Y. Kim, A. Husker, P. M. Davis, R.W. Clayton, A. Iglesias, J. F. Pacheco, S.K. Singh, V. C. Manea, and M. Gurnis (2008). *Horizontal subduction and truncation of the Cocos plate beneath central Mexico*. *Geophys. Res. Lett.* 35, L18303.
- Pérez-Campos, X., S.K. Singh, A. Iglesias, L. Alcántara, M. Ordaz and D. Legrand (2010). *Intraslab Mexican Earthquakes of 27 April 2009 (Mw 5.8) and 22 May 2009 (Mw 5.6): a source and ground motion study*. *Geofis. Intern.* 49(3), 153-163.
- Ramírez Guzmán, Leonardo (2008). *Earthquake Source Mechanics and Wave Propagation in Sedimentary Basins Using the Finite Element Method*. *Ph.D. Thesis*, Carnegie Mellon University, 2008.
- Ramirez-Guzman, L., M. Contreras, J. Aguirre, J. Bielak, and M. Macías (2016*). *Strong ground motion simulations in central Mexico: regional, local, and city-soil effects in Mexico City*.
- Ramírez-Herrera, M.T., Kostoglodov, V. and Urrutia-Fucugauchi, J (2011). *Overview of recent coastal tectonic deformation in the Mexican Subduction Zone*. *Pure Appl. Geophys*, 168, 1415-1433.
- Z.E. Ross and Y. Ben-Zion (2014). *Automatic picking of direct P, S seismic phases and fault zone head waves*. *Geophys. J. Inter.* 199, 368-381.
- Sato & Hirasawa (1973). *Body wave spectra from propagating shear cracks*. *J. Phys. Earth*, 21, 415-431.
- Shearer, P (2009). *Introduction to seismology*. Cambridge University Press.
- Sheriff, R.E (2002). *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*. Vol. 13 *Society of Exploration Geophysicists*.
- Shi, J., W. Y. Kim and P. G. Richards (1998). *The corner frequencies and stress drops of intraplate earthquake in the northeastern United States*, *Bull. Seismo. Soc. Ame.*, 88, 531-542.
- Singh, S.K., Ponce, L., and Nishenko, S.P (1985). *The great Jalisco, Mexico, earthquakes of 1932: subduction of the Rivera plate*. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1301-1313.
- Singh, S. K. y F. Mortera (1991) *Source Time Functions of Large Mexican Subduction Earthquakes, Morphology of the Benioff Zone, Age of the Plate, and Their Tectonic Implications*. *J. Geophys. Res.* Vol. 96, No. B13, pp. 21, 487-21,502
- Singh, S.K., J. Pacheco, M. Ordaz and V Kostoglodov (2000) *Source Time Functions and Duration of Mexican Earthquakes*. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90, 2, pp. 468-482.

Singh, S.K., M. Ordaz, L. Alcantara, N. Shapiro, V. Kostoglodov, J. F. Pacheco, S. Alcocer, C. Gutiérrez, R. Quaas, T. Mikumo and E. Ovando. (2000). *The Oaxaca Earthquake of 30 September 1999 (Mw=7.5): A Normal-faulting Event in the Subducted Cocos Plate*. *Seismol. Res. Lett.* Vol. 71, No.1.

Singh, S.k., Pérez-Campos, X., A. Iglesias y J. F. Pacheco (2008). *An exploratory study for rapid estimation of critical source parameters of great subduction-zone earthquakes in Mexico*. *Geofis. Int.* 47 (4), pp. 355-369.

Singh, S.K., Pérez-Campos, X. Espíndola, V. H., Cruz-Atienza, V. M. and Iglesias, A. (2014). *Intraslab Earthquake of 16 June 2013 (Mw 5.9), One of the Closest Such Events to Mexico City*. *Seismol. Res. Lett.* Vol. 85, No. 2.

Stein, S., and Wysession (2003). *Introduction to seismology, earthquakes and earth structure*. Oxford, Blackwell.

Stock, J.M. and Lee, J (1994). *Do microplates in subduction zones leave a geological record?* *Tectonics*, Vol. 13, No. 6, 1472-1487.

Stubailo, I., C. Beghein, and P. M. Davis (2012). *Structure and anisotropy of the Mexico subduction zone based on Rayleigh-wave analysis and implications for the geometry of the Trans-Mexican Volcanic Belt*. *J. Geophys. Res.*, 117.

Suárez, G., T. Monfret, G. Wittlinger, and C. David (1990). *Geometry of subduction and depth of the seismic zone in the Guerrero gap, Mexico*, *Nature*, 345, 336-338.

Tu, T., Yu, H., Ramírez-Guzmán, L., Bielak, J., Ghattas, O., Ma, K. L. and O'Hallaron, D. R. (2006) *From mesh generation to scientific visualization: an end-to-end approach to parallel supercomputing*. In *Proceedings of 2006 ACM/IEEE International Conference for High Performance Computing, Networking, Storage and Analysis (SC06)*, IEEE Computer Society, Tampa, Florida.

UNAM Seismology Group (2015). *Papanao, Mexico earthquake of 18 April 2014 (Mw 7.3)*. *Geofísica Internacional*, 54-4, 363-386.

Urrutia-Fucugauchi, J and Molina Garza, R.S (1992). *Gravity modeling of regional crustal and upper mantle structure of the Guerrero terrane -1. Colima graben and southern Sierra Madre Occidental, western Mexico*. *Geofis. Int.*, 31, 4923-507.

Urrutia-Fucugauchi, J. and J.H. Flores-Ruíz (1996). *Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico*. *Int. Geol. Rev.*, 38, 176-194.

Wang, R., Schurr, B., Milkereit, C., Shao, Z. & Jin, M (2011). *An improved automatic scheme for empirical baseline correction of digital strong-motion records*. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 101, No. 5, pp. 2029-2044.

Yagi, Y. Mikumo, T., Pacheco, J. and Reyes, G. (2004). *Source Rupture Process of the Tecmán, Colima, Mexico Earthquake of 22 January 2003, Determined by Joint Inversion of Teleseismic Body-Wave and Near-Source Data*. *Bull. Seismol. Soc. Am.* Vol. 94, No. 5, 1795-1807.

Yang, T., S. P. Grand, D. Wilson, M. Guzman-Speziale, J. M. Gomez-Gonzalez, T. Dominguez-Reyes, and J. Ni (2009), *Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography*, *J. Geophys. Res.*, 114, B01302.

Zhao, L., Chen, P. and Jordan, T. H. (2006). *Strain Green's Tensors, Reciprocity, and Their Applications to Seismic Source and Structure Studies*. *Bull. Seismol. Soc. Am.* Vol. 96, No. 5, pp. 1753-1763.

Zhu, L. y Rivera, Luis, A (2002). *A note in the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media*. *Geophys. J. Int.* 148, 619-627.

8.- Anexos 1. Sismos utilizados en la inversión. Estaciones donde se generaron sintéticos.

Sismos de Jalisco										
No.	Fecha	Hora	Mw	H (km)	Lon (°)	Lat (°)	Mo (Nm/s)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)
1	1995-10-09	15:35:51	8	15	-104.67	18.74	7.84E20*	302	9	92
2	2003-01-22	02:06:34	7.5	26	-104.07	18.81	1.06E18	286	23	70
Sismos de Michoacán										
1	1981-10-25	03:22:13	7.2	31.8	-102.15	18.28	7.01E19	287	20	82
2	1985-09-19	13:17:42	8	21.3	-102.94	18.08	1.10E21	301	18	105
3	1985-09-21	01:37:18	7.5	20.8	-101.48	18.02	2.50E20	296	17	85
4	1997-01-11	20:28:27	7.1	40	-103.04	17.91	7.09E19	175	18	-28
5	1997-05-22	07:50:55	6.5	55.5	-101.81	18.41	6.53E18	102	28	-78
6	1999-06-21	17:43:05	6.3	48	-101.72	17.99	3.11E18	254	27	-141
7	1999-12-28	05:19:47	5.9	50	-101.68	18.1	8.39E17	260	22	-129
8	2006-08-11	14:30:41	6	57.8	-101.27	18.32	1.26E18	97	33	-94
9	2012-04-11	22:55:10	6.7	20.5	-103.06	17.9	1.20E19	282	25	77
10	2013-04-21	01:16:34	6.1	26.6	-102.19	17.87	1.60E18	113	29	77
Sismos de Guerrero										
1	1993-10-24	07:52:18	6.6	21.8	-98.98	16.54	6.78E18	278	30	71
2	1995-09-14	14:04:30	7.3	21.8	-98.88	16.31	1.31E20	289	15	85
3	1996-07-15	21:23:38	6.6	22.4	-101.16	17.45	9.96E18	297	21	93
4	2000-07-21	06:13:39	5.8	56	-98.46	18.25	7.2E17	289	33	-81
5	2012-03-20	18:02:50	7.5	15.4	-98.39	16.6	1.19E20	296	10	95
6	2013-06-16	05:19:03	5.9	52*	-99.25	18.04	7.98E17	108	58	-104
7	2014-04-18	14:27:23	7.2	18*	-101.19	17.18	7.72E19	312	23	114
Sismos de Oaxaca										
1	1978-11-29	19:52:47	7.7	16.1	-96.83	15.74	5.27E20	274	7	57
2	1996-02-25	03:08:13	7.1	15	-97.98	15.88	2.79E17	280	16	74
3	1998-02-03	03:02:01	6.3	24	-96.22	15.92	3.72E18	288	42	104
4	1999-09-30	16:31:14	7.4	46.8	-96.96	16.2	1.51E20	102	42	-103
5	2006-08-19	05:41:30	5.6	26.6	-97.27	16.26	2.78E17	277	16	72
6	2010-02-09	00:47:40	5.7	30.3	-96.86	15.9	4.30E17	219	58	5
7	2010-06-30	07:22:27	6.3	17.8	-98.03	16.22	3.06E18	286	12	72

Tabla 10.- Sismos usados en este trabajo. El número de sismo (No.) es el número con el cual se identifican los sismos en los mapas que se muestran en el capítulo 5 para las cuatro regiones, Jalisco, Michoacán, Guerrero y Oaxaca. Se incluye la fecha del sismo, la hora de ocurrencia en GMT. La magnitud, profundidad (H) en kilómetros, momento sísmico y mecanismo focal se obtuvieron del catálogo de Harvard GCMT. Para algunos sismos, se obtuvo el momento sísmico con base en el cálculo de la fase W y que se señalan en la tabla con un asterisco (*).

Estación	Nombre	Latitud (°)	Longitud (°)
1	ACAM	20.043186	-100.716780
2	ACP2	16.874294	-99.886505
3	ATYC	17.213360	-100.432300
4	BHPP	19.109719	-98.227619
5	CHFL	17.969493	-97.865638
6	COYC	16.997790	-100.090000
7	COMD	18.122359	-100.523804
8	COPL	16.610810	-98.983990
9	CUP5	19.330240	-99.181080
10	GALE	15.976950	-96.490739
11	HMTT	17.798341	-98.559717
12	LMPP	19.001470	-98.182270
13	OCLL	17.036585	-99.878515
14	OXBJ	17.067337	-96.723804
15	OXLC	17.065039	-96.703157
16	OZST	18.860758	-97.094119
17	PBP2	19.045439	-98.208468
18	PBPP	19.047000	-98.209000
19	PHPU	19.044223	-98.168466
20	POZU	17.090080	-99.597540
21	RABO	18.569078	-98.445409
22	SCT2	19.394694	-99.148678
23	SLPA	19.928698	-99.833027
24	SXPU	19.055316	-98.226951
25	TEJU	18.904051	-100.159651
26	THEZ	18.477554	-97.383184
27	TNLP	18.095563	-99.560805
28	TOTO	19.330241	-98.256828
29	UNIO	17.987620	-101.810623
30	URUA	19.421758	-102.074059
31	VIGA	16.758703	-99.233268
32	VNTA	16.914260	-99.818850
33	XALA	19.529875	-96.901973
34	ARIG	18.280491	-100.347494
35	DHIG	20.300361	-99.035492
36	CAIG	17.048500	-100.267275
37	PZIG	19.329677	-99.178100
38	HLIG	17.829966	-97.803575
39	IGIG	20.753000	-101.327800
40	JRIG	20.703700	-100.447100
41	MMIG	18.288500	-103.345600
42	MEIG	17.924900	-99.619700
43	MOIG	19.646700	-101.227300
44	OXIG	17.072600	-96.733000

45	PNIG	16.392800	-98.127400
46	PLIG	18.392000	-99.502500
47	PPIG	19.067100	-98.628100
48	TLIG	17.562700	-98.566500
49	UNM	19.175833	-99.175917
50	YAIG	18.862469	-99.067031
51	ZIIG	17.606823	-101.465092

Tabla 11.- Estaciones usadas para el modelo. Sismogramas sintéticos.

9.- Anexos 2. Sismogramas sintéticos, Jalisco.

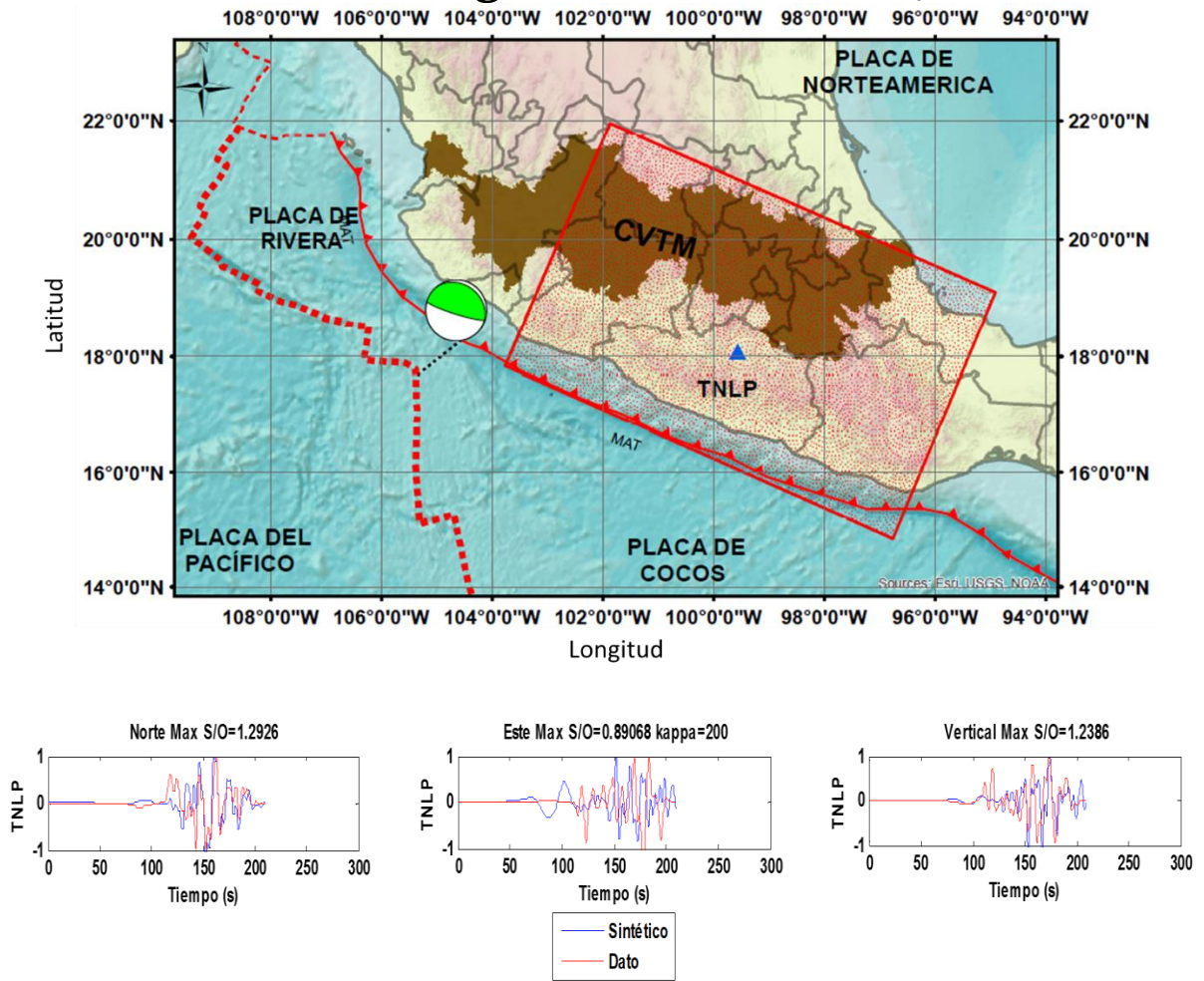


Figura 9. 1.- Sismo del 9 de octubre del año 1995. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.

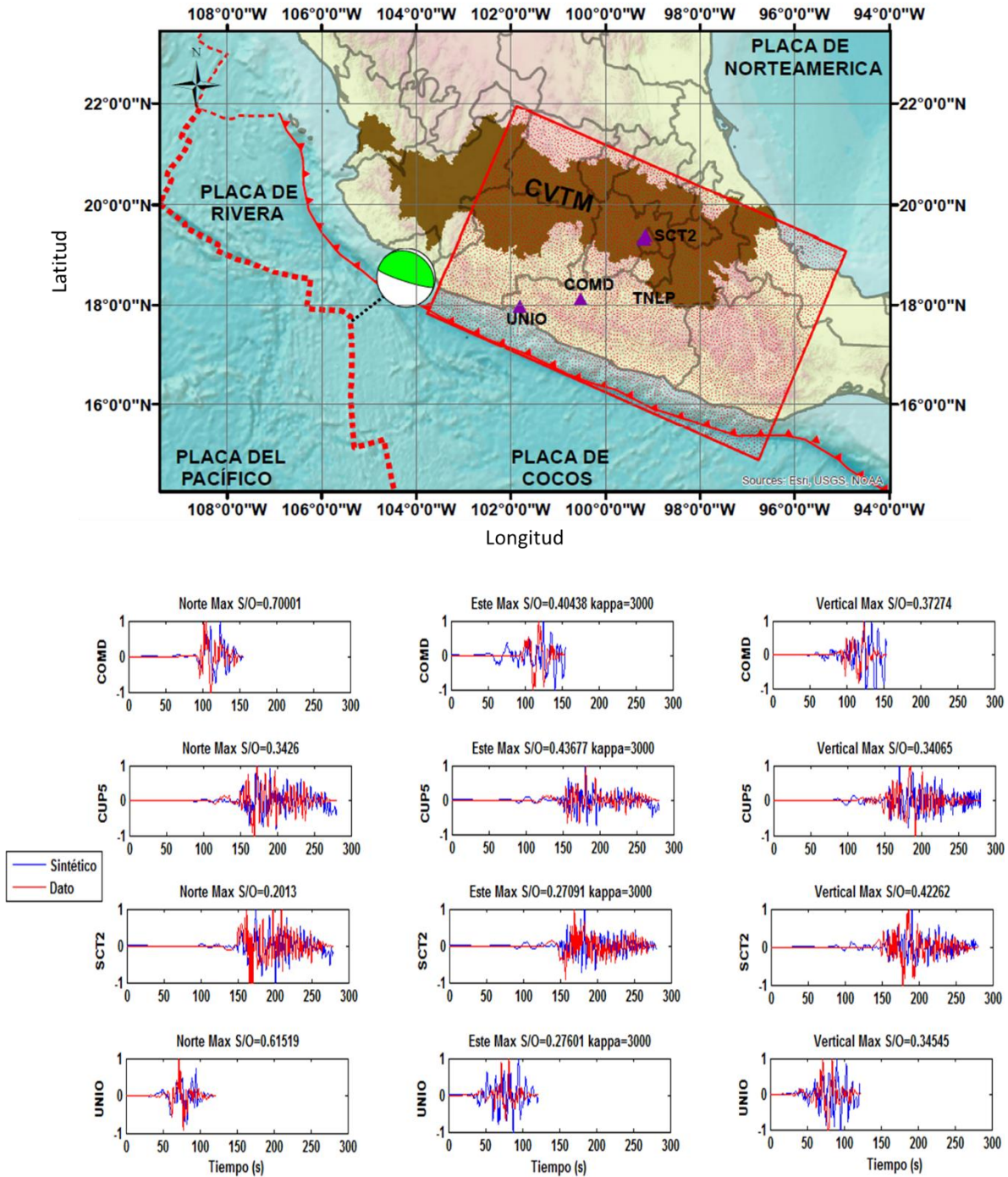


Figura 9. 2.- Sismo del 22 de enero del año 2003. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.

10.- Anexos 3. Sismogramas sintéticos, Michoacán.

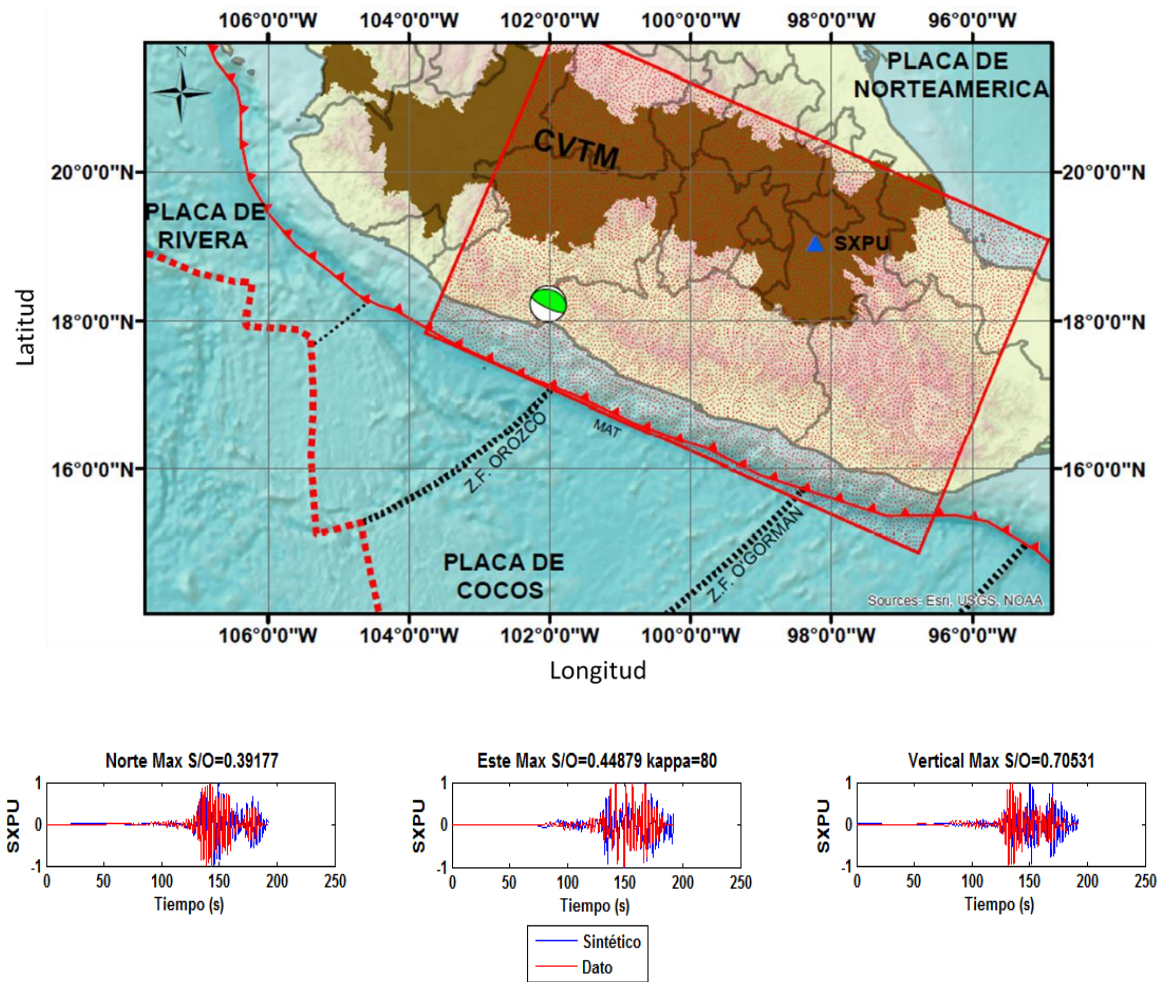


Figura 10. 1.- Sismo del 25 de octubre de 1981. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.

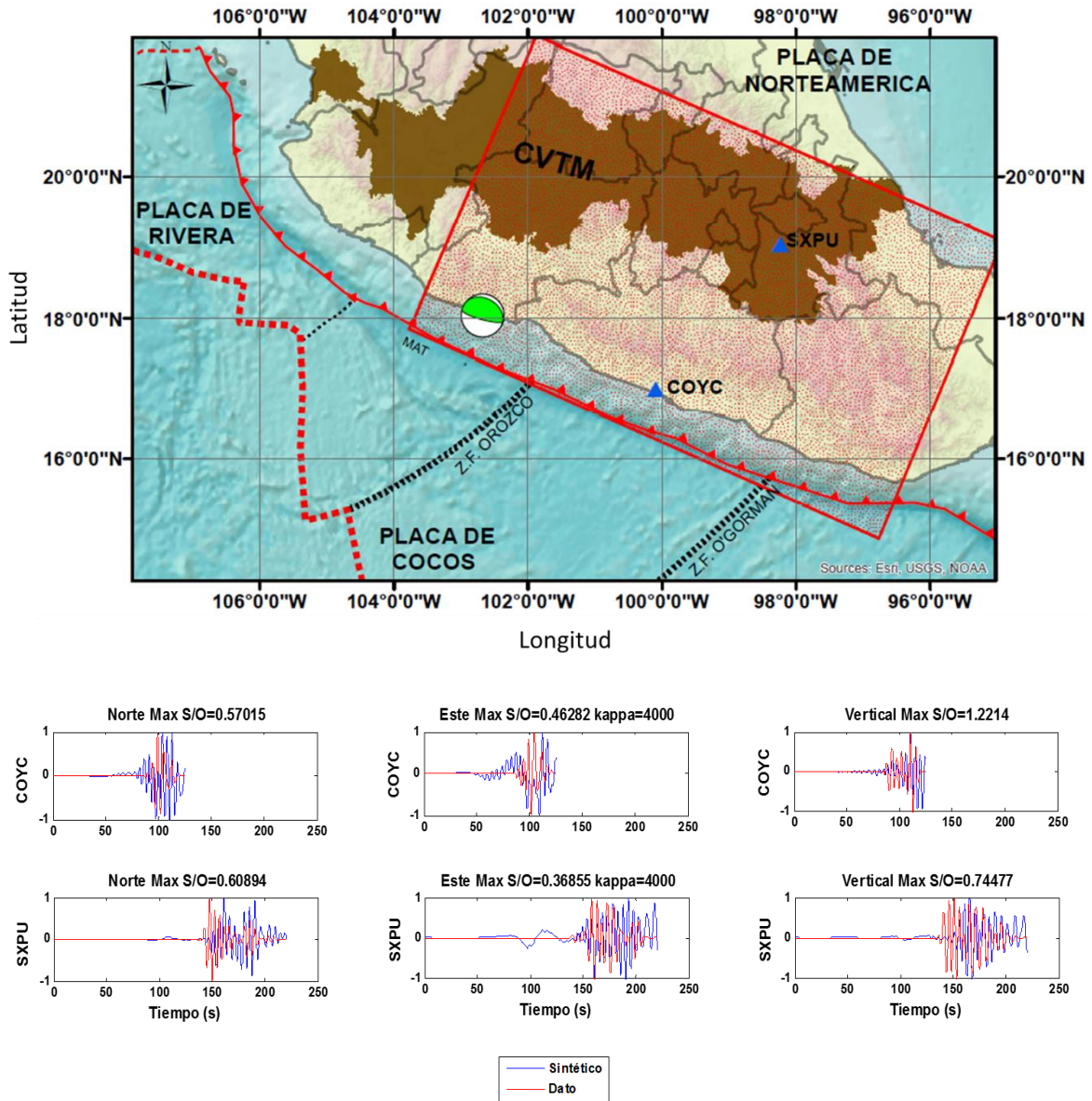


Figura 10. 2.- Sismo del 19 de septiembre de 1985. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.

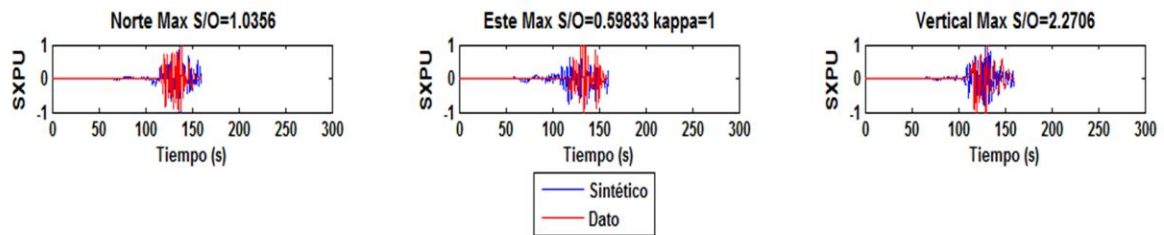
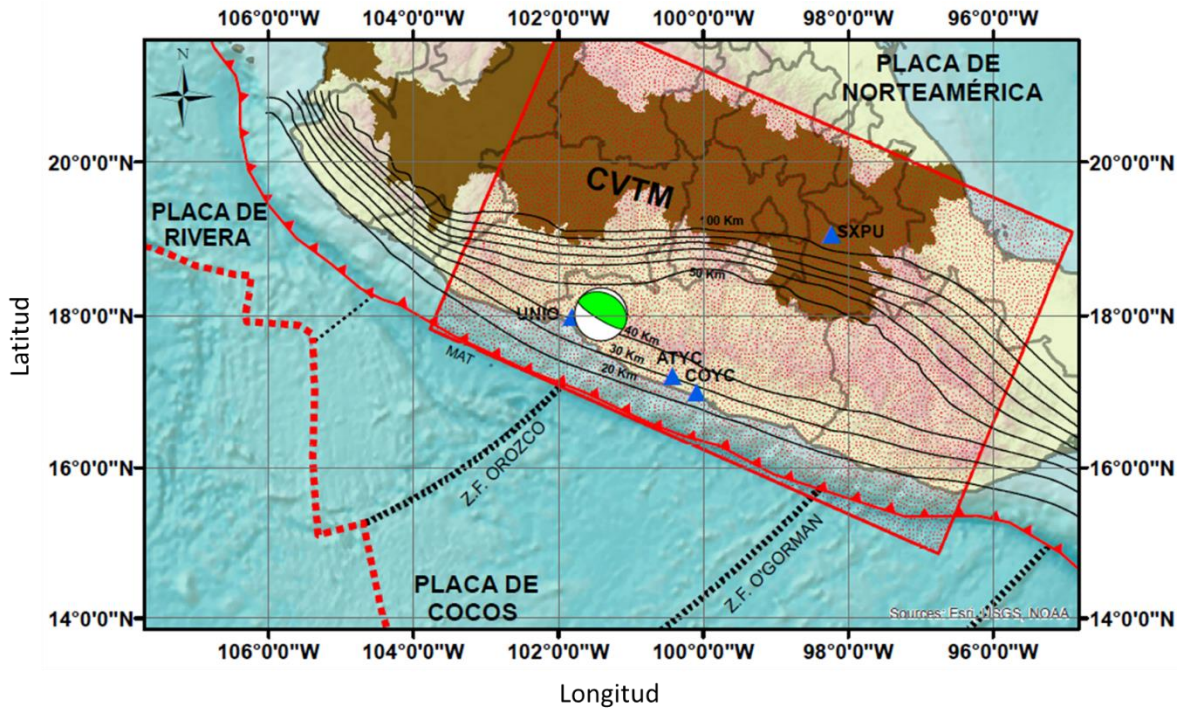


Figura 10. 3.- Sismo del 21 de septiembre de 1985. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.

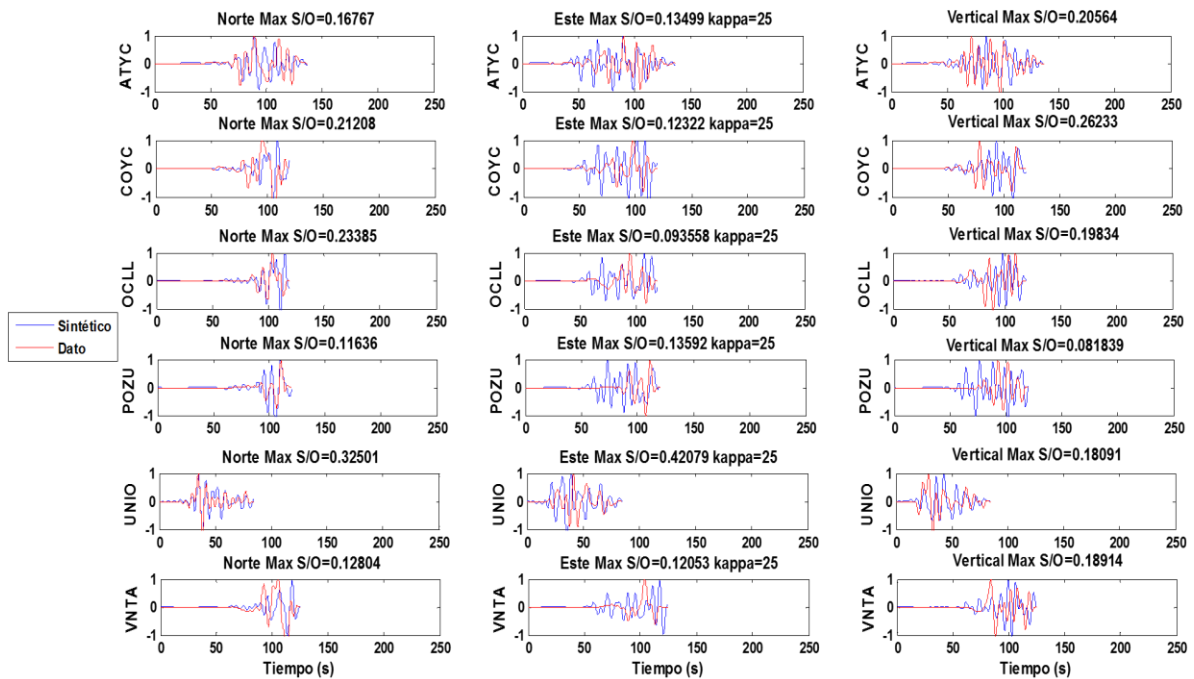
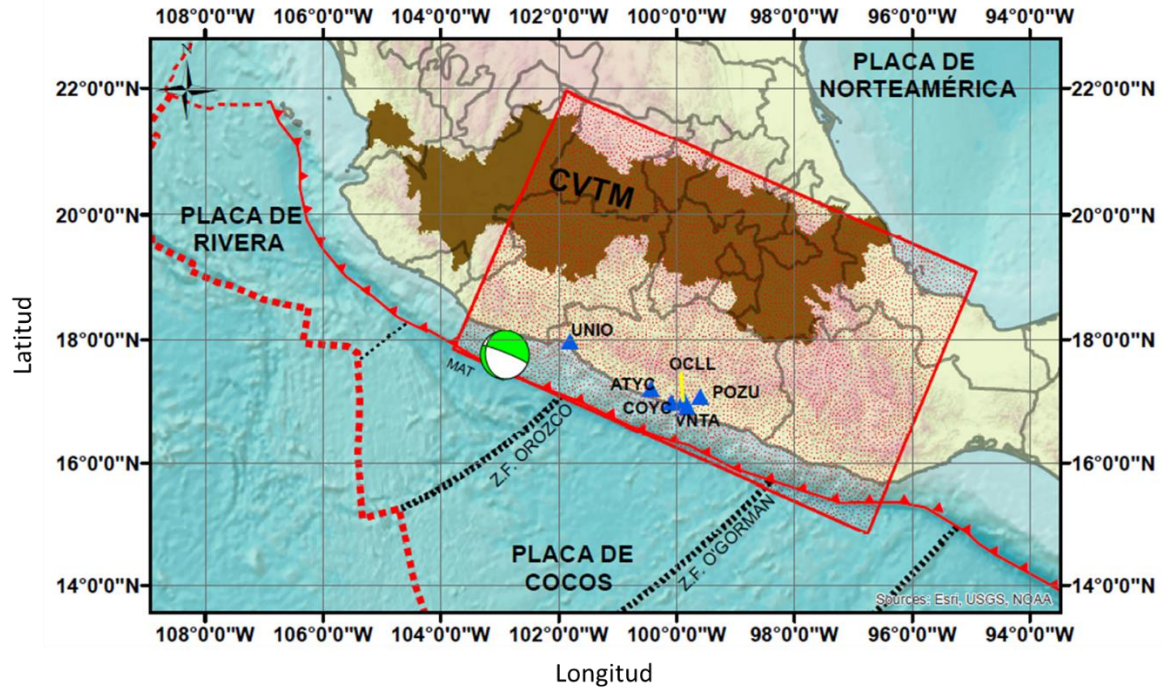


Figura 10. 4.- Sismo del 11 de enero de 1997. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.

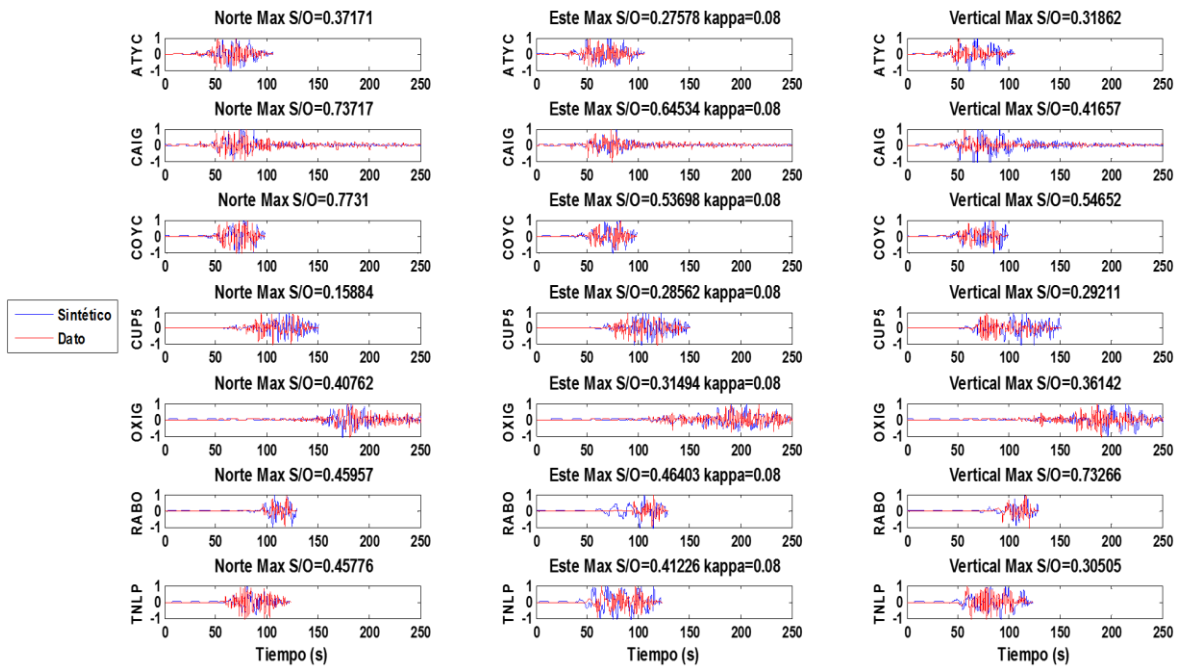
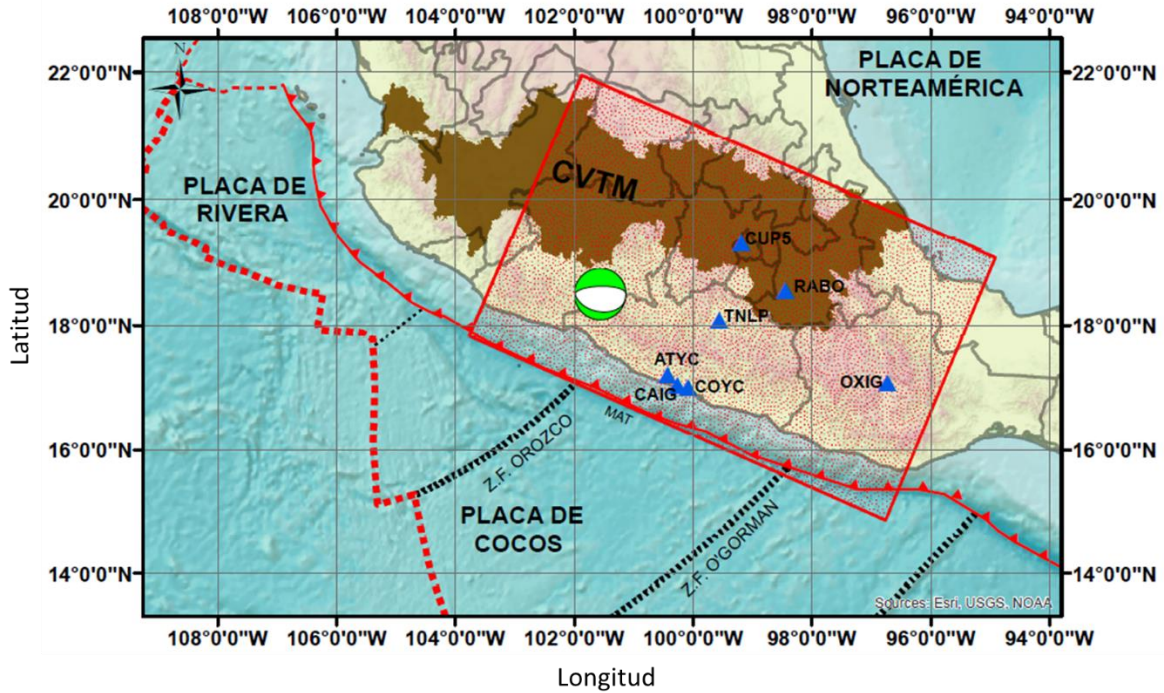


Figura 10. 5.- Sismo del 22 de mayo de 1997. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.

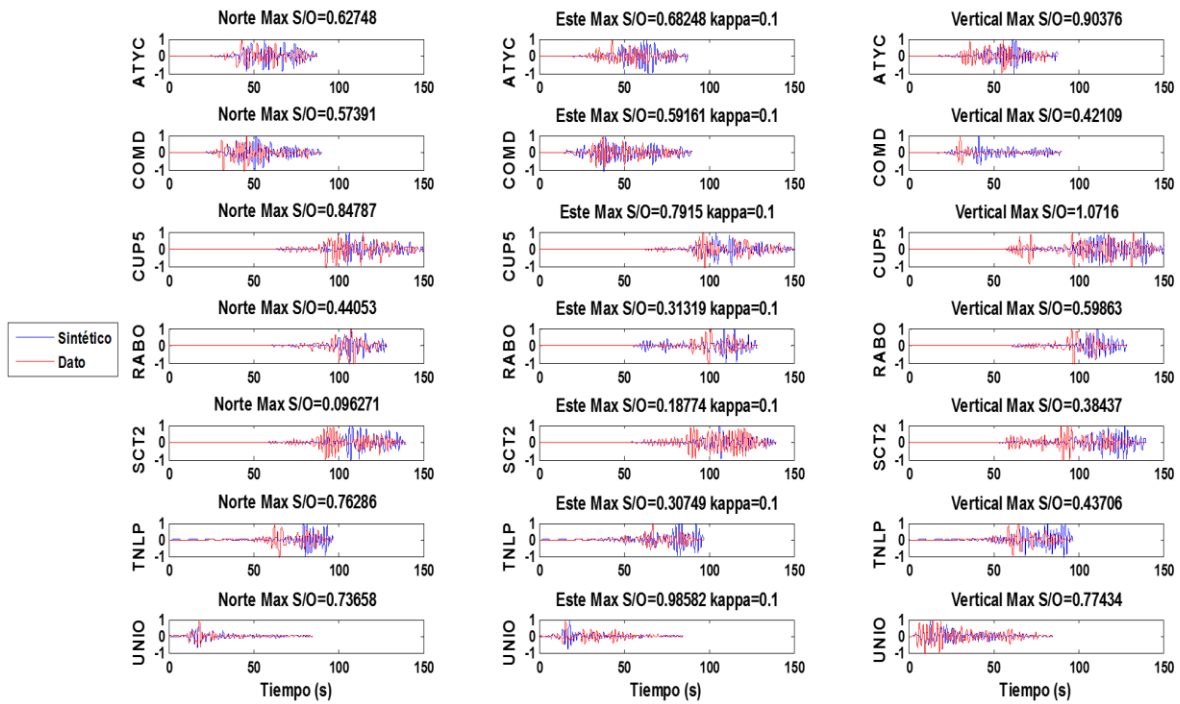


Figura 10. 6.- Sismo del 21 de junio de 1999. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.

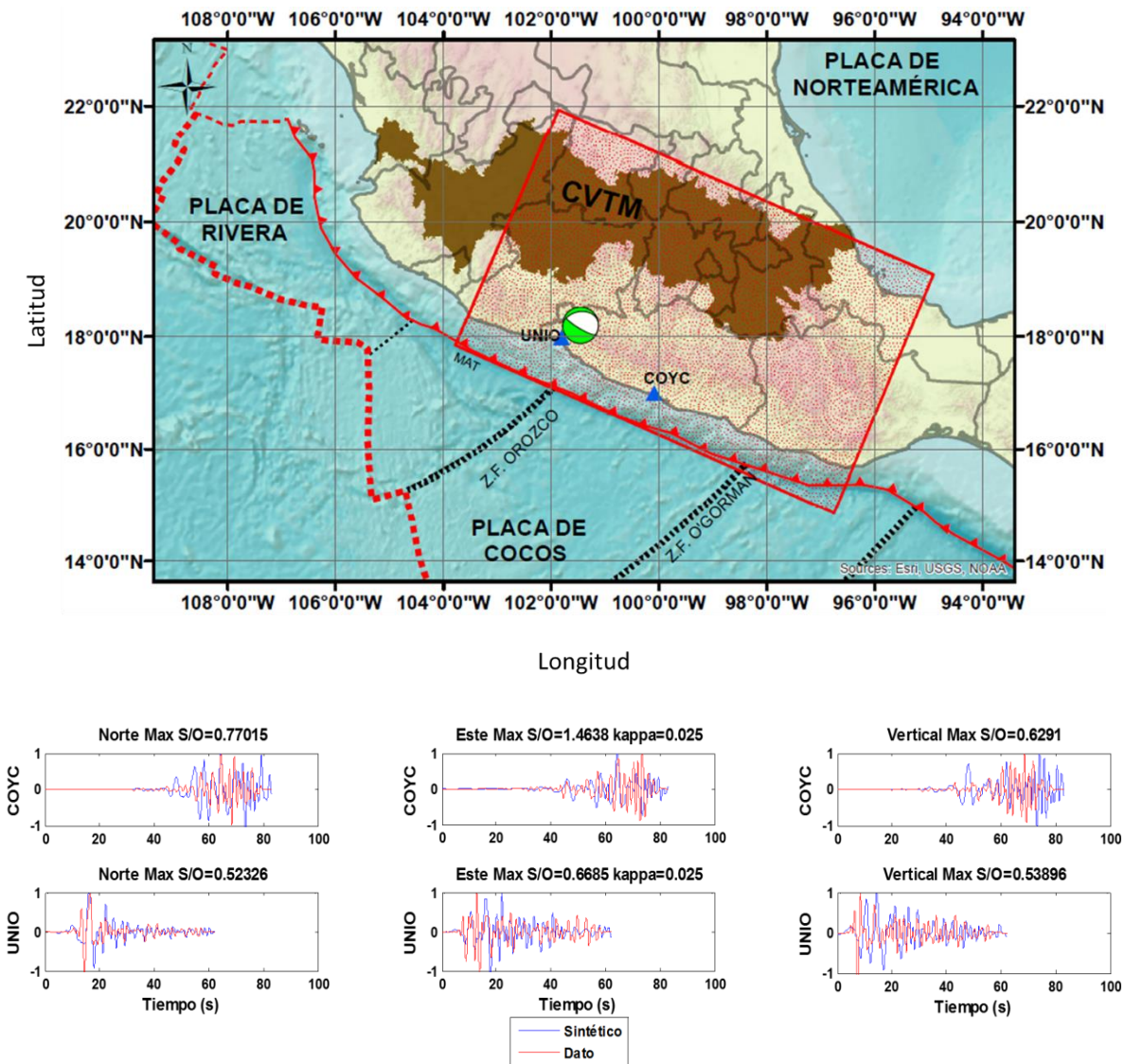


Figura 10. 7.- Sismo del 28 de diciembre de 1999. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre seislogramas sintéticos y datos.

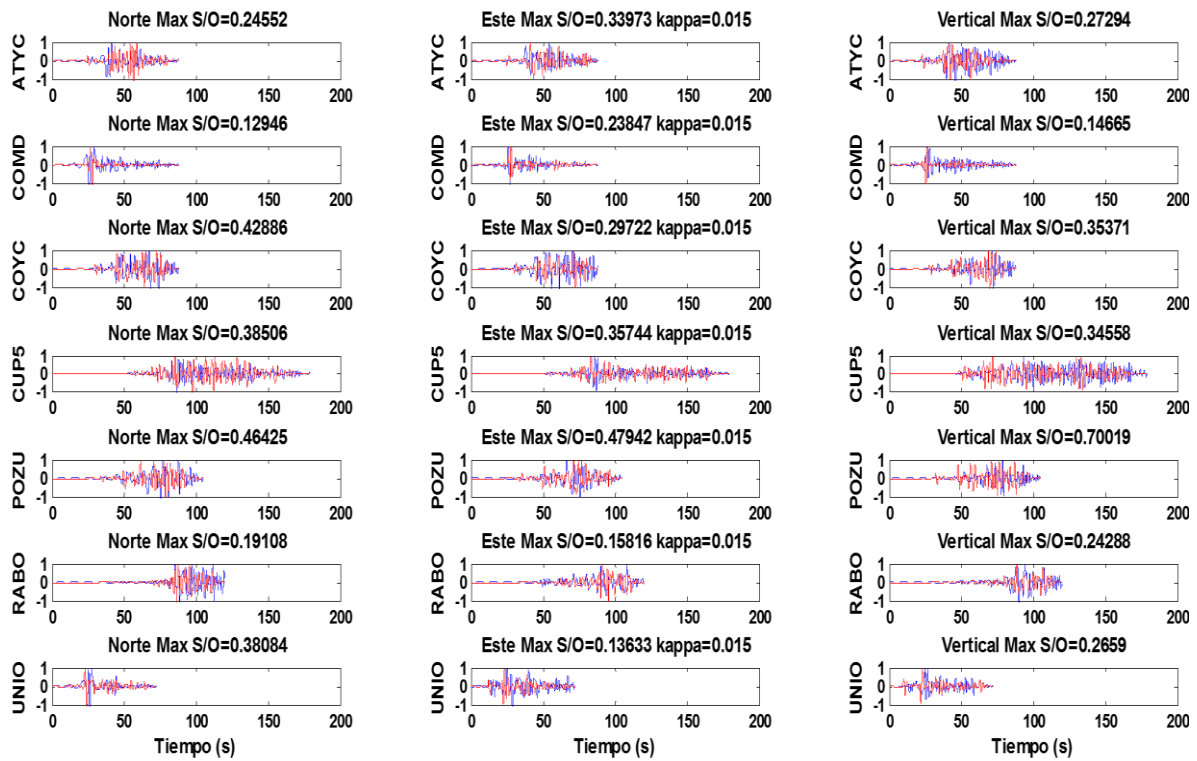
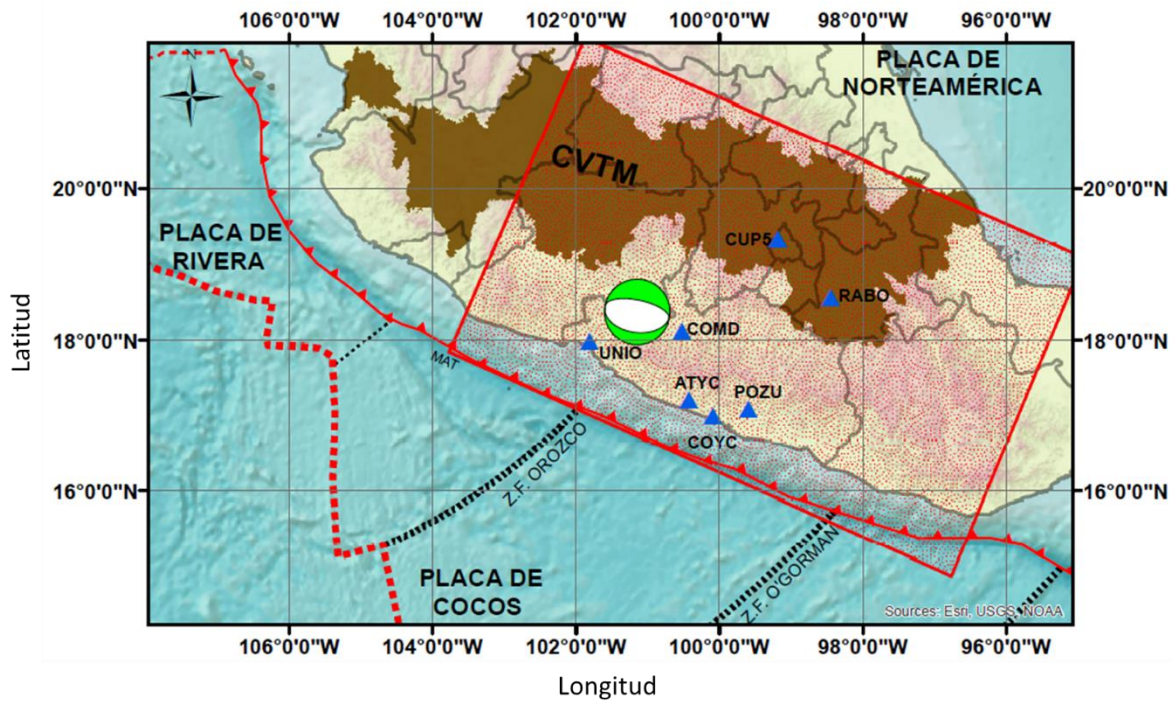


Figura 10. 8.- Sismo del 11 de agosto de 2006. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.

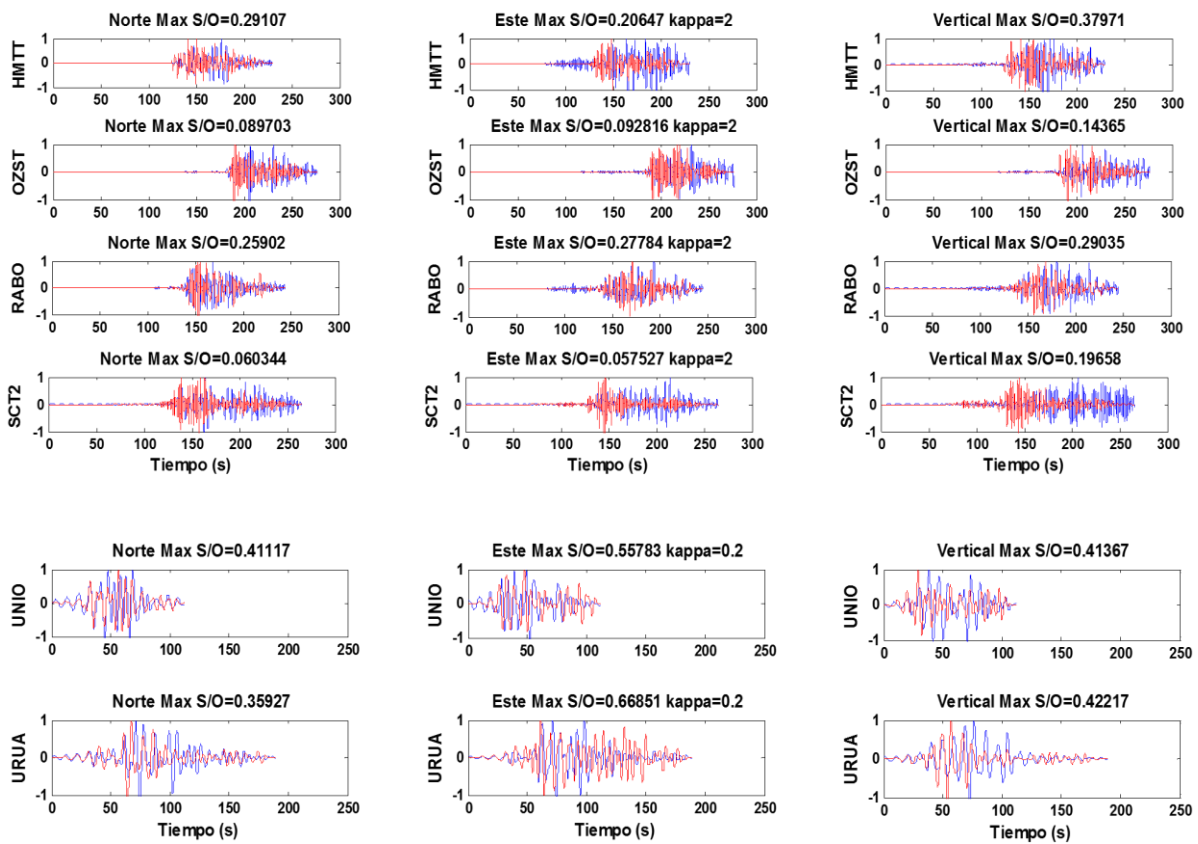
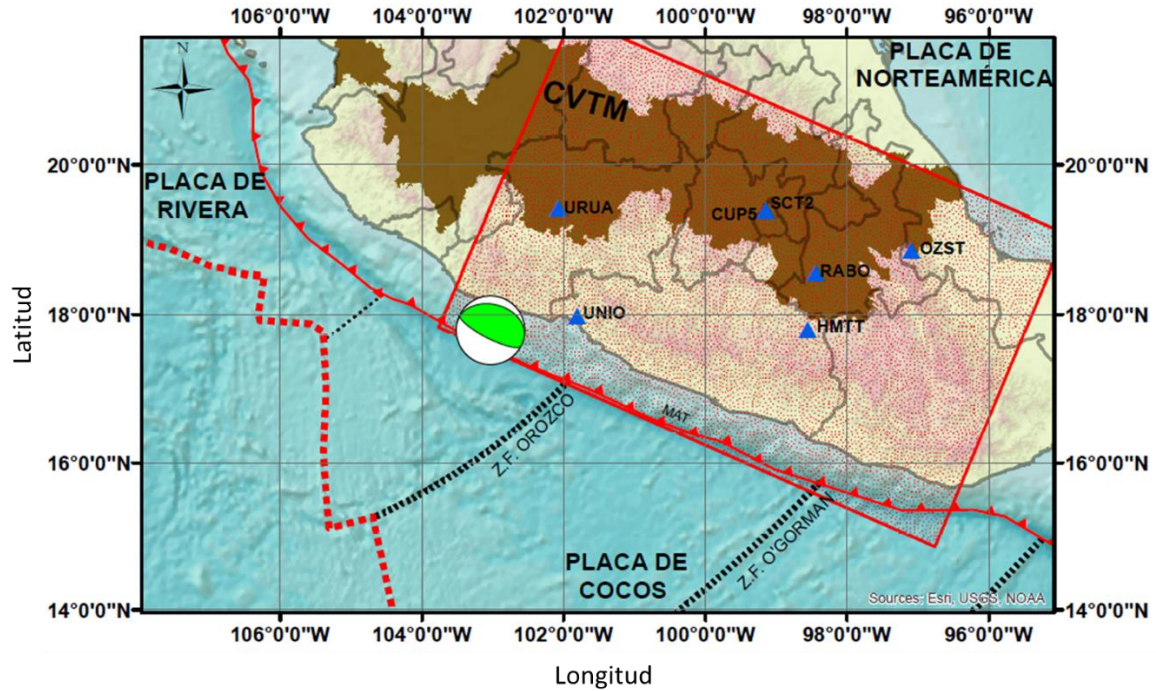


Figura 10. 9.- Sismo del 11 de abril del año 2012. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.

11.- Anexos 4. Sismogramas sintéticos, Guerrero.

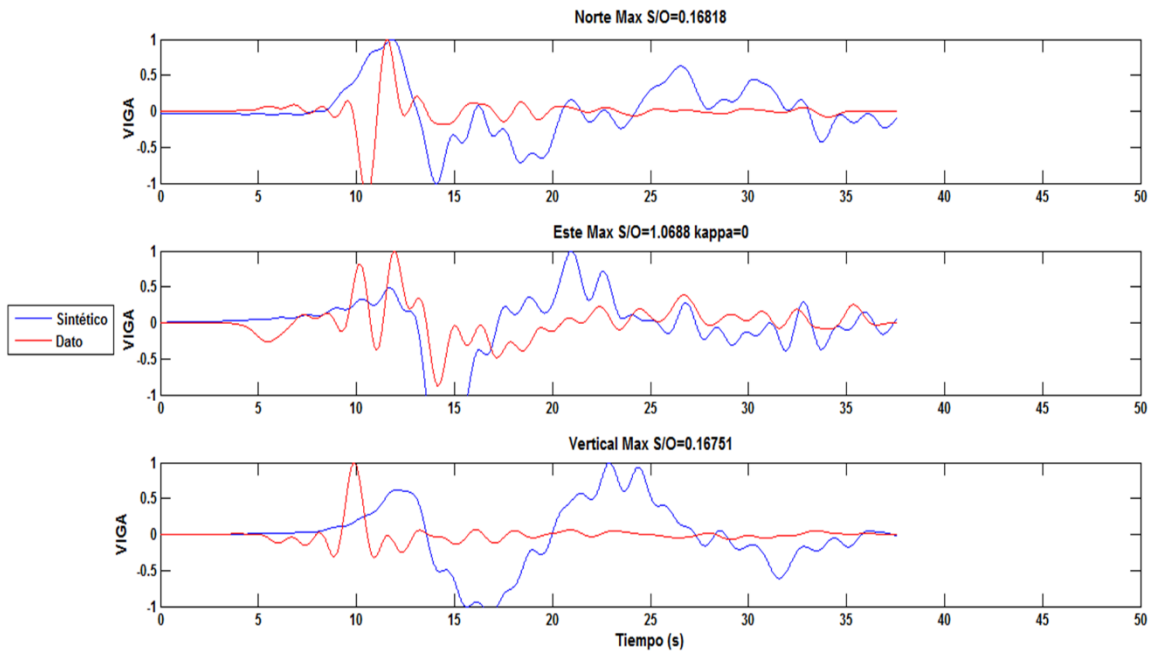
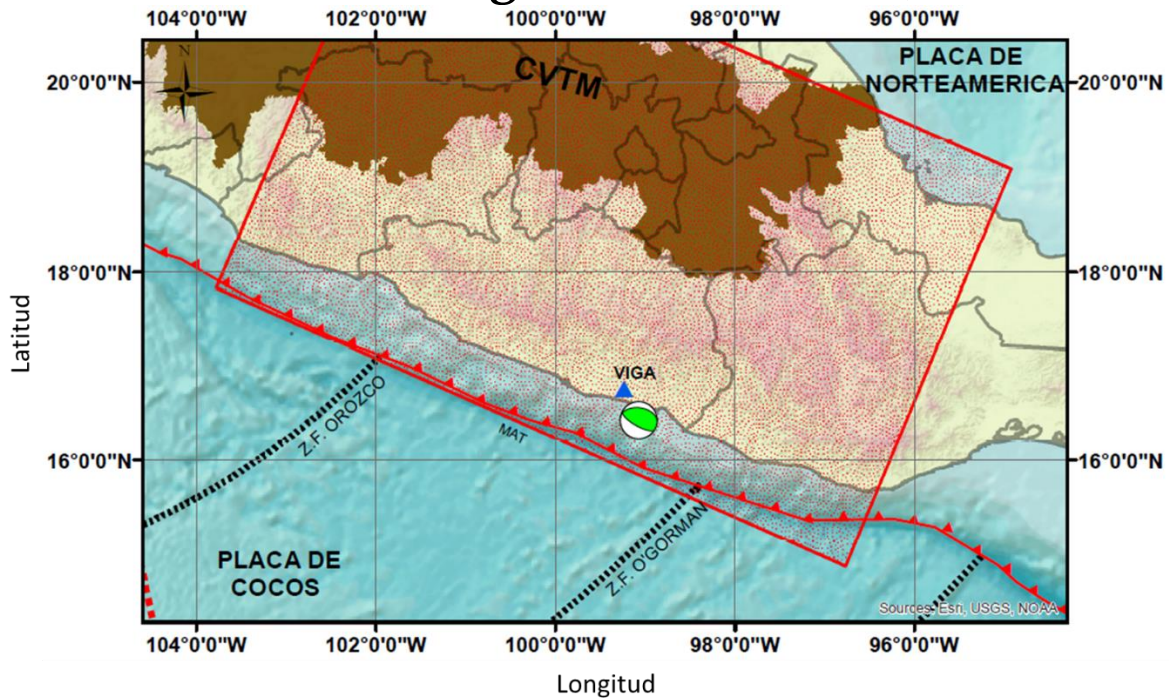


Figura 11. 1.- Sismo del 24 de octubre de 1993. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.

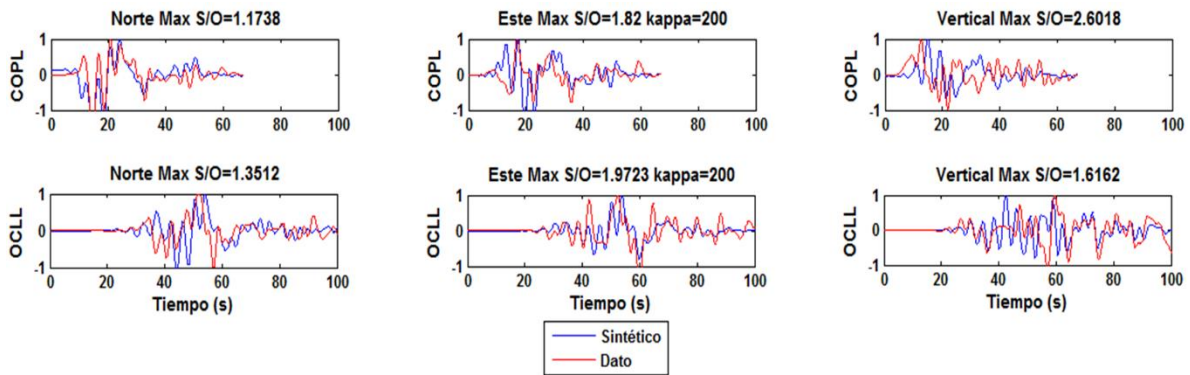
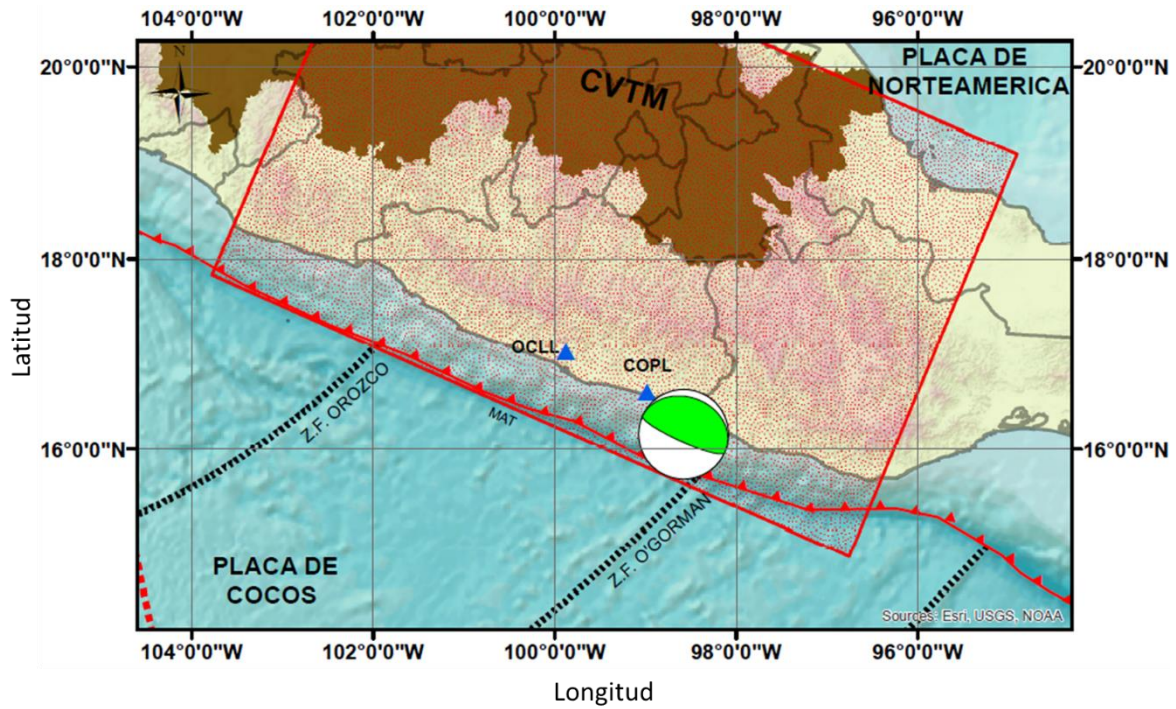


Figura 11. 2.- Sismo del 14 de septiembre de 1995. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.

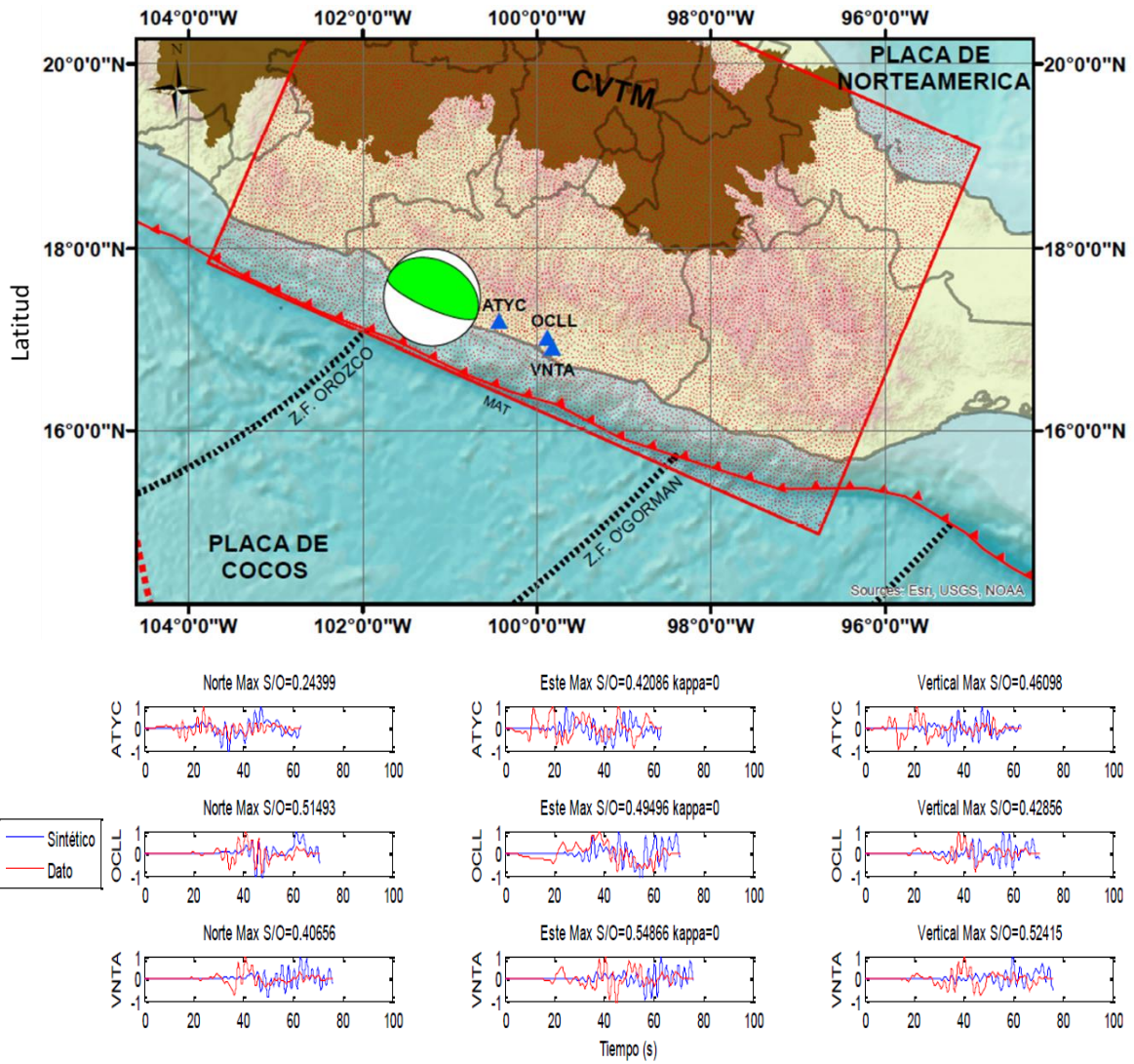
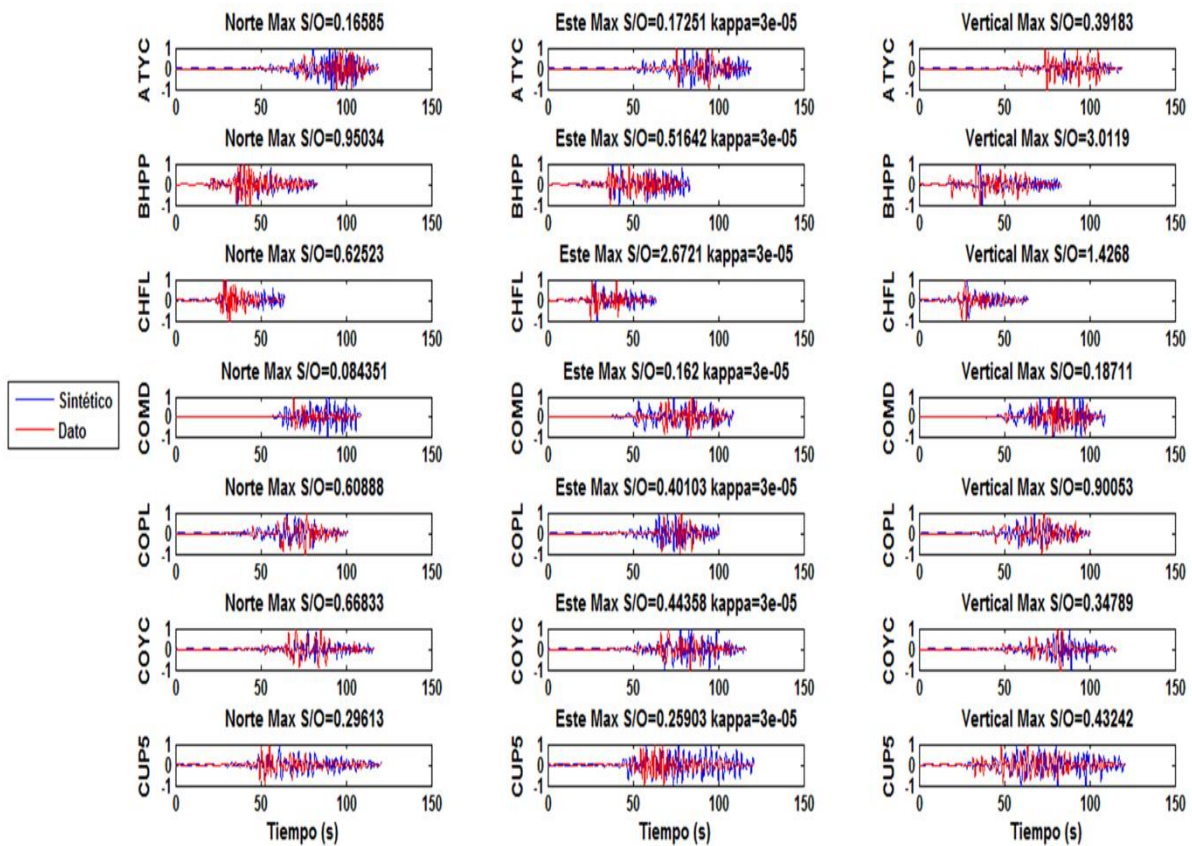
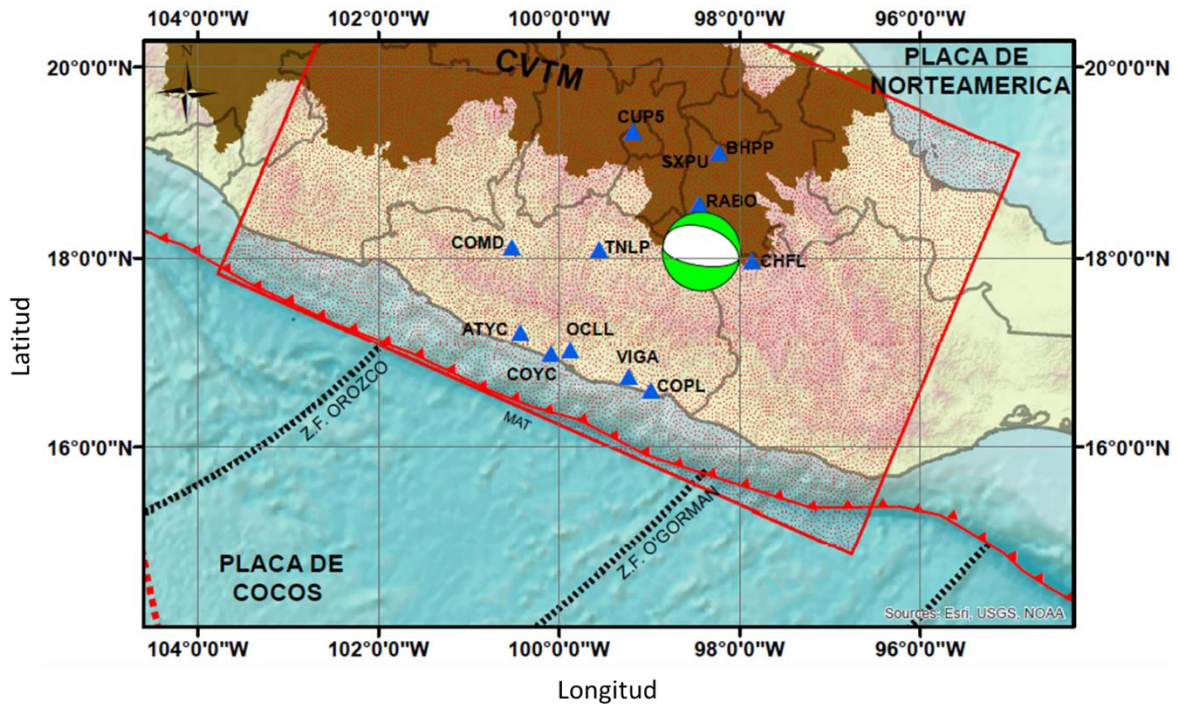


Figura 11. 3.- Sismo del 15 de julio de 1996. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.



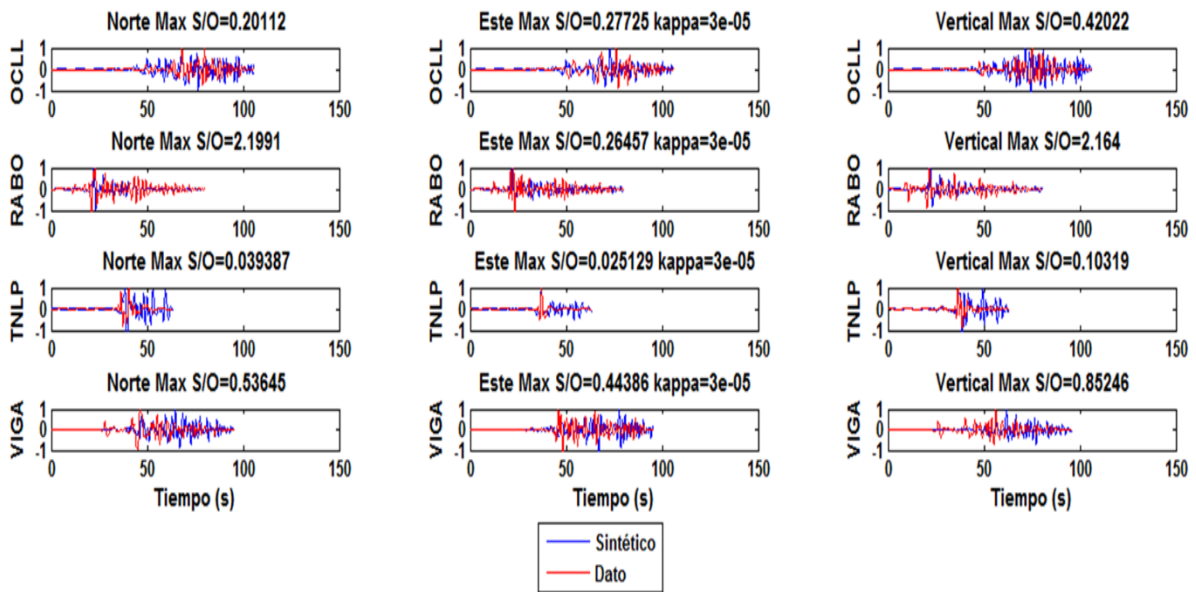
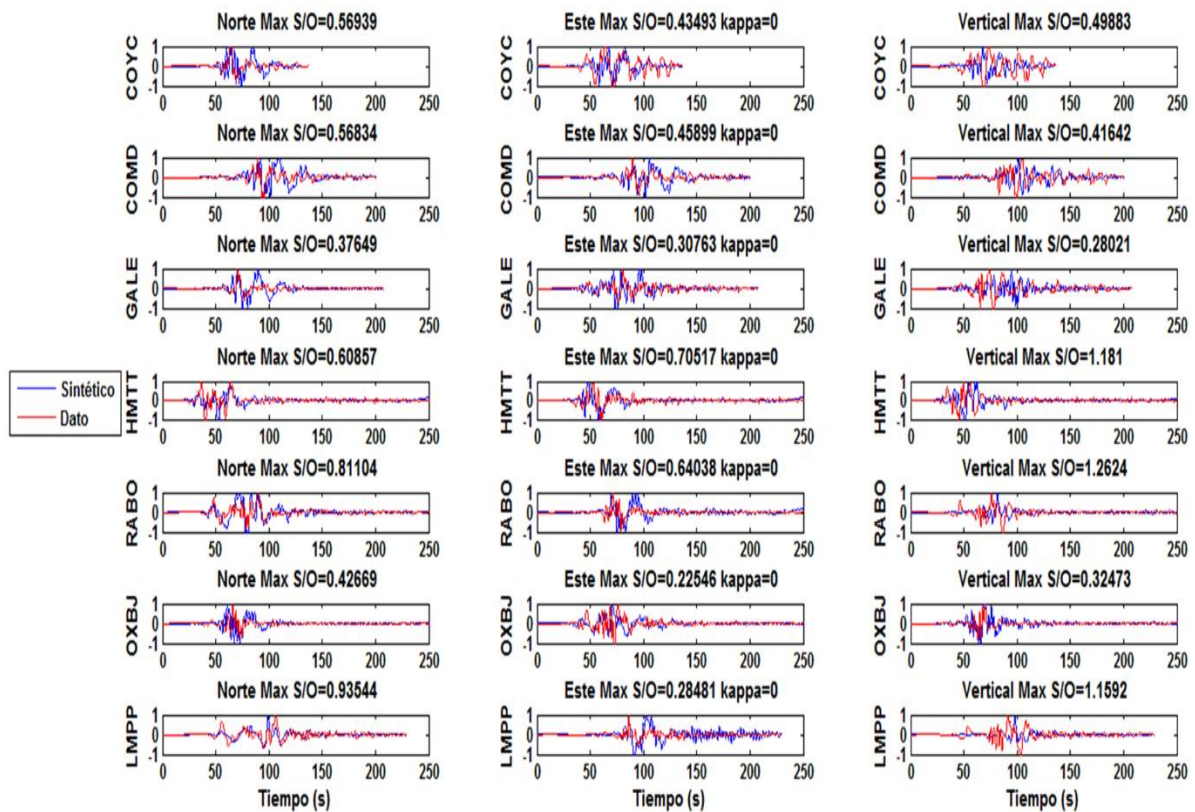
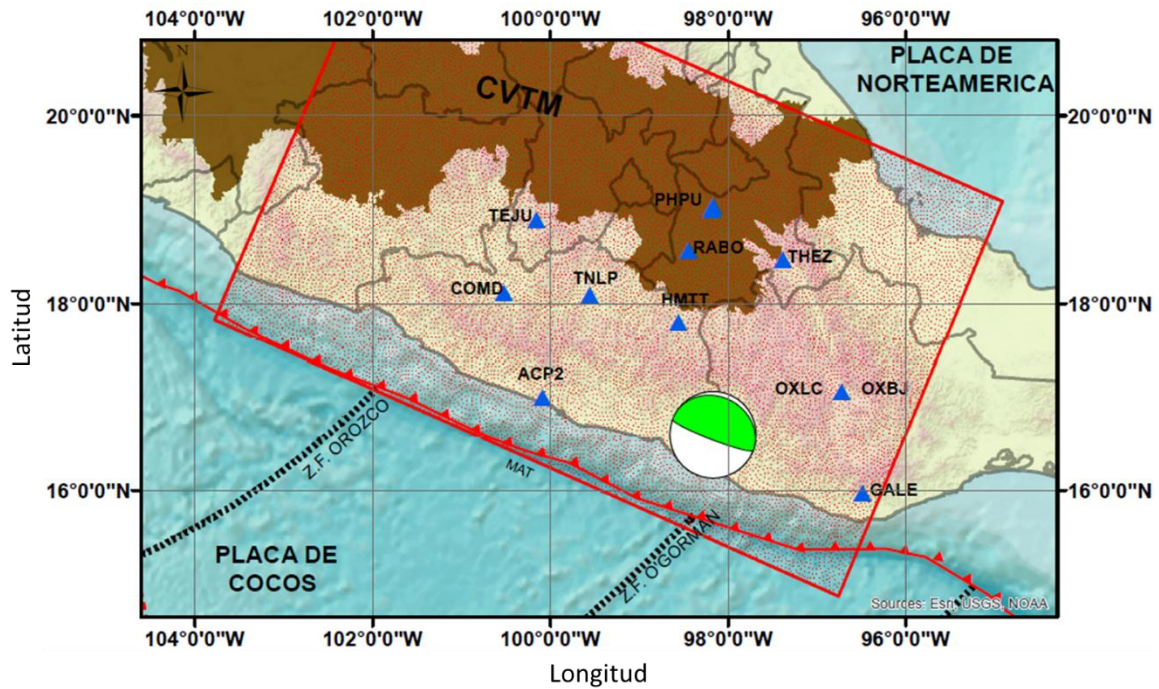


Figura 11. 4.- Sismo del 21 de julio del año 2000. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.



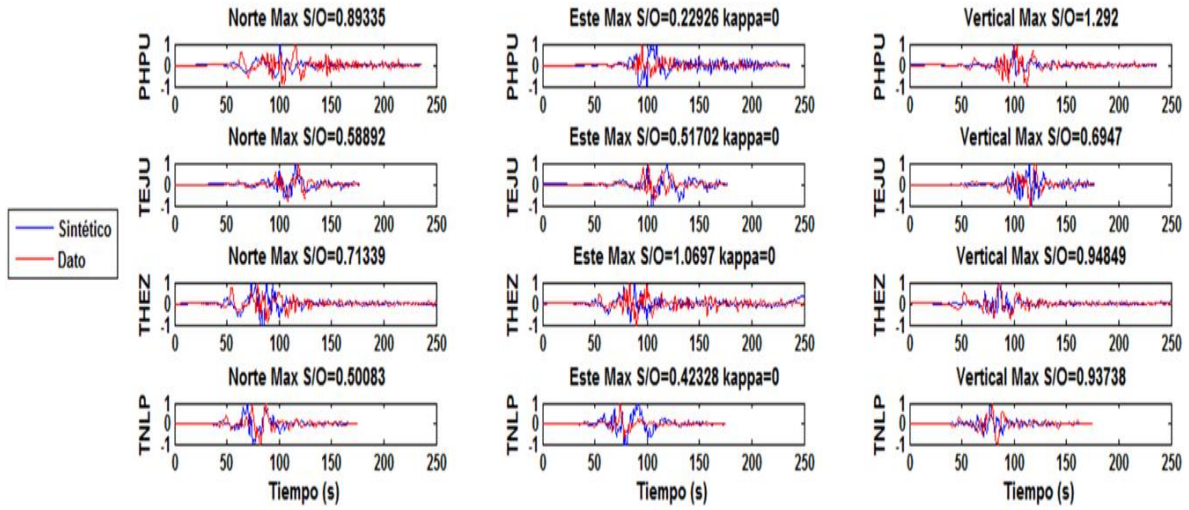
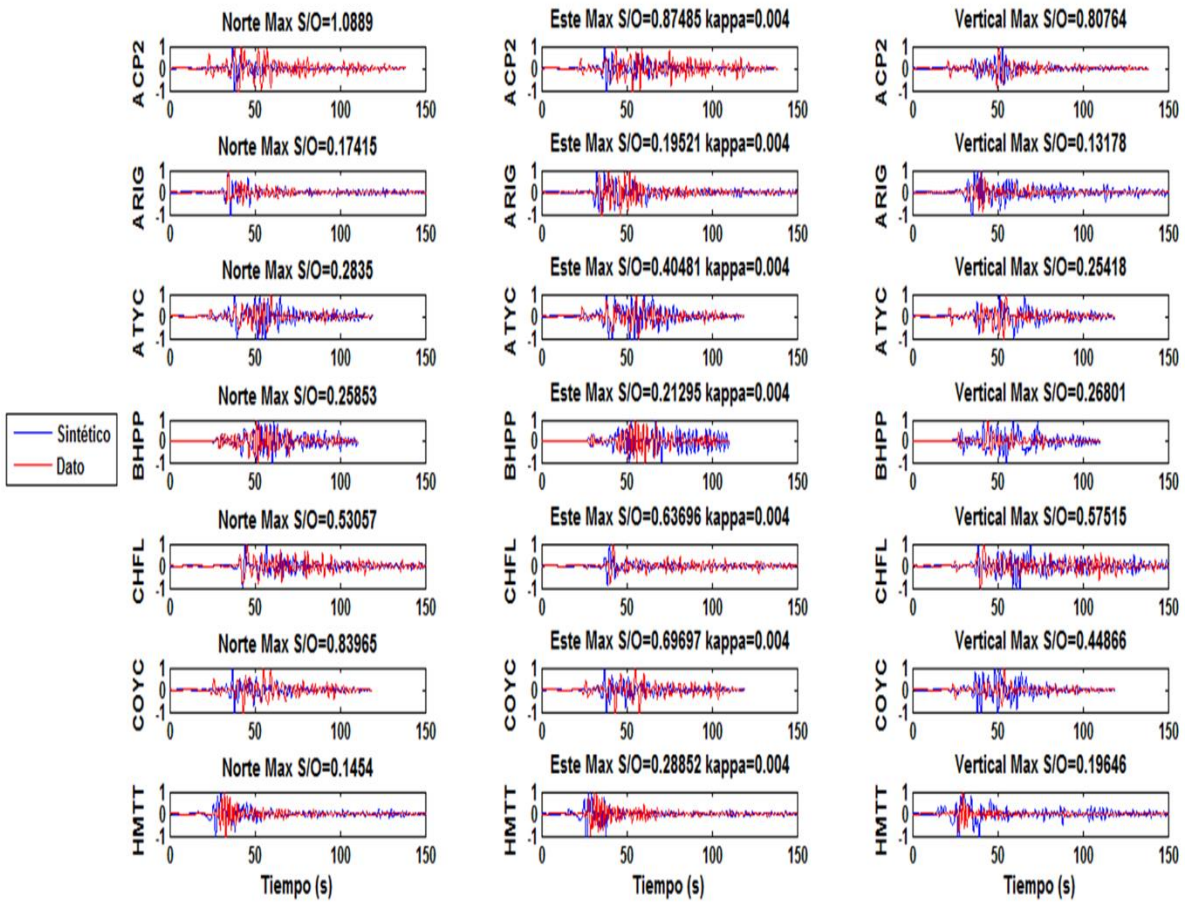
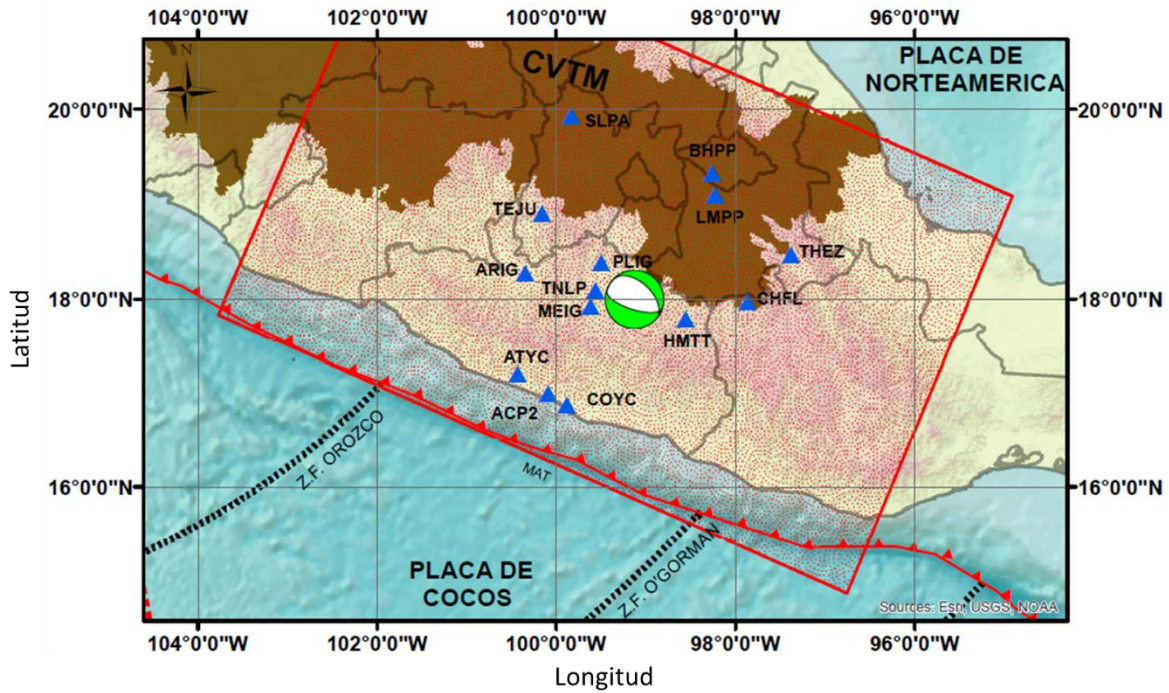


Figura 11. 5.- Sismo del 20 de marzo de 2012. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.



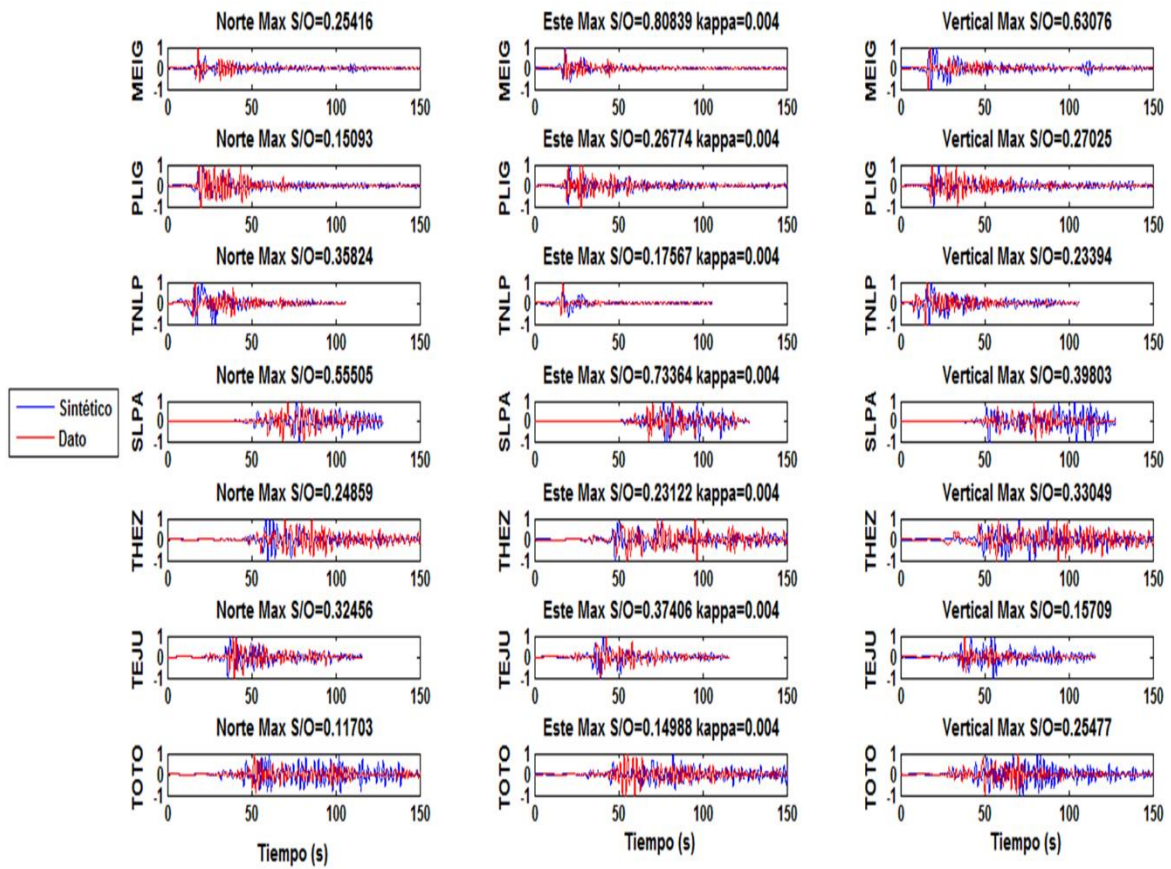
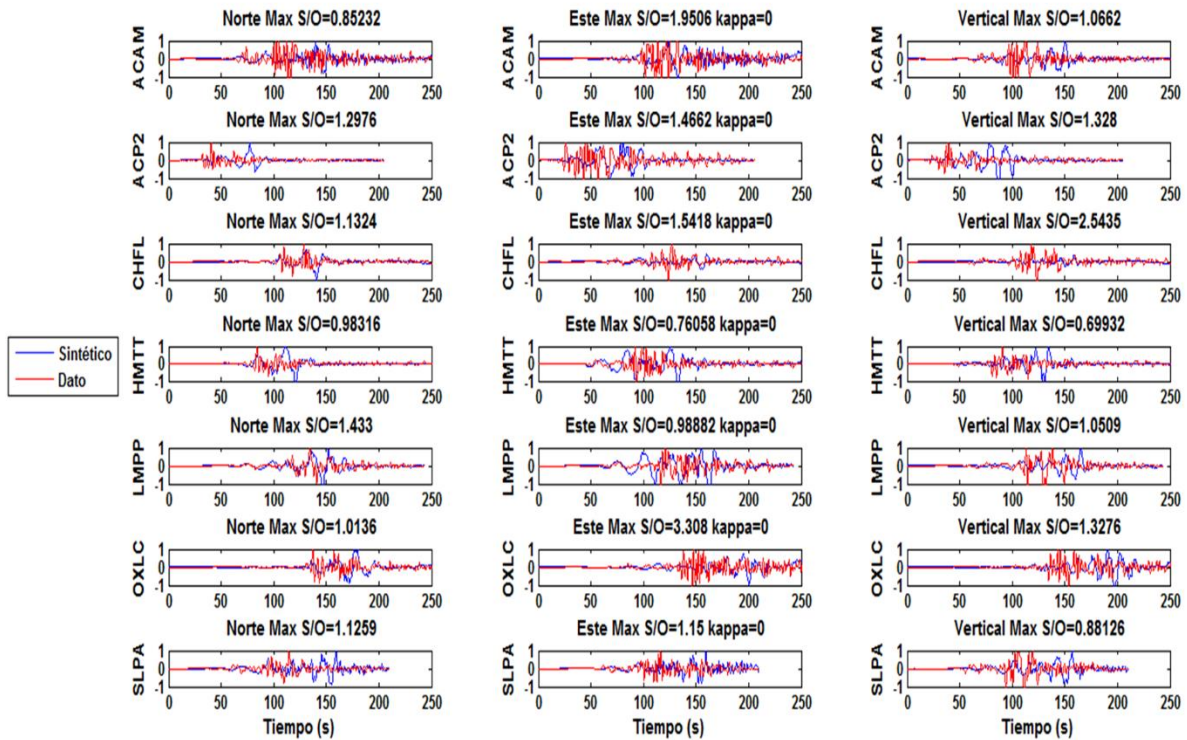
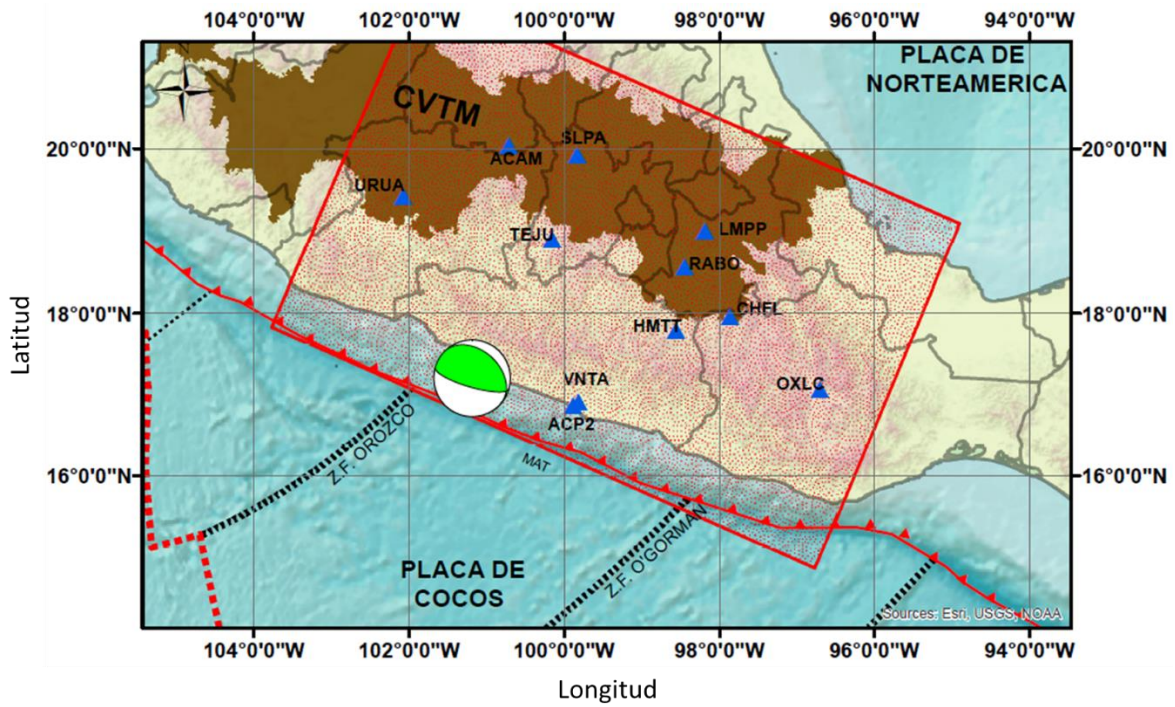


Figura 11. 6.- Sismo del 16 de junio de 2013. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.



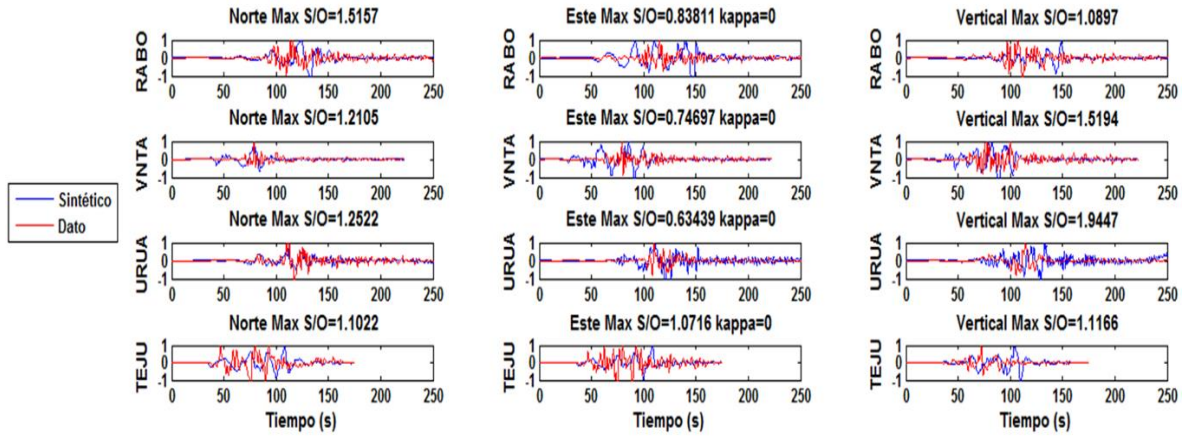


Figura 11. 7.- Sismo del 18 de abril de 2014. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.

11.- Anexos 5. Sismogramas sintéticos, Oaxaca.

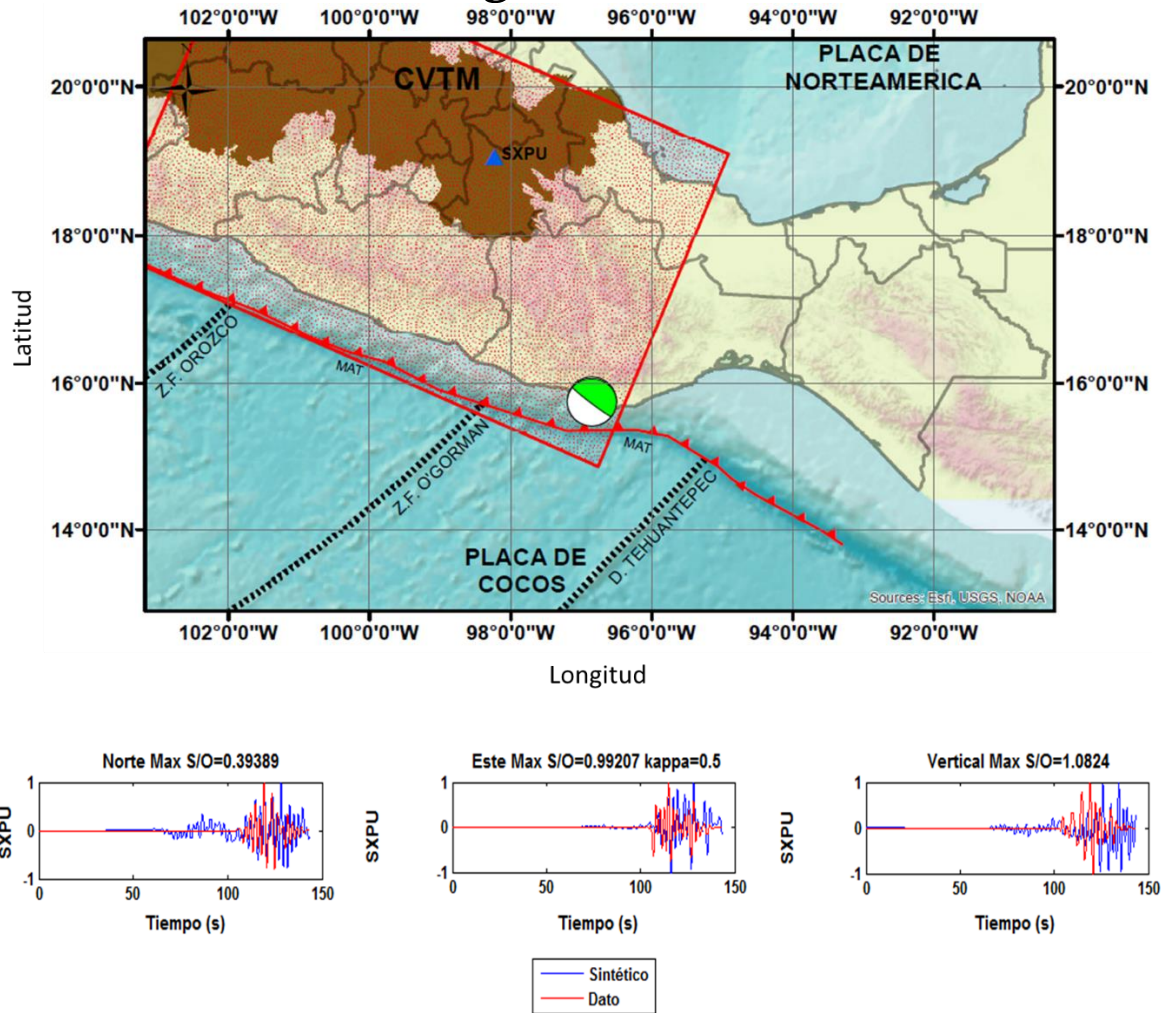


Figura 12. 1.- Sismo del 29 de noviembre de 1978. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.

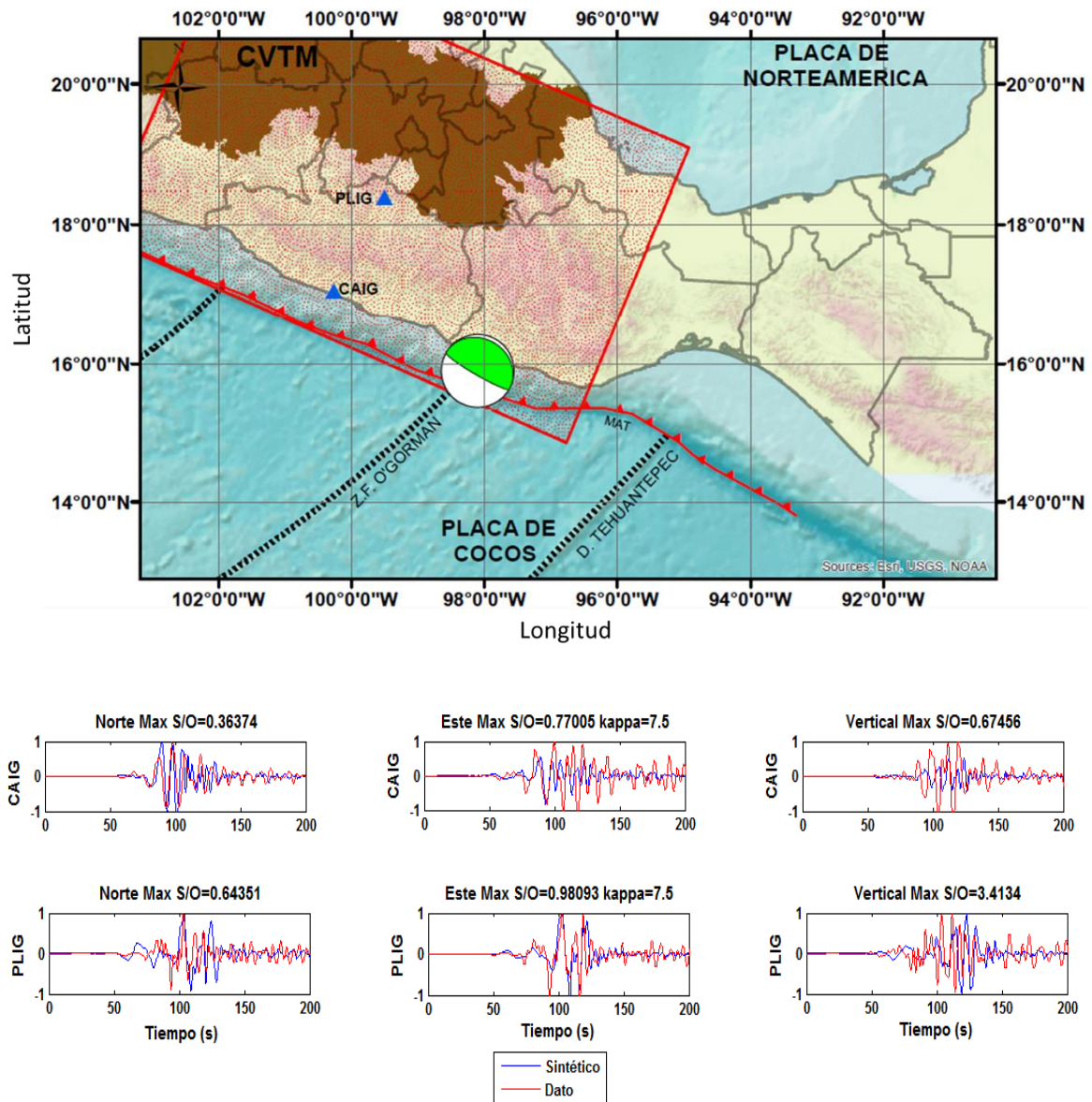
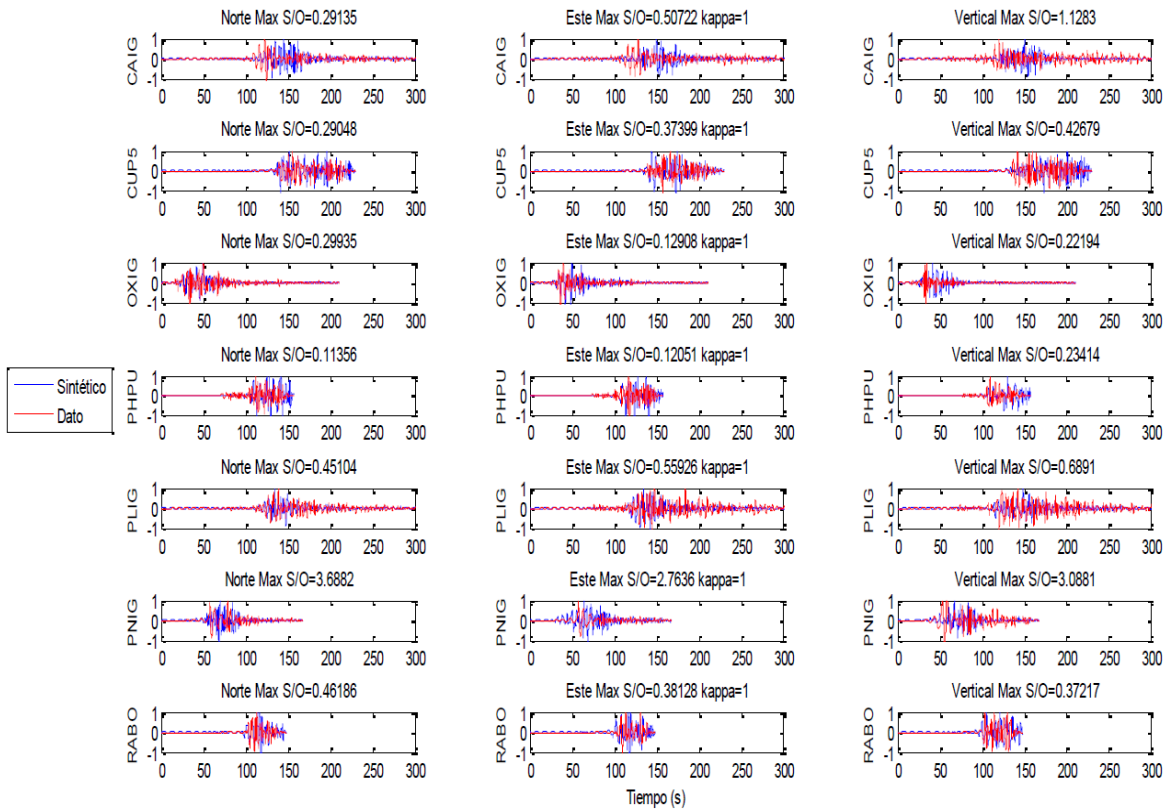
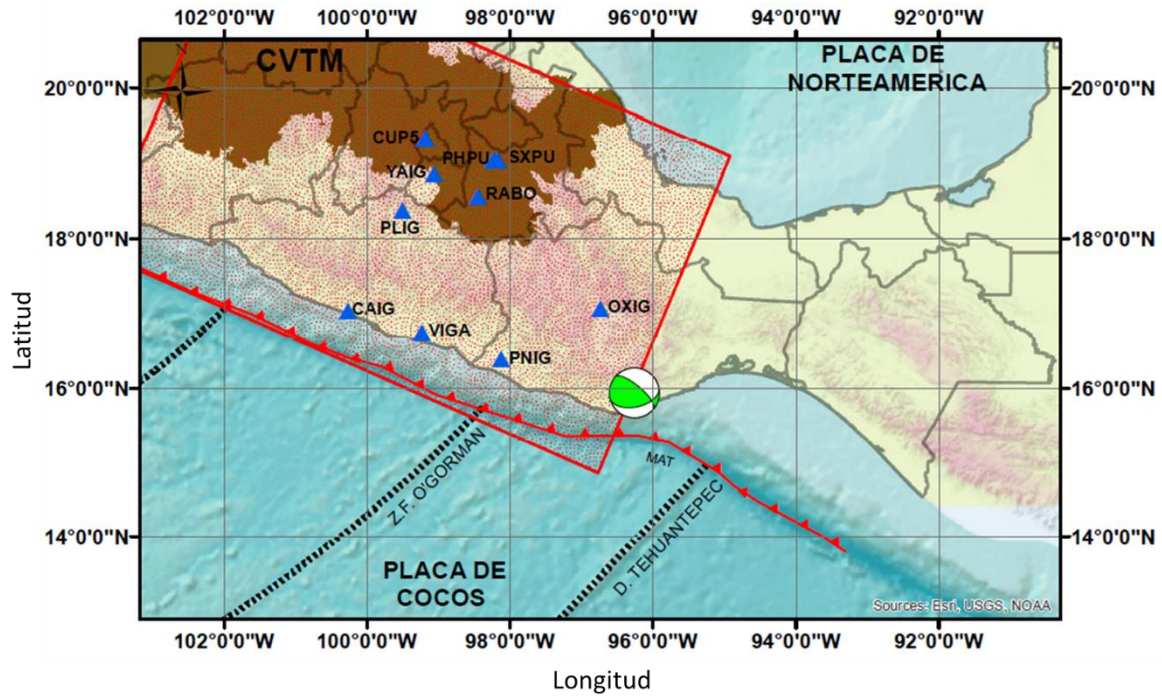


Figura 12. 2.- Sismo del 25 de febrero de 1996. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.



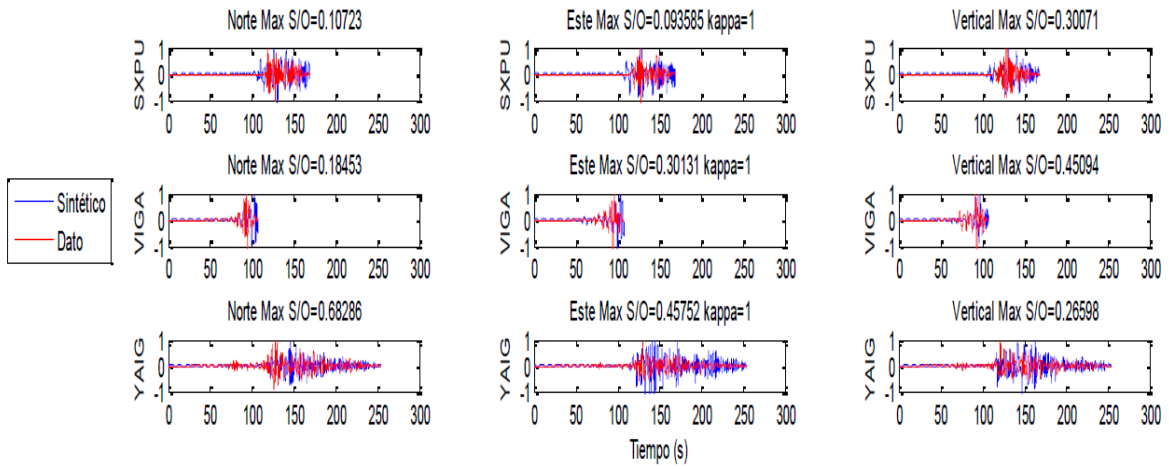
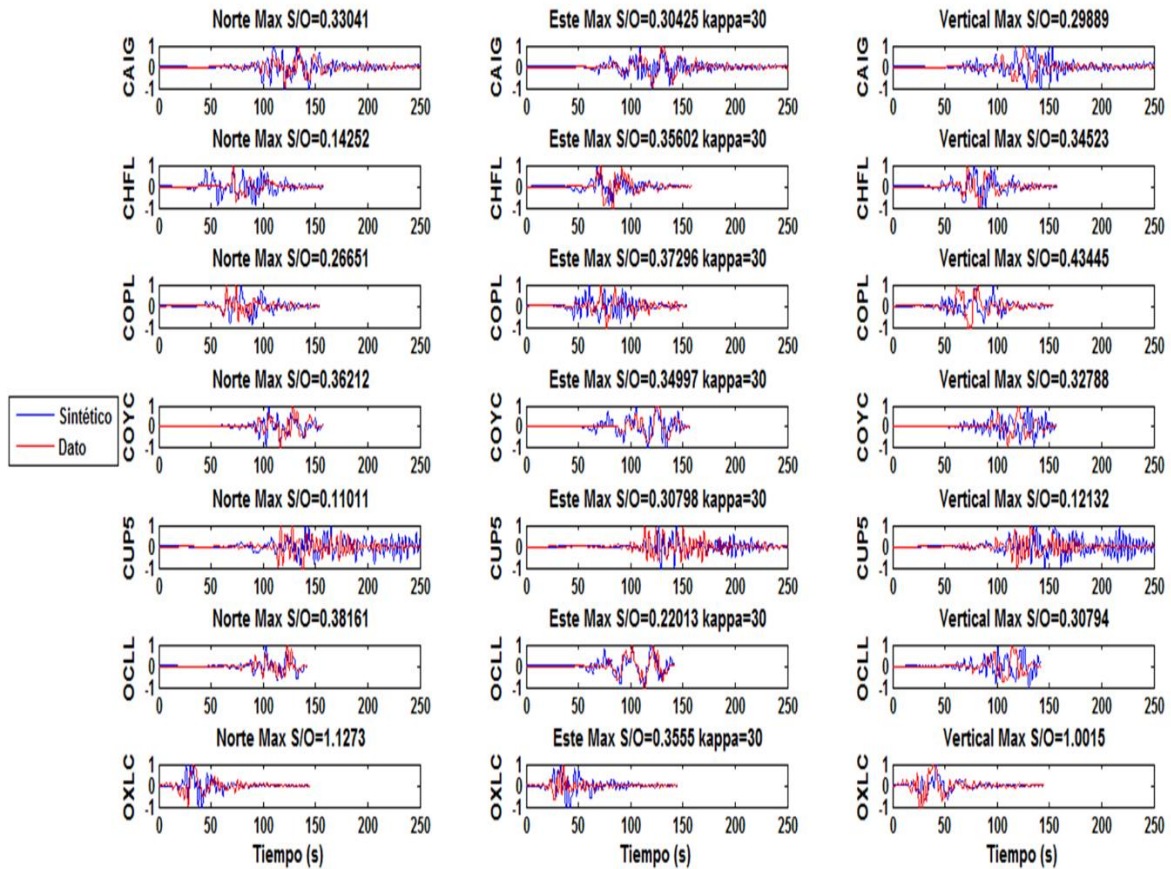
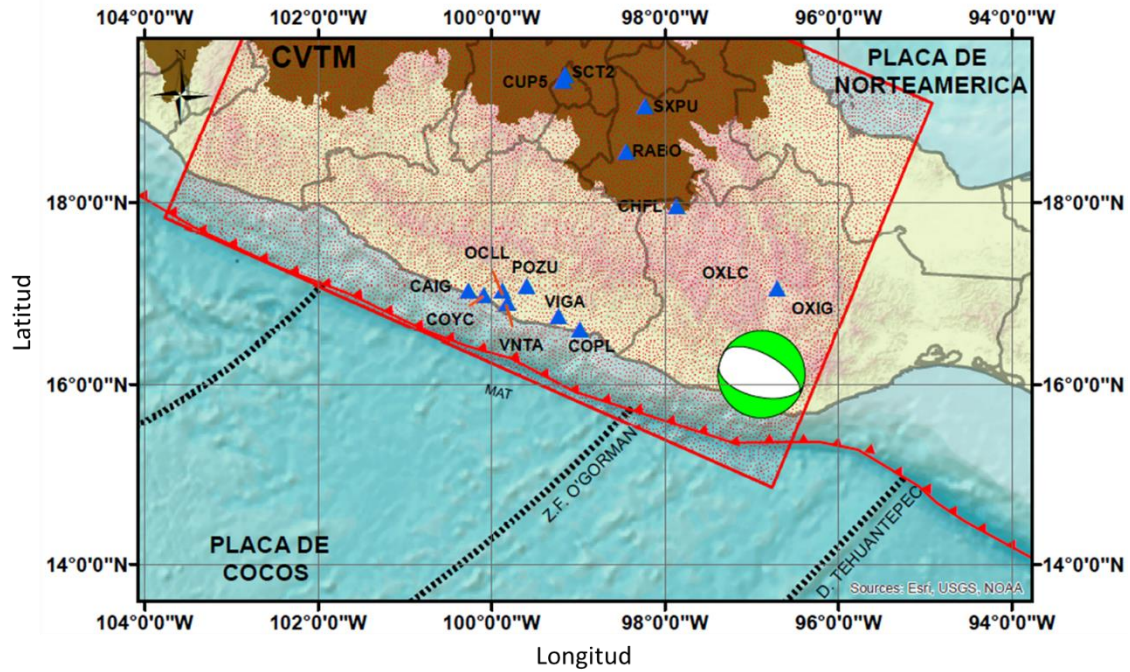


Figura 12. 3.- Sismo del 3 de febrero de 1998. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.



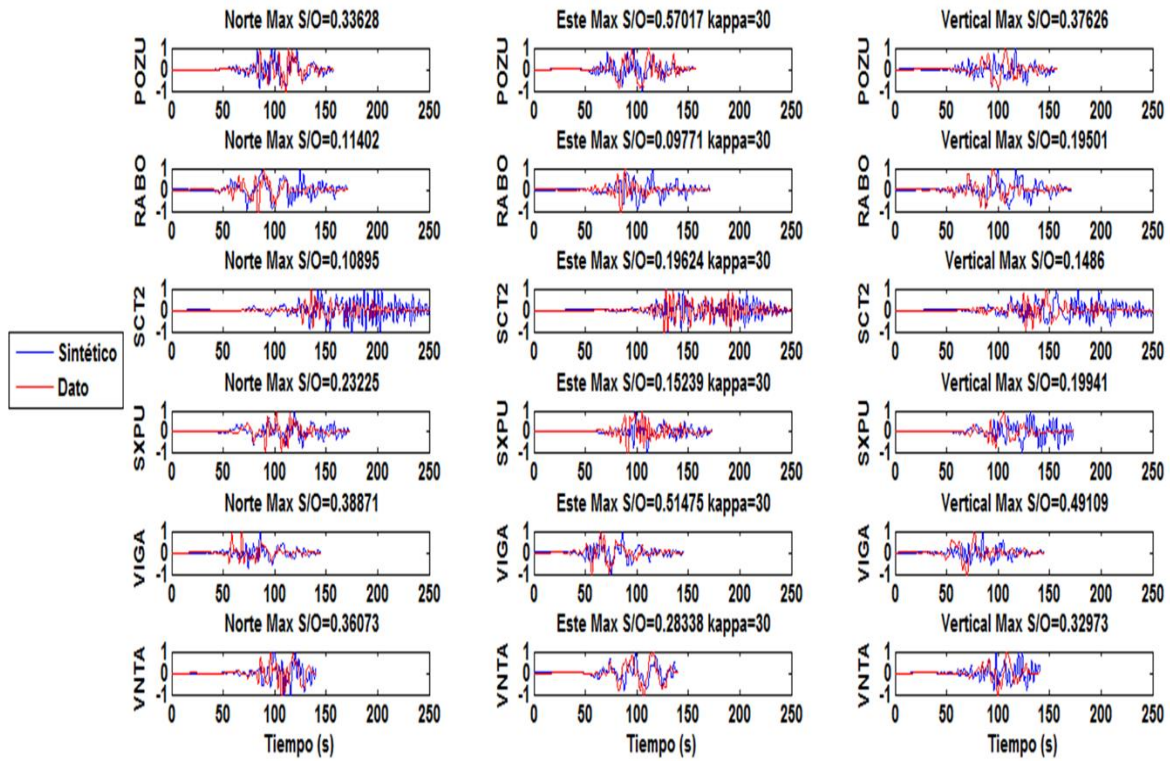


Figura 12. 4.- Sismo del 30 de septiembre de 1999. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.

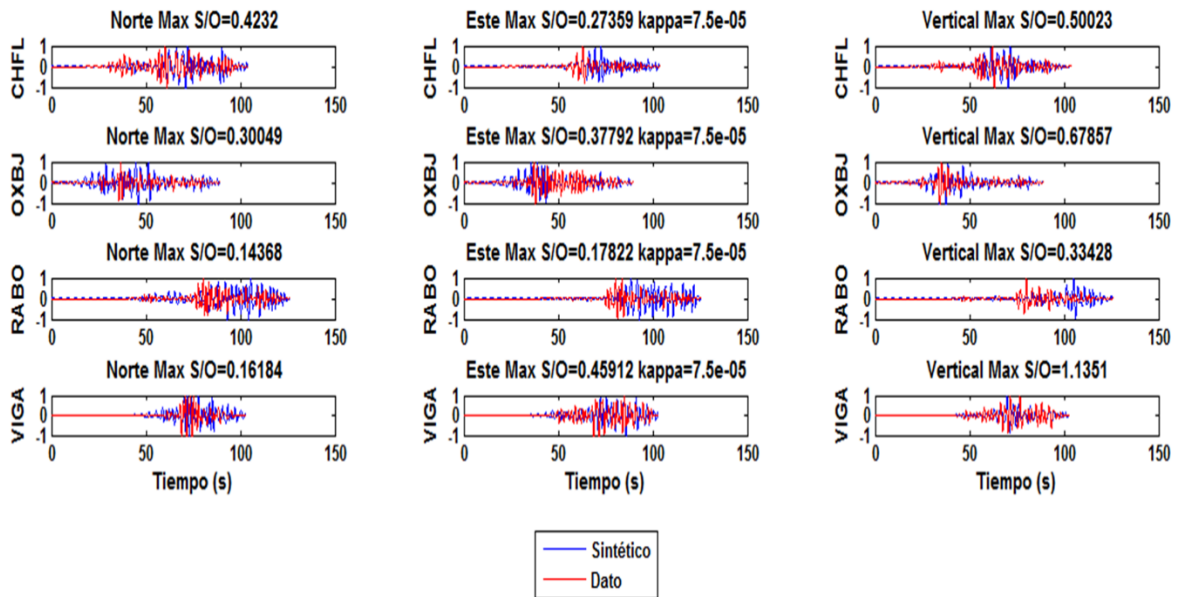
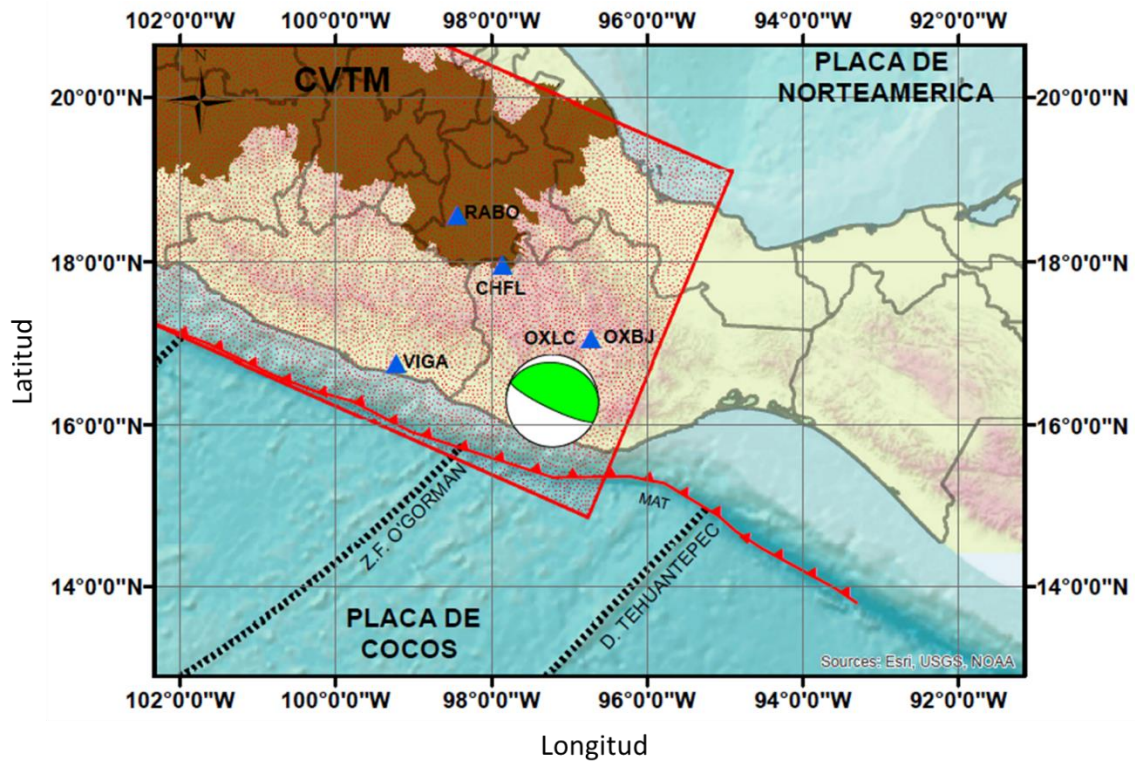


Figura 12. 5.- Sismo del 19 de agosto de 2006. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.

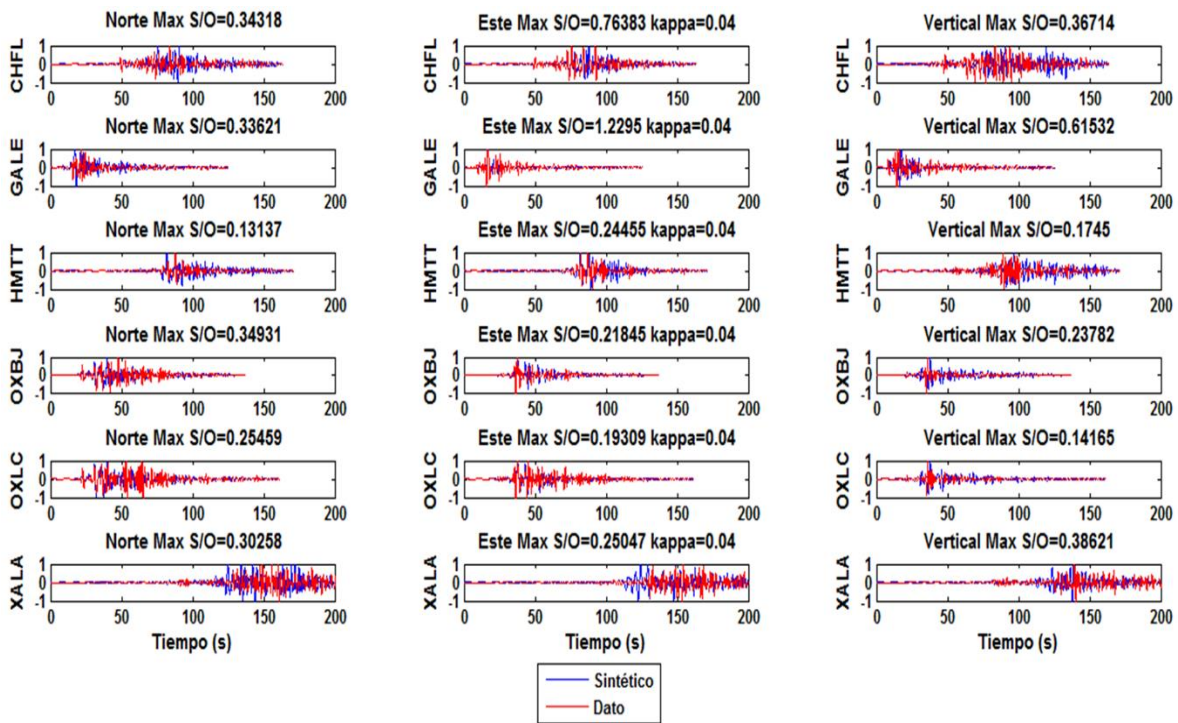
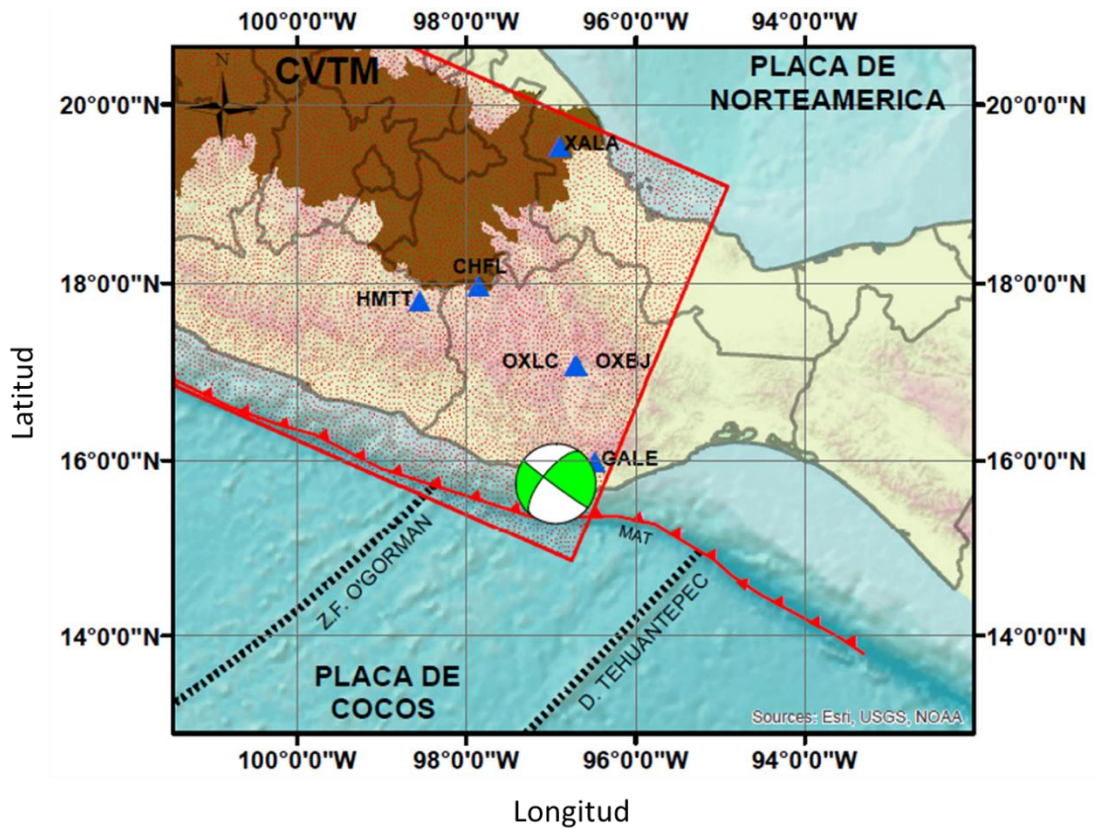


Figura 12. 6.- Sismo del 9 de febrero del año 2010. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.

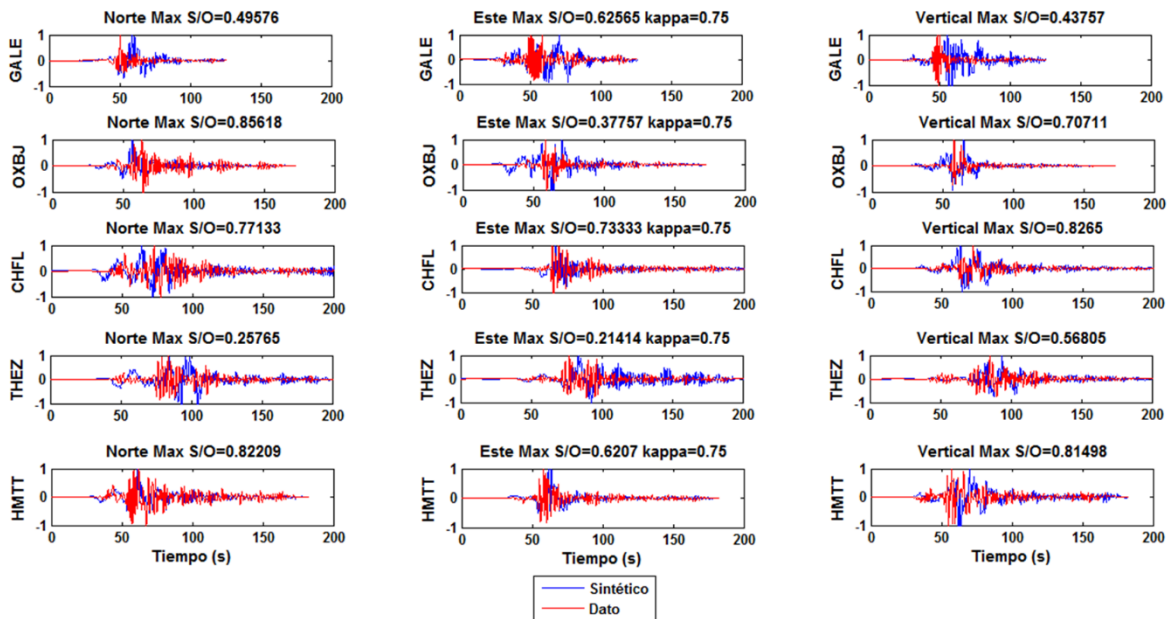


Figura 12. 7.- Sismo del 30 de junio de 2010. Se muestra el mapa con el mecanismo focal correspondiente al sismo y las estaciones utilizadas para la inversión. Se muestran las comparaciones entre sismogramas sintéticos y datos.