



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

UN MÉTODO DE INVERSIÓN DEL TENSOR DE MOMENTO
SÍSMICO: IMPLEMENTACIÓN Y APLICACIÓN A LAS RÉPLICAS
DEL TEMBLOR DE 20 DE MARZO 2012, OMETEPEC,
GUERRERO.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A:

OSCAR OMAR DE LA VEGA CABRERA



DIRECTOR DE TESIS:
DRA. VALA HJÖRLEIFSDÓTTIR
2014

En los momentos de crisis, sólo la imaginación es más importante que el conocimiento.
Albert Einstein.

La obra clásica es un libro que todo el mundo admira, pero que nadie lee.
Ernest Hemingway.

Los deseos de nuestra vida forman una cadena, cuyos eslabones son las esperanzas.
Lucio Anneo Séneca.

Nuestra recompensa se encuentra en el esfuerzo y no en el resultado. Un esfuerzo total es una victoria completa.
Mahatma Gandhi.

Agradecimientos.

Dedico el desarrollo y logro de este trabajo a todas las personas que de formas distintas participaron en la culminación del mismo. Primeramente agradezco infinitamente a mi madre Leticia Cabrera Valenzuela que siempre estuvo a mi lado, apoyando mis decisiones aunque no fueran siempre de su agrado, y siempre luchando por nosotros sus hijos. Agradezco en un sentido especial a mi padre Oscar De La Vega Montoya, que se que con el tiempo ha observado cada paso, cada meta y caída en mi vida, a ellos que me trajeron a la vida, que llenaron y siguen llenando de sentido mi andar, los amo y es un placer ser su hijo.

A mi abuela Ninfa Estela Valenzuela López, que en tantos años su respuesta incondicional siempre ha estado a mi lado, su consejo y abrigo, más que mi abuela es mi madre, esa vara que me enderezó. A mis hermanas Karina y Ninfa De La Vega, siempre vieron en mi un futuro, siempre confiaron en lo que yo mismo no creí, gracias por nunca rendirse y cuidar de su hermano pequeño. A Miguel Valenzuela, que a sus modos especiales desarrolló parte de la persona que soy este día y siempre me da su ayuda sin dudar, creyendo en que siempre puedo dar más. Agradezco a mi familia, a mis tíos y tías, a mis abuelos que nunca dejaron de ver en mi a ese nieto que recordara a su hijo, a esas personas que forjan mi día a día, aquellos que me impulsaron en madurar, que me brindaron un hogar y más que eso, siempre una mano, que me permitió llegar a este día.

Deseo agradecer muy especialmente a mi tutora la Dra. Vala Hjörleifsdóttir, quien tomando un riesgo me aceptó como su primer estudiante, me enseñó todo lo que hoy he escrito en este trabajo. Admiro mucho tu paciencia y pasión por esta ciencia. Gracias porque despertaste y motivaste mi pasión por la investigación y eso jamás se ira de mi vida. Te agradezco porque me llenaste de consejos técnicos y personales que me han hecho un gran profesionalista y ser humano.

Agradezco a mis sinodales por aceptar participar en este proyecto. Al Dr. Jorge Aguirre González, Dr. Raúl Valenzuela Wong, Dra. Xyoli Pérez Campos y M. en C. David Escobedo Zenil, por todos sus consejos, ahora veo que aquellas pláticas han hecho de este trabajo un logro excelente del cual me siento orgulloso. En especial quiero mencionar al maestro David Escobedo, que ha sabido escucharme siempre que lo necesito, brindarme consejos de todo tipo y ámbito, palabras que valoro mucho este día y que siempre tomaré en cuenta.

Agradecer a esas personas que en momentos difíciles siempre están a mi lado, a Mariana y Betty que aun con el paso de los años siguen al pie del cañón conmigo, sonreímos juntos y lloramos de igual forma, pero hay algo más especial que nos une. Aprendí con ustedes que la distancia no es un impedimento jamás. A Liliana que se convirtió en una persona vital llena de consejos y vivencias, siempre haciéndome ver el lado feliz de cualquier situación. Eunice, Aurora y Sebastián, cada uno con personalidades diferentes que llenaron mi vida durante esta carrera y siempre dispuestos a ayudarme, escucharme y comprenderme. Agradezco a Fernando Salazar, eres un niño tan especial y hoy ya eres mi familia, y un lugar sumamente especial tienes en mi vida, agradezco tu paciencia, tus consejos, tu preocupación, tu simple compañía siempre. Agradezco a Alex quien en esta recta final se esforzó conmigo y comprendió mis humores y ánimos y así decidió aceptar mi vida y compartir la suya conmigo. Este camino estuvo lleno de personas importantes algunas permanecen y otras no, pero todos ustedes hicieron cada paso de esta carrera un trago satisfactorio de felicidad, gracias Doris, Anahi, Fernando, Biviana, Hugo, Miguel, Nayeli, mis compañeros de cubículo y todos los que siempre me apoyaron y caminaron conmigo. Gracias a todos ustedes siempre los querré.

Al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) dirigido por la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA) por el apoyo en la realización del proyecto IB101812.

Este trabajo, este camino y estas palabras son un agradecimiento a la vida que he llevado, a las personas que en ella se han cruzado y a aquellas que siguen y seguirán en mi vida. Gracias por compartir sus vidas, forjar mi carácter, mi vida y llenarme de sentimientos que definen quien soy.

Índice

Índice de tablas y figuras.....	7
Resumen.....	13
Abstract.....	14
CAPÍTULO 1.....	15
Introducción.....	15
CAPÍTULO 2.....	18
Antecedentes.....	18
2.1 MARCO TECTÓNICO Y SISMICIDAD EN MÉXICO.....	18
2.2 FUENTE SÍSMICA.....	23
2.2.1 FALLA GEOLÓGICA.....	23
2.3 TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO.....	25
2.4 MÉTODO DE MODOS NORMALES.....	30
2.5 MÉTODO DE ELEMENTOS ESPECTRALES.....	31
2.6 ANTECEDENTES A LA INVERSIÓN DEL TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO.....	34
2.7 INVERSIÓN DEL TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO.....	38
CAPÍTULO 3.....	44
Datos y Metodología.....	44
3.1 DATOS.....	44
3.2 PRE - PROCESAMIENTO.....	46
3.3 CÁLCULO DE LOS SISMOGRAMAS SINTÉTICOS.....	47
3.3.1 SINTÉTICOS 1D CAPAS PLANAS.....	48
3.3.2 SINTÉTICOS 3D ESTRUCTURA HETEROGÉNEA.....	49
3.4 PROCESAMIENTO.....	51

3.4.1 VENTANEO MÓVIL (FLEXWIN)	52
3.4.2 VENTANEO FIJO	57
3.5 INVERSIÓN.....	58
CAPÍTULO 4.....	60
Resultados.....	60
4.1 MECANISMOS FOCALES DE LOS SISMOS DEL 2010.	60
4.2 MECANISMOS FOCALES DE LAS RÉPLICAS DEL SISMO DEL 20 DE MARZO DE 2012, OMETEPEC, GUERRERO.....	65
CAPÍTULO 5.....	68
Discusión.....	68
5.1 COMPARACIÓN CON GLOBAL CMT Y SSN (SISMOS 2010).	68
5.1.1 ANÁLISIS DE MAGNITUDES REPORTADAS (2010).....	79
5.2 COMPARACIÓN CON GLOBAL CMT Y SSN (RÉPLICAS DEL SISMO DEL 20 DE MARZO 2012).....	83
5.2.1 ANÁLISIS DE MAGNITUDES REPORTADAS (2012).	94
5.3 RELACIÓN DE AJUSTE ENTRE SISMOGRAMAS.....	96
CAPÍTULO 6.....	103
Conclusiones.....	103
Referencias.....	106
Apéndice.....	110

Índice de tablas y figuras.

Figura 2.1 Distribución geográfica de las placas tectónicas que abarcan el territorio mexicano, delimitadas por la actividad sísmica en sus bordes (Figura modificada de Kostoglodov y Pacheco, 1999).	19
Figura 2.2 Sismos con magnitudes mayores o iguales a 4.5 localizados en la República Mexicana entre 1964 y 1995. En café los sismos someros (profundidades menores de 50 km) y en morados con profundidades mayores de 50 km (Figura modificada de www.ssn.unam.mx).	19
Figura 2.3 Zonas de ruptura de los grandes sismos del siglo XX en la zona de subducción. Las estrellas azules representan eventos sismos corticales intraplaca. Las estrellas rojas representan sismos profundos intraplaca. Los triángulos representan volcanes activos en la región (Modificado de Kostoglodov y Pacheco, 1999).	20
Figura 2.4 Regionalización sísmica de México. La zona A es aquella donde no se tienen registros históricos, no se han reportado sismos grandes en los últimos 80 años y las aceleraciones medidas son menores al 10% del valor de la gravedad (g). Las zonas B y C, presentan sismicidad con menor frecuencia, o bien, están sujetas a aceleraciones que no rebasan el 70% de g. En la zona D han ocurrido con frecuencia grandes temblores y las aceleraciones registradas son superiores al 70% de g (Figura tomada del Manual de obras civiles CFE, 1993).	21
Figura 2.5 Estructura de la zona de subducción y localización de sismos profundos en México (Modificada de Kostoglodov y Pacheco, 1999).	22
Figura 2.6 Clasificación de fallas tectónicas con base en su desplazamiento (Modificado de Stein y Wyssession, 2003).	24
Figura 2.7 Descripción gráfica de los parámetros que definen geometría, orientación y dirección del plano de falla durante un sismo (Modificado de Stein y Wyssession, 2003).	24
Figura 2.8 Modelo simple de un par de fuerzas.	26
Figura 2.9 Representación de los 9 elementos del tensor de momento sísmico referido a los nueve pares de fuerza que representan (Figura tomada de Stein y Wyssession, 2003).	28
Figura 2.10 Representación del plano de falla y plano auxiliar respecto a un sistema coordinado de referencia. Las fuerzas representadas equivalen en los diferentes planos a un doble par de fuerzas (modificado de Stein y Wyssession, 2003).	29
Figura 2.11 Mallado de selección que ilustra el proceso por el cual el sistema evalúa todas las posibles combinaciones de ángulo de deslizamiento, rumbo y echado, para	

elegir la combinación que menor desajuste presente, para el evento del 20 de marzo de 2012 a las 18:02 hrs. Comienza con una malla evaluando todas las posibles combinaciones (a), posteriormente reduce el tamaño de la malla y por consiguiente el rango de valores que puede tomar la solución (b) iteración 4, c) iteración 6, d) iteración 8, e) iteración 10). Esto ocurre iterativamente hasta que la convergencia a la mejor solución o menor desajuste (color rojo) suceda. La solución óptima es indicada por la cruz negra, como la combinación ideal de las mallas de dip, rake y strike (f) iteración 13).43

Figura 3.1 Mecanismos focales reportados en el catalogo de Global CMT para sismos entre magnitudes 5.0 y 6.0 ocurridos en la República Mexicana en 2010.45

Figura 3.2 Superposición de sismogramas observados (negro) y sintéticos (rojo) de la componente transversal del sismo del 20 de octubre de 2010 a las 4:15 hrs, filtrados con una ventana de tiempo de 50-110 segundos, observando onda superficial Love. Los sismogramas sintéticos fueron obtenidos mediante la sumatoria de modos normales con base en el modelo 1D PREM. A la izquierda aparece el azimut entre la fuente y el receptor y a la derecha la distancia. Se observan problemas de acoplamiento en fase entre los sismogramas, lo que significa que las geometrías y propiedades físicas del medio no son modeladas con exactitud a la realidad. La señal a -400 s es otro evento sísmico, no modelado.....49

Figura 3.3 Superposición de sismogramas observados (negro) y sintéticos (rojo) en componente transversal del ismo del 20 de octubre de 2010 a las 4:15 hrs, filtrados con una ventana de tiempo de 50-110 segundos, observando onda superficial Love. Los sismogramas sintéticos fueron obtenidos con el método de elementos espectrales (Komatitsch y Tromp, 2002), con base en el modelo del manto S36ANI (Kustowski et al., 2008) y el modelo cortical Crust2.0 (Bassin et al., 2000). Se observa mejor acoplamiento de señales en la forma de onda, que para el modelo 1D (Figura 3.2). La señal a -400 s es otro evento sísmico no modelado.....51

Tabla 3.4 Resumen de parámetros de ajuste estándar y de los parámetros de ajuste fino. Se describen en un archivo de entrada, y los parámetros temporales son dados por el usuario (Modificado de Maggi et al., 2009).53

Figura 3.6. Criterio para la selección/rechazo de señales. Izquierda para modelo 1D, derecha para modelo 3D. Arriba, superposición de señal sintética (rojo) y señal observada (negro) para la estación PNIG en la componente transversal. En medio, relación STA/LTA para definir límites de aceptación de la señal. Abajo, envolvente representativa de la señal sísmica. El área sombreada representa la ventana de coincidencias entre señales que eligió el criterio. Con el modelo 3D las diferencias en

fase y amplitud son suficientemente pequeñas para escoger la señal con este criterio. El sismo presentado en cuestión es el del 20 de enero de 2010.	54
Figura 3.7 Relación de ventanas en tiempo generadas por el software FLEXWIN (Maggi et al. 2009), para las tres componentes de los sismogramas. El eje vertical corresponde a la distancia epicentral de las estaciones al evento sísmico. El eje horizontal define el tiempo de registro. Se muestra solamente los registros en donde el algoritmo encontró coincidencias entre las señales, y asimismo las ventanas de coincidencia. Se observan mayor número de ventanas de coincidencias entre señales para el modelo 3D en comparación con el modelo 1D. El sismo presentado en cuestión es el del 20 de enero de 2010	55
Estos mecanismos son los resultados de la etapa de verificación del método con los eventos sísmicos de 2010. Para mayor detalle en las soluciones y las magnitudes calculadas, se presenta la Tabla 4.1, con los parámetros de la falla calculados en esta tesis, para el periodo de 2010 y el mapa de la Figura 4.1, con los mecanismos focales. .60	
Tabla 4.1 Lista de eventos sísmicos analizados en 2010 y los respectivos parámetros de falla obtenidos en este proyecto.....	62
Tabla 4.2 Reducción de varianza entre señales observadas y sintéticas, comparando fuente calculada por Global CMT y fuente obtenida en este trabajo. Relación de cantidad de ventanas usadas en el proceso de inversión de cada evento analizado en 2010.....	64
Figura 4.2 Mecanismos focales calculados con la metodología usada en esta tesis, para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012 en Ometepepec, Guerrero, con magnitudes $M_w > 4.5$	65
Tabla 4.3 Eventos sísmicos analizados como réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012 y los respectivos parámetros de falla obtenidos en este proyecto.	67
Tabla 4.4 Valores mínimos de desajuste entre sismogramas observados y sismogramas sintéticos, calculados a partir de la fuente obtenida en el barrido de malla. Desajustes para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012.....	68
Tabla 5.1 a). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados en 2010.	70
Tabla 5.1 b). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados en 2010.	71

Tabla 5.1 c). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados en 2010.	72
Tabla 5.1 d). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados en 2010.	73
Tabla 5.1 e). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados en 2010.	74
Tabla 5.1 f). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados en 2010.	75
Tabla 5.1 g). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados en 2010.	76
Tabla 5.1 h). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados en 2010.	77
Figura 5.2 Relación de magnitudes reportada por el SSN (vertical) y por Global CMT (horizontal), para los eventos de 2010. Recta negra representa el comportamiento lineal en el cual ambas magnitudes son iguales.	80
Figura 5.3 Relación de magnitudes reportada por el SSN (horizontal) y por este proyecto (vertical), para los eventos de 2010. Recta negra representa el comportamiento lineal en el cual ambas magnitudes son iguales.	81
Figura 5.3 Relación de magnitudes reportada por Global CMT (horizontal) y por este proyecto (vertical), para los eventos de 2010. Recta negra representa el comportamiento lineal en el cual ambas magnitudes son iguales.	82
Figura 5.5 Mecanismos focales reportados por Global CMT, correspondientes ocho de las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012 en Ometepepec, Guerrero.	83
Tabla 5.2 a). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna	

izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se presentan los mecanismos focales calculados y las magnitudes arrojadas por cada uno de los métodos presentados en esta tabla.....	84
Tabla 5.2 b). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se presentan los mecanismos focales calculados y las magnitudes arrojadas por cada uno de los métodos presentados en esta tabla.....	85
Tabla 5.2 c). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se presentan los mecanismos focales calculados y las magnitudes arrojadas por cada uno de los métodos presentados en esta tabla.....	86
Tabla 5.2 d). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se presentan los mecanismos focales calculados y las magnitudes arrojadas por cada uno de los métodos presentados en esta tabla.....	87
Tabla 5.2 e). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se presentan los mecanismos focales calculados y las magnitudes arrojadas por cada uno de los métodos presentados en esta tabla.....	88
Tabla 5.2 f). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se presentan los mecanismos focales calculados y las magnitudes arrojadas por cada uno de los métodos presentados en esta tabla.....	89
Tabla 5.2 g). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados	

para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se presentan los mecanismos focales calculados y las magnitudes arrojadas por cada uno de los métodos presentados en esta tabla.....	90
Tabla 5.2 h). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se presentan los mecanismos focales calculados y las magnitudes arrojadas por cada uno de los métodos presentados en esta tabla.....	91
Tabla 5.2 i). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se presentan los mecanismos focales calculados y las magnitudes arrojadas por cada uno de los métodos presentados en esta tabla.....	92
Figura 5.7 Relación de magnitudes reportada por SSN (horizontal) y por este proyecto (vertical), para las réplicas del sismo de 20 de marzo de 2012. Recta negra representa el comportamiento lineal en el cual ambas magnitudes son iguales.....	95

Resumen.

En este estudio implementamos computacionalmente una metodología para la inversión del tensor de momento sísmico (CMT), basándonos en el método de Liu et al. (2004). En sustento de este método se utilizó un algoritmo de cálculo de sismogramas sintéticos (SPECFEM3D_GLOBE), para un modelo de la Tierra con variaciones en las velocidades de propagación de ondas sísmicas en tres dimensiones (Komatitsch y Tromp, 2002). La manipulación de sismogramas observados y sintéticos a partir del uso de diversos filtros y ventaneo en tiempo, ayuda a identificar los rangos de periodo en los cuales es mejor el acoplamiento de sismogramas.

Este trabajo se concentra en dos etapas, la implementación y verificación de las metodologías propuestas y como segunda etapa su posterior aplicación. Para la verificación del método, se analizaron los eventos sísmicos entre magnitudes $M_w = 5.0 - 6.0$ que ocurrieron en el territorio nacional durante el año 2010. La segunda etapa se concentra en calcular los mecanismos focales para todas las réplicas del sismo del 20 de marzo 2012, cerca de Ometepec, Guerrero.

La finalidad de este trabajo es demostrar la eficiencia de las metodologías propuestas para la actividad sísmica de México, así como demostrar que con base en ellas se puede posteriormente generar un catálogo para el cual dados modelos adecuados se podría ampliar el rango de magnitudes del que podemos obtener mecanismos focales de alta calidad. Se presentan como resultados las soluciones obtenidas por el método propuesto y sus comparaciones con las soluciones de Global CMT y el SSN, asimismo se discuten las diferencias entre los ajustes de las formas de onda, las variaciones del calculo de magnitudes y las posibles causas a dichos efectos. Se definen e identifican las posibles ventajas y desventajas del método propuesto.

Abstract.

In this study, we implement a computational method of Liu et al. (2004) to estimate the centroid moment tensor (CMT) for earthquakes in Mexico. We use an algorithm for calculating synthetic seismograms (SPECFEM3D_GLOBE) for an Earth model with variable seismic velocities in three dimensions (Komatitsch and Tromp, 2002). By processing observed and synthetic seismograms with various filters and time windows, we select the processing parameters that lead to the best match between them.

This work is divided in two stages, first the implementation and verification of the proposed method for the case of Mexico and second, the application of the method. During the verification step, we analyze the events that occurred in and around Mexico during 2010, with magnitudes between $M_w = 5.0-6.0$. Then we calculate the focal mechanisms for all aftershocks of the March 20, 2012 earthquake, near Ometepec, Guerrero.

The purpose of this thesis is to demonstrate the efficiency of the methodologies proposed for the seismic activity in Mexico, and that they could extend the range of magnitudes for which we can obtain high-quality focal mechanisms, given suitable Earth models. We present the CMT solutions obtained by the proposed method and compare them with the solutions of the Global CMT project as well as those of the SSN. Furthermore we show the fit between observed and synthetic seismograms, compare the magnitudes obtained by the three methods and discuss the differences. We identify the possible advantages and disadvantages of the proposed method.

CAPÍTULO 1.

Introducción.

Conocer los parámetros que describen la fuente sísmica es uno de los factores importantes en la sismología, puesto que es determinante para conocer el comportamiento de la falla que genera un sismo. Los mecanismos focales en consecuencia revelan información esencial de la tectónica de la zona. Así también son un ingrediente importante para estudios de la estructura interna del planeta.

Existen diversos métodos para obtener el mecanismo focal de un sismo, determinado por el rumbo, echado y dirección del deslizamiento; polaridad de onda P, el tensor de momento sísmico, etc. En este trabajo tomamos el enfoque de una inversión del tensor de momento sísmico, ya que proporciona una representación de la fuente para cualquier orientación de las fuerzas características.

Para caracterizar la fuente sísmica se necesita un conocimiento de la estructura interna de la Tierra y cómo ésta afecta la propagación de ondas sísmicas. Aunque no conocemos exactamente las propiedades de los medios en el subsuelo, es posible estimar sus características generales y suponer modelos que se asemejen lo más posible a la realidad. Tradicionalmente los modelos utilizados suponen que la velocidad de ondas sísmicas en la Tierra sólo cambia con la profundidad, describiendo un medio estratificado por capas esféricas homogéneas. Un modelo de este tipo satisface la propagación de ondas solo con heterogeneidades verticales, esto es eficiente cuando hablamos de sismos fuertes que excitan ondas sísmicas con periodos largos que presentan poca sensibilidad a heterogeneidades en el manto, por lo cual consideramos que para los eventos mas pequeños, que no excitan ondas sísmicas a periodos largos, es necesario proponer un modelo de más detalle. El modelo debe incluir una descripción adecuada de la corteza que afecta fuertemente la propagación de ondas en sismos de magnitud moderada, que son los que analizamos en este trabajo.

El algoritmo SPECFEM3D_GLOBE (Komatitsch y Tromp, 2002), de propagación de onda, es capaz de representar acertadamente las condiciones de una Tierra lo más semejante a la realidad, como diferencias en velocidades de ondas P y ondas S en las tres direcciones del espacio, anisotropía, efectos gravitacionales, carga total del océano, rotación terrestre y efecto Coriolis, entre otros. Éstos son fenómenos que atañen directamente a la propagación de una onda sísmica y por lo tanto se ven reflejados en la forma de onda registrada en un sismograma. Utilizamos este algoritmo para modelar la propagación de ondas en una Tierra tridimensional (Komatitsch y Tromp, 2002), con base en métodos de elementos espectrales, que permiten considerar todas esas características del medio como una aproximación dentro del modelo final. Asemejar un modelo de velocidades lo más posible a una Tierra real ayuda en que los parámetros de la fuente que obtengamos sean confiables.

México es uno de los países cuya principal actividad sísmica es generada en una parte del “Anillo de Fuego”, por lo que se encuentra entre los países con mayor actividad. Al encontrarse en una zona donde hay gran actividad tectónica, México tiene numerosas fallas, zonas sísmicas y volcanes. No están identificadas completamente todas ellas, pero estimar los parámetros de la fuente correctamente, ayuda a encontrar fallas no mapeadas. La actividad es monitoreada constantemente con la red sismológica dirigida por el Servicio Sismológico Nacional (SSN). La red cuenta con 50 estaciones de banda ancha en el territorio nacional para registrar la sismicidad que ocurre en todo el país. Los sismogramas usados en este trabajo fueron tomados del SSN. La estimación de los parámetros de la fuente que hace el SSN tiene un enfoque de rapidez para fines de alertar a las autoridades correspondientes, y a la población en general. El método presentado en este trabajo no pretende obtener los parámetros de la fuente sísmica de forma rápida, pero se espera que se puedan obtener tensores de momento con mayor calidad para temblores más pequeños.

Tener información concreta de la sismicidad general del país permite en un futuro delimitar zonas susceptibles a peligro sísmico. Mientras que los parámetros de la fuente sísmica aportarán los datos necesarios para conocer el comportamiento de una falla activa durante la ruptura y la localización de las mismas en el territorio nacional.

Este trabajo, con base en un modelo de propagación de ondas en tres dimensiones, implementa una inversión automatizada del tensor de momento sísmico para sismos moderados. Con este proyecto se pretende proporcionar una solución confiable del tensor, comparado con otras agencias (SSN, GCMT).

CAPÍTULO 2.

Antecedentes.

En este capítulo se explican los principios teóricos que se necesitan para el desarrollo de este trabajo y se revisan los trabajos previos a esta tesis. Primero se introduce el contexto tectónico y la sismicidad característica de México. Subsecuentemente se hablará de trabajos anteriores, enfocados a modelar las velocidades de propagación en la Tierra que permiten variaciones laterales (modelos 3D) y por otro lado trabajos que estiman parámetros que definen a la fuente sísmica por diversos métodos.

2.1 MARCO TECTÓNICO Y SISMICIDAD EN MÉXICO.

El territorio mexicano se encuentra en una región con alta sismicidad. La actividad se debe a que las placas de Cocos y de Rivera, que se encuentran al Sur y Noroeste de México, en el océano Pacífico, están subduciendo bajo la placa de Norte América. La placa de Cocos se mueve a una velocidad angular promedio de 1.42×10^{-6} grados/año, respecto a la placa Norteamericana (DeMets et al., 1990), mientras que la placa de Rivera se desplaza 2.5 cm/año aproximadamente (Singh & Suárez, 1986) (Fig. 2.1). En esta zona se acumulan grandes cantidades de esfuerzo y energía, que al liberarse provocan los grandes sismos que afectan a nuestro país.

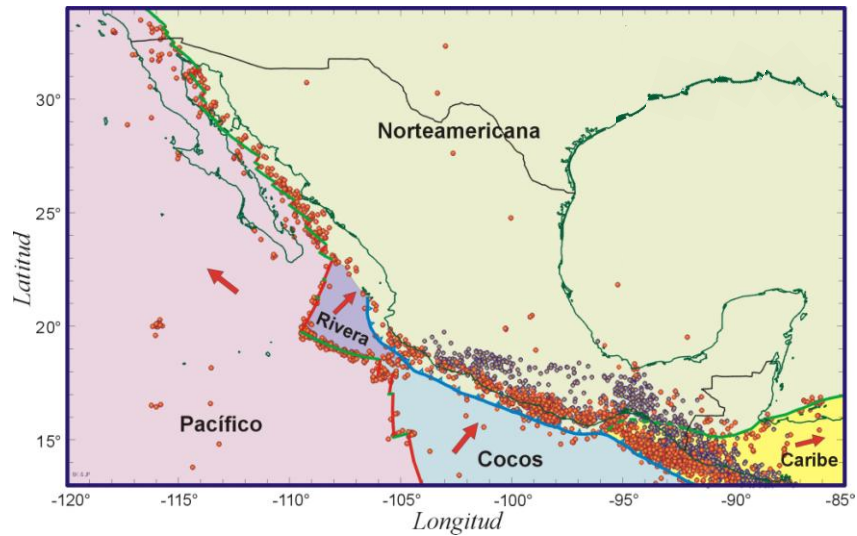


Figura 2.1 Distribución geográfica de las placas tectónicas que abarcan el territorio mexicano, delimitadas por la actividad sísmica en sus bordes (Figura modificada de Kostoglodov y Pacheco, 1999).

Los hipocentros de la mayor parte de los terremotos de gran magnitud (mayores de 7, por ejemplo), que ocasionan grandes daños, se ubican en la costa del Pacífico y en las fronteras de las placas, a lo largo de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas (Fig. 2.2).

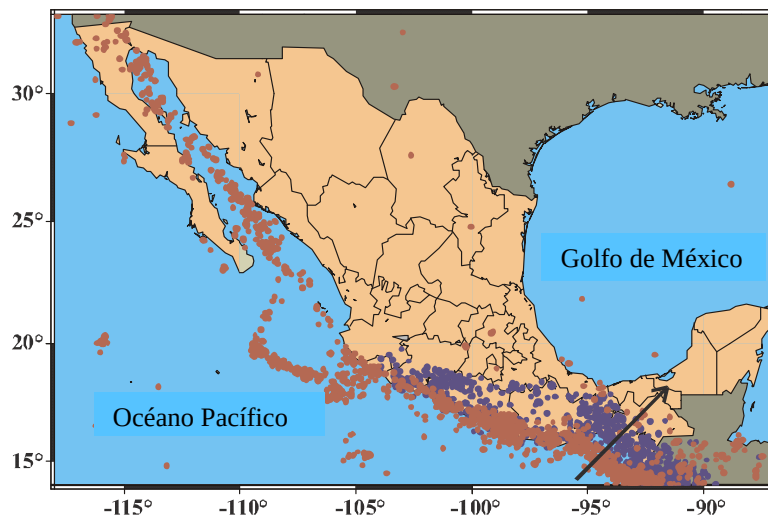


Figura 2.2 Sismos con magnitudes mayores o iguales a 4.5 localizados en la República Mexicana entre 1964 y 1995. En café los sismos someros (profundidades menores de 50 km) y en morados con profundidades mayores de 50 km (Figura modificada de www.ssn.unam.mx).

Esta región es justo donde ocurren sismos con mayor frecuencia y también los sismos de mayor magnitud registrados en México (Fig. 2.3). Estos sismos no solo son un peligro para las regiones costeras sino también afectan en gran medida a la Cuenca de México. La influencia de los sismos costeros sobre la Ciudad de México se debe principalmente a las condiciones geológicas del suelo de la ciudad. También ocurren sismos de gran magnitud al interior del continente, en el centro y el sur del país, especialmente en Veracruz, Puebla, Estado de México y Baja California en la zona fronteriza con Estados Unidos (Fig. 2.2) (Kostoglodov y Pacheco, 1999).

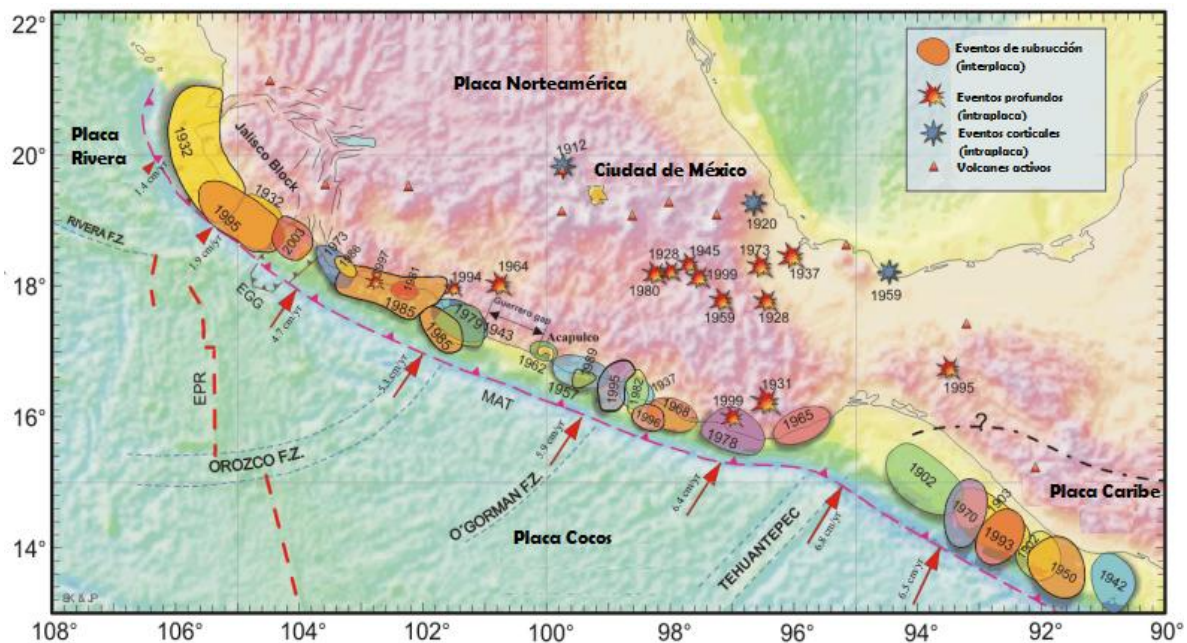


Figura 2.3 Zonas de ruptura de los grandes sismos del siglo XX en la zona de subducción. Las estrellas azules representan eventos sismos corticales intraplaca. Las estrellas rojas representan sismos profundos intraplaca. Los triángulos representan volcanes activos en la región (Modificado de Kostoglodov y Pacheco, 1999).

México se clasifica, según el peligro sísmico, en cuatro zonas: A, B, C y D (de menor a mayor peligro). Esta clasificación se determinó de acuerdo con la sismicidad propia de cada región (Fig. 2.4). Se le llama regionalización sísmica y tiene el objetivo de proporcionar información importante para el diseño de obras civiles. El mapa de peligro sísmico del país se definió empleando registros de sismos históricos de gran magnitud

en México, los catálogos de sismicidad y datos de aceleración del terreno (Manual de obras civiles CFE, 1993).

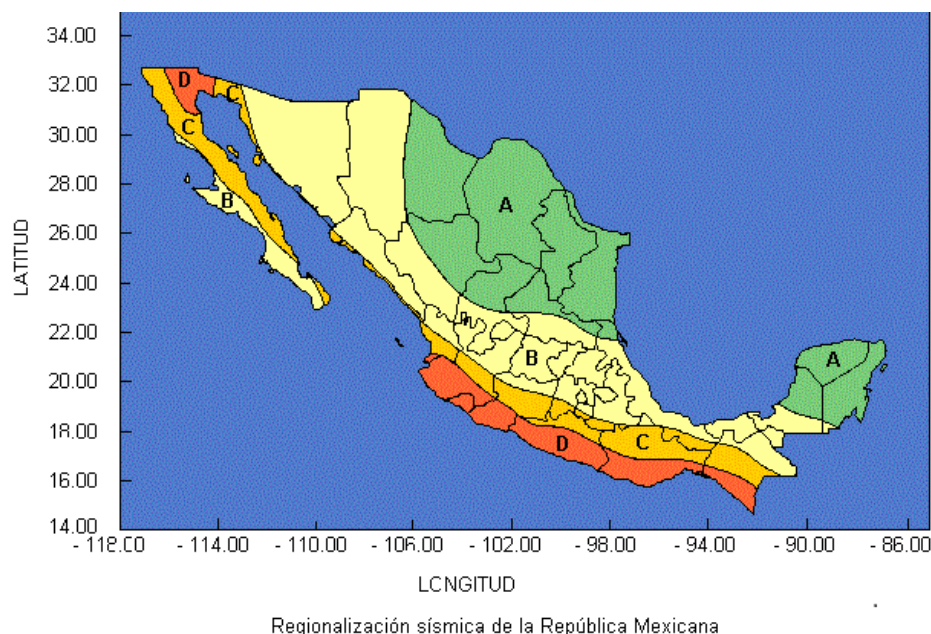


Figura 2.4 Regionalización sísmica de México. La zona A es aquella donde no se tienen registros históricos, no se han reportado sismos grandes en los últimos 80 años y las aceleraciones medidas son menores al 10% del valor de la gravedad (g). Las zonas B y C, presentan sismicidad con menor frecuencia, o bien, están sujetas a aceleraciones que no rebasan el 70% de g . En la zona D han ocurrido con frecuencia grandes temblores y las aceleraciones registradas son superiores al 70% de g (Figura tomada del Manual de obras civiles CFE, 1993).

La longitud de la ruptura de los grandes sismos que ocurren en nuestro país en la zona de subducción, varía entre 50 y 200 km de largo (Singh y Suarez, 1986). Los dos sismos de mayor magnitud en los últimos 100 años ocurrieron en dicha zona, en Jalisco en 1932 con magnitud de 8.2 y en las costas de Michoacán en 1985 con magnitud de 8.1. Estos sismos de subducción son someros, concentrados entre 5 y 35 km de profundidad (Fig. 2.5) (Kostoglodov y Pacheco, 1999). Los sismos grandes mencionados ocurren entre la costa y la trinchera Mesoamericana y otros más cercanos al continente, pero existen zonas de la subducción donde no se han registrados sismos

importantes y a dichas zonas las llamamos *brechas sísmicas*. Entre las brechas que destacan son el graben El Gordo, Colima; en Costa Grande, Guerrero y en Tehuantepec, Oaxaca.

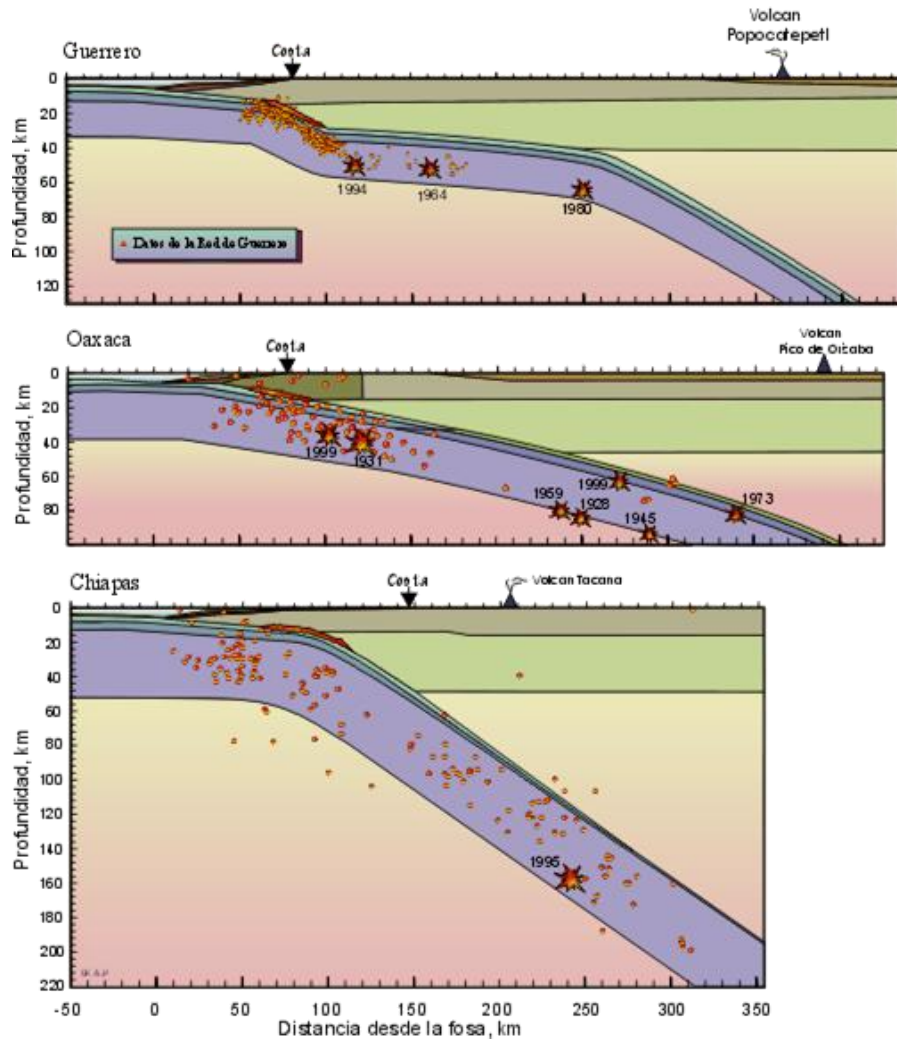


Figura 2.5 Estructura de la zona de subducción y localización de sismos profundos en México (Modificada de Kostoglodov y Pacheco, 1999).

Para definir los principios teóricos y físicos que fundamentan este trabajo, se hablará esencialmente de tres temas principales: *fuentes sísmicas*, ya que pretendemos obtener los parámetros que la definen, *tensor de momento sísmico*, que es la representación de una fuente sísmica que utilizamos en este trabajo, y *método de*

elementos espectrales, base teórica del método de propagación de ondas 3D que utilizamos.

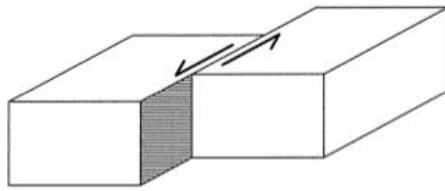
2.2 FUENTE SÍSMICA

2.2.1 FALLA GEOLÓGICA

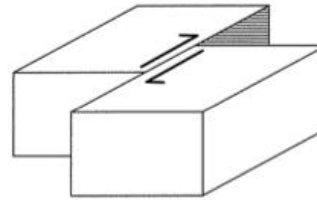
Empecemos por entender conceptualmente la fuente sísmica dentro de un contexto geológico. Si definimos una falla geológica, ésta se entiende como un plano que divide en dos volúmenes un bloque de corteza. La clasificación de las fallas tectónicas está referida directamente a la dirección del deslizamiento relativo entre ambos bloques y a la inclinación del plano que los divide (Fig. 2.6). Podemos identificar tres tipos de fallas: *falla de corrimiento de rumbo*, cuando el deslizamiento es paralelo al rumbo de la falla, *falla de corrimiento de echado*, cuando el deslizamiento es paralelo a la dirección de buzamiento de la falla, y *falla oblicua*, cuando el desplazamiento es oblicuo tanto al rumbo como al buzamiento de la falla.

Las fallas de corrimiento de rumbo se subdividen en dos tipos, dependiendo el sentido de los movimientos de los bloques, como *siniestras*, cuando el bloque opuesto al observador se mueve a la izquierda; y *destrales* cuando el bloque se mueve a la derecha. Las fallas de corrimiento de echado se clasifican en dos también, *normales* cuando el bloque de techo se desplaza hacia abajo con respecto al bloque adyacente; e *inversas* cuando el bloque del techo se desplaza hacia arriba con respecto del bloque adyacente (Eakins, 1987).

Fallas de corrimiento de rumbo

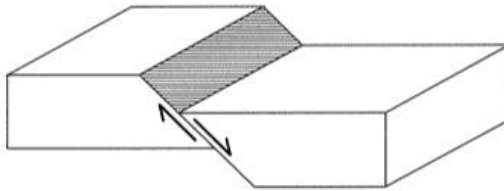


Lateral izquierda (sinistra)

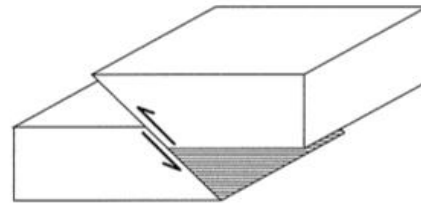


Lateral derecha (dextra)

Fallas de corrimiento de echado



Falla Normal



Falla Inversa

Figura 2.6 Clasificación de fallas tectónicas con base en su desplazamiento (Modificado de Stein y Wysession, 2003).

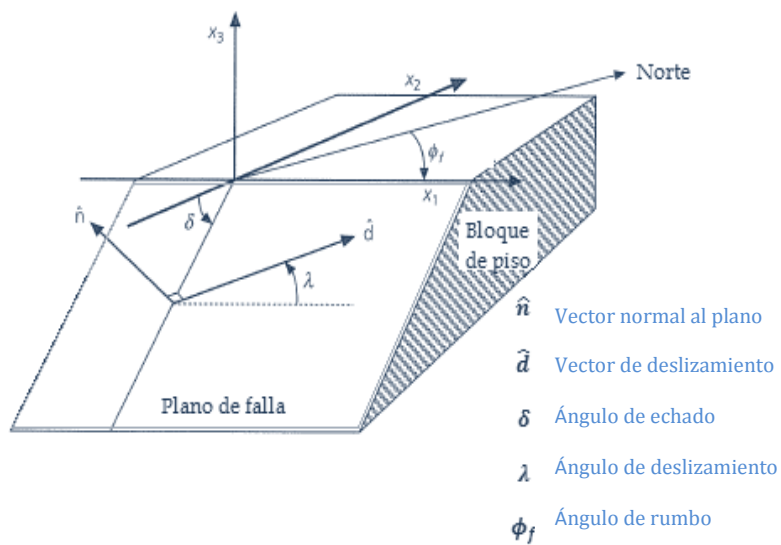


Figura 2.7 Descripción gráfica de los parámetros que definen geometría, orientación y dirección del plano de falla durante un sismo (Modificado de Stein y Wysession, 2003).

Los parámetros que caracterizan el desplazamiento entre los bloques de falla (Stein y Wysession 2003), están relacionados con los factores geométricos del plano mismo (Fig. 2.7). Dichos parámetros son: el vector $\hat{n}$, normal al plano; el vector de deslizamiento $\hat{d}$, que indica la dirección del deslizamiento del bloque superior con respecto al inferior, en sentido anti horario; δ es el ángulo de echado, que proporciona la inclinación del plano con respecto a la superficie. La dirección del movimiento se expresa por medio del ángulo de deslizamiento λ , que es relativo al bloque de techo sobre el bloque de piso, y el ángulo de rumbo ϕ_f , que expresa la orientación de los bloques con respecto al norte.

La interpretación de una fuente sísmica parte precisamente del concepto de una falla geológica, es decir, como se da un deslizamiento sobre una superficie interna en un medio elástico. Este deslizamiento produce un campo de desplazamientos variable con la distancia de dicha fuente. En los apartados siguientes consideramos a la falla como un punto, ya sea porque es muy pequeña, relativa a la distancia entre la fuente y el observador, o porque estemos observando longitudes de onda muy largas. Vamos a ver que cada uno de los tipos de fallamiento puede ser representado por un conjunto de fuerzas llamado *doble par* que pueden a su vez ser representados por el tensor de momento sísmico.

2.3 TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO

La sismología describe los procesos físicos que tienen lugar en la fuente sísmica. En una primera aproximación, el Teorema de Representación (Aki y Richards, 1980) establece que el campo de desplazamientos en un volumen V , delimitado por una superficie S , siempre estará compuesto de dos términos. El primero es una integral de volumen de las fuerzas de cuerpo que actúan (F_i), multiplicadas por la función de Green (G_{in}) durante el lapso de tiempo que actúan en la fuente τ . El segundo término es una integral de superficie de todas las tracciones que intervienen (T_i), conteniendo las funciones de Green y sus derivadas en el espacio, donde C_{ijkl} es el tensor de constantes elásticas (Eq. 2.1).

$$u_i(x, t) = \int d\tau \int_V G_{in} F_i dV + \int d\tau \int_S (G_{ni} T_i - u_i C_{ijkl} G_{nk,l} v_j) dS. \quad (2.1)$$

El teorema representa el campo de desplazamientos de una fuente debido a un conjunto de fuerzas puntuales, siempre y cuando la contribución del medio esté expresada a partir de una función de Green. El teorema proporciona una manera de representar un sismograma, dada la fuente; sin embargo, una representación congruente de las fuerzas con la realidad, se obtiene a partir del tensor de momento sísmico. La principal característica de este tensor es que permite describir una mayor variedad de fuentes, incluso todas las orientaciones posibles para los pares de fuerzas.

Antes de explicar la representación a partir del tensor de momento sísmico, es necesario explicar la diferencia entre representar una fuente con una fuerza, un par de fuerzas simple o con doble par de fuerzas. Existe una representación más simple del campo de desplazamientos generado por un sismo, dicha representación es con un par de fuerzas como modelo más sencillo (Burridge y Knopoff, 1964). Si consideramos un par de fuerzas F_3 en dirección de x_3 , una en sentido positivo y una en sentido contrario, separadas entre ellas por una distancia d a lo largo del eje x_2 (Fig. 2.8). El campo de desplazamientos generado por dicho par, viene dado por

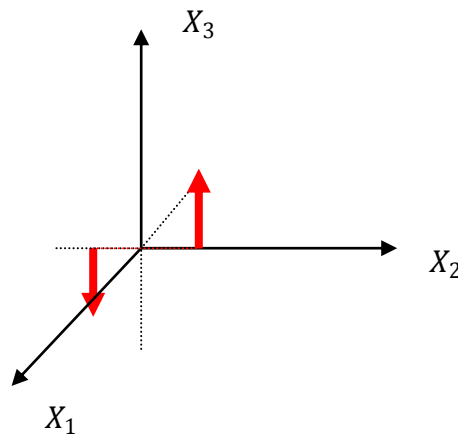


Figura 2.8 Modelo simple de un par de fuerzas.

$$u_i(x, t) = dF_3 * \left[\frac{G_{i3}(x, t; \xi + \frac{1}{2}d, 0) - G_{i3}(x, t; \xi - \frac{1}{2}d, 0)}{d} \right] = M_{32} * \frac{\partial}{\partial \xi_2} G_{i3}(x, t; \xi, 0). \quad (2.2)$$

Al multiplicar y dividir por el brazo de palanca d obtenemos que dicha igualdad representa la derivada de la función de Green, expresada como una diferencia de los valores de la función en cada extremo del par de fuerzas. Si consideramos que F_3 y d tienden a cero, de tal forma que su producto sea siempre finito, a dicho producto lo llamaremos momento del par de fuerzas M_{32} , y es una medida de la fuerza liberada por el sismo. Este mismo proceso puede realizarse para cualquier dirección del par de fuerzas, pero es importante destacar que esta representación implica que un par de fuerzas produce una rotación, pero en la ruptura sísmica, la región focal no experimenta ninguna rotación por lo cual esta representación no es un modelo viable físicamente.

Un doble par de fuerzas es una representación de los esfuerzos que se presentan en una falla tectónica. El doble par de fuerzas produce el mismo campo de desplazamientos que un sismo y anula las torsiones del momento. El tensor de momento agrupa los esfuerzos de tipo doble par, considerando todas las direcciones de los esfuerzos.

El tensor de momento sísmico tiene una representación matricial que contiene los parámetros mínimos requeridos para caracterizar la geometría de la falla, la dirección del deslizamiento y el momento sísmico escalar. El tensor de momento sísmico es una representación suficientemente acertada de un fallamiento, y permite modelar fuentes sísmicas complejas, ya que describe cada uno de sus nueve elementos con pares de fuerzas (Eq. 2.3; Fig. 2.9):

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix}. \quad (2.3)$$

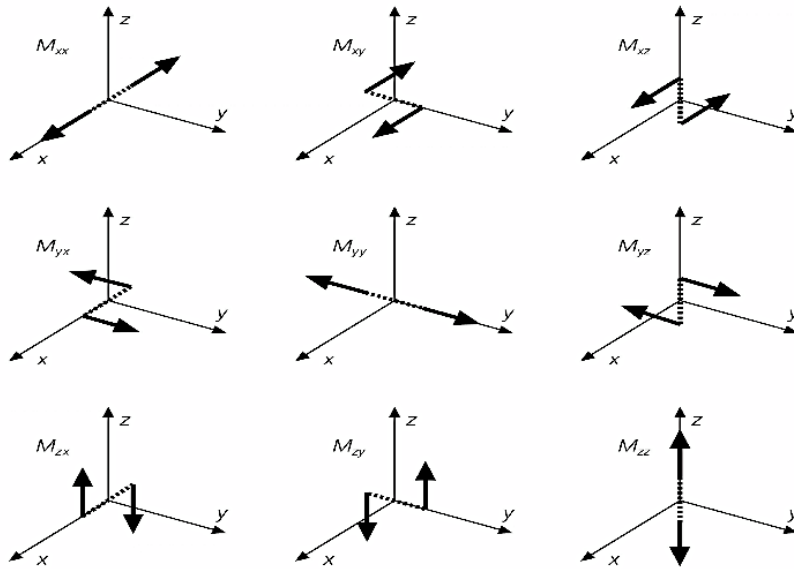


Figura 2.9 Representación de los 9 elementos del tensor de momento sísmico referido a los nueve pares de fuerza que representan (Figura tomada de Stein y Wyession, 2003).

Cada elemento del tensor representa un momento de torsión, como se explicó anteriormente en la representación de un par simple de fuerzas. Dichos momentos pueden ser escritos en cualquier sistema de referencia, dado que las ecuaciones tensoriales y vectoriales se cumplen para cualquier sistema coordenado. Las componentes están dadas por el momento escalar, M_0 , el vector unitario normal al plano, n , y el vector deslizamiento unitario, d (Stein y Wyession, 2003):

$$M_{ij} = M_0(n_i d_j + n_j d_i), \quad (2.4)$$

o si desarrollamos la notación índice tenemos que:

$$\mathbf{M} = M_0 \begin{pmatrix} 2n_x d_x & n_x d_y + n_y d_x & n_x d_z + n_z d_x \\ n_y d_x + n_x d_y & 2n_y d_y & n_y d_z + n_z d_y \\ n_z d_x + n_x d_z & n_z d_y + n_y d_z & 2n_z d_z \end{pmatrix}. \quad (2.5)$$

Esta representación tensorial es simétrica puesto que el intercambio de los vectores de desplazamiento y normal no afecta la solución del tensor, y $M_{ij} = M_{ji}$ (Stein y Wysession, 2003). El hecho de que el tensor sea simétrico, explica la igualdad de los patrones de radiación independientemente si el desplazamiento es del plano auxiliar o del plano de falla. El tensor de momento sísmico representa las fuerzas internas necesarias para generar el campo de desplazamientos de un sismo. Dichas fuerzas se interpretan como dobles pares (Fig. 2.10).

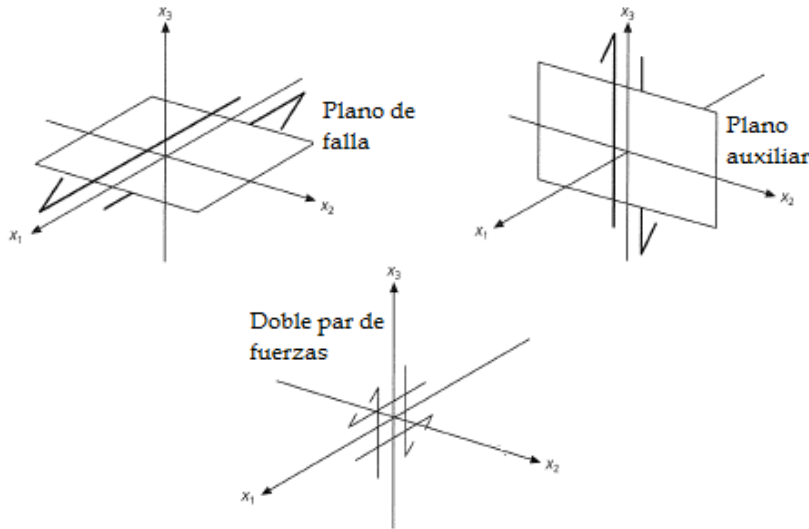


Figura 2.10 Representación del plano de falla y plano auxiliar respecto a un sistema coordenado de referencia. Las fuerzas representadas equivalen en los diferentes planos a un doble par de fuerzas (modificado de Stein y Wysession, 2003).

El momento sísmico M_0 (Aki, 1966) es el factor que se asocia directamente a la magnitud o tamaño del sismo y se puede apreciar su proporcionalidad con las amplitudes de un sismograma. El *momento sísmico escalar* se puede estimar con la relación

$$M_0 = \mu AD, \quad (2.6)$$

donde A es el área de la falla, D es el deslizamiento promedio y μ es el módulo de rigidez. Normalmente M_0 se reporta en N·m (Aki, 1966).

2.4 MÉTODO DE MODOS NORMALES.

La generación de sintéticos para un modelo 1D, como explican Stein & Wyss (2003), se puede hacer mediante la sumatoria de modos normales, análogo a la propagación de ondas en un resorte. Para dicho proceso es necesario conocer las funciones toroidales y las eigenfrecuencias de los modos normales, que son determinados por la estructura de densidad y velocidad de la Tierra.

Los modos son sumados para el lugar del receptor y la localización de la fuente. Por lo tanto, los desplazamientos se expresan en términos del radio de la fuente r_s , suponiendo una fuente con geometría circular, la distancia al receptor r_r , la colatitud, definida como el ángulo complementario de la latitud en coordenadas esféricas, y el azimut del receptor, θ y φ respectivamente, relativo a la fuente. Estos modos son ponderados entonces por las amplitudes nA_l^m , que conjuntamente con la fuente y el receptor, son determinadas por la profundidad en la que se encuentren, el tensor de momento, y el modelo de velocidades, densidades y atenuación. Una característica de la suma de modos, a pesar de que tanto las funciones de tiempo y los armónicos esféricos del vector sean números complejos, es que da el desplazamiento como un número real. De manera similar, aunque los modos individuales oscilan en todas partes en la Tierra en todo momento, incluso antes de que una onda sísmica arribe, la suma de

los modos se limita a las ondas sísmicas que llegan después de un tiempo finito. Por lo tanto, aunque los modos son objetos matemáticos que son difíciles de visualizar, su suma da lugar a un desplazamiento físico. La Eq. 2.7 nos muestra el desplazamiento toroidal, debido a la suma sobre modos toroidales (Stein y Wysession, 2003).

$$u^T(r_r, \theta_r, \varphi_r) = \sum_n \sum_l \sum_{m=1}^l nA_l^m(r_s, r_r) {}_nW_l(r_r) T_l^m(\theta_r, \varphi_r) e^{i_n\omega_l^m t} e^{-\frac{n\omega_l^m t}{2nQ_l}} \quad (2.7)$$

donde nA_l^m refiere a las amplitudes, ${}_nW_l$ son las eigenfunciones radiales, T_l^m , los modos toroidales y Q se refiere el factor de calidad asociado a la atenuación. Ecuaciones similares describen a los otros dos componentes del movimiento.

2.5 MÉTODO DE ELEMENTOS ESPECTRALES.

En esta tesis se usa un algoritmo de método de elementos espectrales para propagación de ondas, SPECFEM3D_GLOBE (Komatitsch y Tromp, 2002a,b), para generar sismogramas sintéticos para los eventos estudiados. Realmente no tiene importancia para los resultados cuál método se usa, siempre y cuando sea suficientemente preciso para generar sismogramas que se parezcan a los sismogramas observados. En este capítulo se habla sobre métodos numéricos en general y se describe el método de elementos espectrales.

Existe una amplia variedad de métodos para resolver problemas para propagación de ondas, tales como diferencias finitas (e.g., Coutant et al., 1995; Igel et al., 1995), elementos finitos (e.g., Komatitsch et al., 2010), volumen finito (e.g., REFERENCIA), etc. Cuando se desea aproximar la solución numérica de un problema con alta exactitud, los métodos espectrales representan una opción viable. Las ventajas de estos métodos radican en la rápida convergencia a una solución, y en su implementación computacional rápida, puesto que reduce los grados de la libertad de la ecuación diferencial a resolver. De igual manera, logra una aproximación casi exacta a la solución de la ecuación diferencial, ya que cuenta con un dominio global en el cual

las funciones base no son nulas en ningún punto. Por otro lado, sus desventajas persisten en la subjetividad en la elección de las funciones base globales y los pesos respectivos que tendrá cada función, esto es necesario para mejorar la aproximación a la solución (Fornberg, 1996).

Estos métodos se clasifican en dos grupos, métodos interpolantes y no interpolantes. Los primeros, también llamados pseudoespectrales, demandan la satisfacción exacta de la ecuación diferencial a aproximar en algunos puntos definidos de la malla. Normalmente, en este grupo, la solución es aproximada mediante el truncamiento de una serie. Los métodos no interpolantes se caracterizan porque la función a estimar es aproximada por el truncamiento de la serie; y sus coeficientes se evalúan con multiplicaciones por las funciones base y los algoritmos de integración.

El método de elementos espectrales interpolantes fue usado por Komatitsch y Tromp (1999), combinando el método de elementos finitos con un método espectral para el cálculo de sismogramas sintéticos de modelos 3D de la Tierra. Komatitsch y Tromp (1999) propusieron la generación de una malla 3D donde el cálculo se realiza a partir de la formulación débil de las ecuaciones de movimiento resueltas en los elementos del mallado. Los elementos están desplazados en el intervalo de integración por acción del Jacobiano, para corroborar los puntos referenciados en el globo terráqueo. Este método logra representar con exactitud la forma de onda de ondas de cuerpo y de superficie para fuerzas puntuales y para las fuentes descritas como un tensor de momento. Este método es el que utilizamos en esta tesis para la generación de sismogramas sintéticos.

Como continuación al trabajo inicial de elementos espectrales y mejorando las capacidades del método, Komatitsch y Tromp, en 2002, publicaron los dos tomos de su trabajo *"Spectral-element simulations of global seismic wave propagation"*. En ellos amplían los alcances de la modelación a escalas de propagación de ondas sísmicas globales. Especifican que los nodos de la malla diseñada por elementos finitos coinciden con todas las discontinuidades de primer y segundo orden en el modelo 1D de referencia de la Tierra. Retienen la solución de la ecuación de onda disminuyendo la

densidad de elementos con respecto a la profundidad del modelo. Además, los autores incluyen efectos secundarios que alteran la propagación misma, entre los que destacan atenuación, anisotropía, interacción interfase núcleo-manto, elipticidad de la Tierra, topografía, batimetría, efectos de los océanos, rotación, auto-gravitación, heterogeneidad en las tres dimensiones, formas irregulares de estratos, densidad, variación en las velocidades de onda P y S, corrientes convectivas en el manto y paso gradual entre las fronteras núcleo-manto-corteza. Comparando con sintéticos obtenidos del modelo PREM denotan diferencias en tiempos de arribo de las ondas superficiales con mejor acoplamiento para el modelo 3D y alta exactitud con ondas de cuerpo y superficie para periodos mayores de 40 segundos. Los detalles de esta metodología representan la base para modelar la propagación de ondas que utilizamos en esta tesis.

Modelar una Tierra 3D con todas las condiciones que presupone, es un desafío y cálculo importante, dado que tiene ciertas restricciones que lo hace complicado. Inicialmente para el diseño de la malla que representará el modelo, es necesario definir el número de elementos que no se traslapen al definir los nodos principales. En el método de elementos espectrales se usan mallas de elementos hexaédricos finitos, porque permiten un comportamiento tensorial para forzar a la matriz de masa a ser diagonal. Que a su vez disminuye el tiempo de cálculo sustancialmente.

Es importante mencionar que cada elemento hexaédrico debe tener todos sus lados perfectamente acoplados al resto de los elementos adyacentes. De igual forma debe poder reflejar las características de la velocidad de las ondas. Para un modelo de la Tierra óptimo es necesaria la existencia de un número de puntos en la malla por cada longitud de onda. Si consideramos que la velocidad de onda incrementa con la profundidad, entonces los elementos espectrales deberán ser mas grandes con ésta, pero la cantidad de elementos debe ser más densa en superficie.

Cada elemento espectral es modificado para que sus puntos cumplan con las propiedades físicas deseadas. La satisfacción de dichos modelos matemáticos se logra mediante la interpolación de los polinomios de Lagrange, logrando que toda la

superficie interpolada se comporte de manera semejante y no solo los puntos de anclaje que se determinaron inicialmente. Esto solo es posible si obligamos a nuestro sistema tensorial a comportarse como una matriz diagonal, esto logrando evaluar la integral de superficie en puntos no equidistantes ni uniformemente distribuidos, mediante la metodología de puntos de Gauss-Lobatto-Legendre.

2.6 ANTECEDENTES A LA INVERSIÓN DEL TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO.

Diferentes autores han propuesto e implementado métodos para la parametrización de la fuente sísmica. En este apartado se habla sobre la evolución de dichos métodos, las ventajas y desventajas que presenta cada método hasta llegar al método utilizado en este proyecto de tesis.

Como primer antecedente hablaremos de un método de inversión (Dreger y Helmberger, 1993) para calcular los parámetros de la fuente sísmica a partir del modelado de ondas de cuerpo. Los autores proponen un método de inversión a partir de una función de desajuste para medir las diferencias entre los sismogramas sintéticos y los observados (Liu y Helmberger, 1985), considerando las variaciones de las amplitudes en los sismogramas como información dentro de la inversión. Tomar en cuenta las amplitudes produce una mayor estabilidad al sistema y una rápida convergencia a la solución.

La función de desajuste (Eq. 2.7) utilizada en la inversión de Dreger y Helmberger (1993) es en función de los datos observados y de las funciones de Green utilizadas. Tiene como base separar el efecto que tiene la solución inicial en el sistema y el efecto de la perturbación de dicha solución en cada iteración. Esta función de desajuste está expresada como

$$E_i = \int_0^T [f_i(t) - g_i(t)]^2 dt, \quad E_i = e_i^0 + \delta e_i, \quad (2.7)$$

donde el índice i representa la componente del sismograma, T es el tamaño del sismograma en cuestión, $f_i(t)$ es la señal observada, y $g_i(t)$ es la función de Green correspondiente. Mientras que el error de esta función de desajuste se evalúa en dos componentes, donde e_i^0 es el error del modelo inicial, y δe_i es el error asociado a la perturbación de ese modelo. El error generado por las variaciones de la fuente inicial, es definido como una matriz de derivadas parciales de la función de desajuste con respecto a los parámetros de la fuente en cada iteración. Para cada paso de la inversión se genera una nueva solución a partir del modelo inicial, y es esta solución la que es fuente inicial de la siguiente iteración, esto recursivamente hasta que la solución sea óptima y el desajuste mínimo.

Dreger y Helmberger (1993) modelaron ondas de cuerpo de P directa y sus reverberaciones P_{nl} hasta la fase S_n . Dichas fases presentan poca sensibilidad a las heterogeneidades laterales y verticales en la corteza a escalas regionales. Las ondas de superficie a diferencia son bien modeladas en la forma de onda pero con problemas en fase, lo cual no permite utilizarlas para este método de inversión. Este método tiene la ventaja de converger a la solución de manera rápida incluso con una sola estación, sin importar la cobertura azimutal, para periodos largos, conociendo las tres componentes del sismograma.

Sin embargo, el modelado de las formas de onda es sensible a la profundidad y geometría de la fuente, lo cual aumenta la posibilidad de múltiples soluciones que representen la fuente sísmica. Este método también requiere una relación señal-ruido alta, y por ello no es completamente eficiente para sismos de baja magnitud, donde la relación señal-ruido es baja. La inversión presenta dependencia por el modelo de fuente dado inicialmente. El método de inversión de Dreger y Helmberger (1993) es la base de la implementación que utiliza el Servicio Sismológico Nacional, para el cálculo automático de los parámetros de la fuente sísmica.

Otra metodología de inversión para estimar los parámetros que definen la fuente sísmica es la utilizada actualmente por *Global CMT Project* (Ekström et al., 2012) que parte de la premisa de que actualmente, los modelos de velocidades de

propagación de ondas sísmicas son mas acertados. Estos modelos permiten reproducir formas de ondas a diferentes periodos, con los aportes y efectos de la trayectoria.

Previo a la inversión es necesario discriminar las señales que poseen un efecto predominante de ruido o interferencia con la señal sísmica, para que la inversión no tienda a una solución errónea. El proceso de inversión inicia con un tensor de momento sísmico inicial, determinado por los parámetros espaciales de localización del evento sísmico. A partir de este tensor se calculan los sintéticos correspondientes y se comparan con las señales observadas preseleccionadas. Nuevamente se genera un proceso de selección de las señales correctas para la siguiente inversión, y se itera para generar un nuevo tensor de momento.

El proceso de selección de trazas y generación de nuevos tensores de momento sísmico, es un proceso iterativo puesto que el problema no se comporta de forma lineal. Normalmente entre la tercera y cuarta iteración el sistema se vuelve estable y esa es la mejor solución del proceso iterativo. La rápida convergencia a la solución está dada por las condiciones iniciales del tensor: 1) Se obliga a que la traza del tensor sea igual con cero, lo que significa que no hay componente volumétrica; 2) se tienen como parámetros iniciales la localización del evento, los cuales se considera que son una buena aproximación a la localización real.

El método propuesto por Dziewonski et al. (1981) y ampliado por Ekström et al. (2012) posee muchas ventajas con respecto al método expuesto anteriormente (Dreger y Helmberger, 1993). Permite considerar en la inversión tres tipos de ondas para restringir las características de la fuente sísmica. De una señal observada, distinguen tres tipos de ondas por separado. Primero ondas de cuerpo, que definen la esfera focal del sismo. Segundo, ondas superficiales de periodo intermedio, que tiene amplitudes grandes comparado con el ruido sísmico, por lo cual son aptas para modelar en sismos tan pequeños como $M_w=5.0$. Ondas del manto, que por su carácter de periodo largo, son menos sensibles a la extensión espacial y a la historia temporal de la fuente. De esta forma cada uno de los tipos de señales incluidas en la inversión, satisface una característica para modelar la fuente, al ser tratadas de forma independiente con filtros de banda específicos para acentuar cada una. Para el cálculo de los sismogramas

sintéticos utilizaron una incorporación de rayos de ondas superficiales mediante el retraso de fase obtenido de los mapas de dispersión de Ekström et al. (1997), esto para las ondas de superficie de periodo intermedio. Combinan los sintéticos de ondas de superficie con los sismogramas sintéticos para ondas de cuerpo y ondas de manto, obtenidas del modelo PREM (Dziewonski y Anderson, 1981), por sumatoria de modos normales.

La desventaja de este método radica en las limitaciones de estos tres tipos de señales utilizadas. Las ondas del manto tienen una relación señal-ruido baja para eventos sísmicos con $M < 5.5$. Por este motivo los autores disminuyen su aporte para sismos por debajo de dicha magnitud, y aumentan su aporte linealmente con la magnitud entre $5.5 < M < 6.5$. Al contrario de estas, para las ondas de cuerpo se fija su mayor aporte para $M < 6.5$ y decrece entre $6.5 < M < 7.5$. Es por estos motivos que para la estimación de los parámetros de la fuente para eventos sísmicos con $M < 5.0$, por *Global CMT Project*, no presentan solución. El límite de la magnitud para la cual pueden calcular los parámetros de la fuente es alrededor de $M = 5.0$. Este límite está definido porque los sismos de menor magnitud no excitan periodos largos eficientemente. Las ondas de superficie de periodo corto son más sensibles a cambios y heterogeneidades en estructuras superficiales; y los sismogramas sintéticos utilizados no son muy realistas para estos periodos. Además utilizan datos de las redes globales, y los temblores pequeños no poseen una señal suficientemente grande para ser observados a grandes distancias. Estas variaciones de velocidad se ven reflejadas en las formas de onda de periodo corto.

Una de las finalidades de este proyecto, es analizar sismos de baja magnitud y determinar el rango de magnitudes que podemos abarcar con el método propuesto. La metodología usada en esta tesis para la inversión del tensor de momento sísmico (Liu et al., 2004) parte de la conjunción de un modelo global de velocidades 3D, y por eso permite modelar formas de onda a periodos más cortos afectadas por variaciones de velocidad en tres dimensiones. Esto abre paso a poder estimar los parámetros de la fuente en sismos pequeños con la implementación de un algoritmo computacional para invertir el tensor de momento sísmico. Esta tesis aplica de igual manera un modelo global de velocidades 3D e implementa la inversión para sismos moderados en México.

Este método estima los parámetros de la fuente sísmica, por métodos numéricos y calculando las derivadas de Fréchet necesarias para la inversión del tensor. En el artículo donde se presenta el método, se reproducen y comparan las inversiones de ondas de cuerpo y ondas de superficie generando heterogeneidades extras al modelo usado, y minimizando los desajustes de las señales observadas y sintéticas. Este proceso de inversión se especifica a detalle en el siguiente subcapítulo como la metodología de este proyecto de tesis.

2.7 INVERSIÓN DEL TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO

En este trabajo utilizamos un sistema semiautomático (Liu et al., 2004) para la inversión del tensor de momento sísmico a partir de funciones de Green calculadas para un modelo de velocidad de ondas sísmicas 3D. Aquí introducimos los pasos importantes del sistema automático .

Para conocer los elementos del tensor de momento sísmico, es suficiente determinar seis de los nueve elementos, considerando que el tensor es simétrico, o $M_{jk}=M_{kj}$. Si también se considera que no tenemos deformaciones volumétricas solo hay cinco elementos independientes, ya que la traza (M)=0. Se propone inicialmente una función de desajuste, para evaluar los sismogramas sintéticos con respecto a los observados (Eq. 2.7):

$$E_1(m) = \frac{1}{2A_1} \sum_{i=1}^N w_i \int [d_i(t) - s_i(t, m)]^2 dt, \quad (2.7)$$

donde d es el sismograma observado y s el sismograma sintético correspondiente, m representa cada elemento del tensor y el índice i representa cada una de las trazas. A_1 es un factor de normalización para que la sumatoria expuesta tome valores entre 0 y 1. Los w_i representan los coeficientes de peso asignados, por ejemplo, con base en la relación azimutal, distancia epicentral y la componente. La desventaja de esta función

de desajuste es que es susceptible a saltos de ciclo, esto es, que la señal sintética se adelanta o retrasa por cada ciclo de la onda.

El problema de saltos de ciclo puede solventarse usando una segunda función de desajuste, en función de una envolvente. La ventaja de la envolvente es que es capaz de corregir los errores del salto de ciclo pero no provee ninguna información con respecto a la fase de la señal. Dicha función envolvente (Eq. 2.8) es dada como una función de la transformada de Hilbert:

$$E_{2(m)} = \frac{1}{2A_2} \sum_{i=1}^N w_i \int [e(d_{(i)}(t)) - e(s_i(t, m))]^2 dt \quad (2.8)$$

$$e(d_i(t)) = [(d_i^2(t) + \bar{d}_i^2(t))]^{1/2}$$

donde A_2 es un factor de normalización, y la $\bar{d}_i$ representa a la transformada de Hilbert de d_i . Una óptima función de desajuste es la conjunción de ambas.

Existen algunas consideraciones para estimar los parámetros de la fuente sísmica. Como se mencionó antes, si se piensa que no existen deformaciones volumétricas, uno puede decidir solo buscar soluciones donde la suma de los elementos de la diagonal principal sean cero ($C_1(m)$); si se quiere limitar a soluciones representadas por un doble par de fuerzas, entonces el determinante del tensor debe ser igual que cero ($C_2(m)$). Bajo estas consideraciones ya tenemos todos los aspectos necesarios para la inversión del tensor. Por lo cual nuestra función final de desajuste está en función de todos ellos (Eq. 2.9):

$$E(m, \mu_1, \mu_2) = \lambda E_1(m) + (1 - \lambda) E_2(m) + \mu_1 C_1(m) + \mu_2 C_2(m) . \quad (2.9)$$

Los coeficientes λ y $(1 - \lambda)$ son los coeficientes de peso que asignamos a las funciones de desajuste de la forma de onda, $E_1(m)$, y de la envolvente $E_2(m)$; las constantes μ

son los multiplicadores de Lagrange que obligan a la satisfacción de las condiciones de no-componente volumétrico y de solución doble-par. Después de tener definida la función de desajuste final (Eq. 2.9), podemos diferenciar el problema a resolver en dos partes, un problema lineal y un problema no lineal, esto dependiendo de las condiciones iniciales del problema. Primero analizamos la ecuación fijando a $\lambda=1$ para no incluir la función envolvente propuesta, y $\mu_2=0$, permitiendo fuentes que no son un doble par de fuerzas. Entonces la inversión de los seis parámetros del tensor, es un problema lineal y como tal, los sintéticos $s_i(t, m)$ pueden ser representados por la combinación lineal de las derivadas de Fréchet (Eq. 2.10) con respecto a cada uno de los seis elementos. Las derivadas de Fréchet expresan, con derivadas parciales, la sensibilidad de una función a las variaciones de un parámetro dado. En este caso, los parámetros son los elementos del tensor y las funciones son los sismogramas sintéticos,

$$s_i(t, m) = \sum_{k=1}^6 \frac{\partial s_i}{\partial m_k}(t) m_k. \quad (2.10)$$

Este análisis es bajo el supuesto de que conocemos a la perfección la estructura de velocidades de la Tierra, y así podemos suponer que los cambios en la forma de onda sintética dependen completamente de los parámetros de la fuente sísmica. Esto no es completamente cierto, porque la Tierra no puede ser modelada a la perfección, por este motivo la señal sintética y la señal observada se pueden encontrar desfasadas entre sí. Para minimizar el efecto de este desfase generado por la estructura de velocidades en los parámetros de la fuente estimada, se propone incluir un retraso de tiempo en las señales sintéticas. Dado por el valor δt_i , que es el desfase en tiempo entre ambas señales. Así pues, la señal sintética quedará expresada en función de este desfase y en función de los parámetros de la fuente inicial m^0 , de la siguiente manera $s_i(t - \delta t_i, m^0)$. Reescribiendo nuestra función de desajuste, incluyendo la representación de los sintéticos como derivadas de Fréchet, quedará de la siguiente forma:

$$E_s(m) = \frac{1}{2A_1} \sum_{i=1}^N w_i \int [d_i(t) - s_i(t - \delta t_i, m^0) - \sum_j \frac{\partial s_i}{\partial m_j}(t - \delta t_i, m^0)(m_j - m^0)]^2 dt. \quad (2.11)$$

Los parámetros de una fuente sísmica óptima pueden ser calculados resolviendo un sistema de ecuaciones en derivadas parciales de la función de desajuste con respecto a los parámetros de la fuente (Eq. 2.12),

$$\frac{\partial E_1}{\partial m_j} + \mu_1 \frac{dC_1}{dm_j} = - \sum_{i=1}^N w_i \int \left[d_i(t) - \sum_{k=1}^6 \frac{\partial s_i}{\partial m_k}(t) m_k \right] \frac{\partial s_i}{\partial m_j}(t) dt + \mu_1 \frac{\partial C_1}{\partial m_j} = 0. \quad (2.12)$$

Para simplificar la notación definimos a

$$H_{jk} = \sum_{i=1}^N w_i \int \frac{\partial s_i}{\partial m_k}(t) \frac{\partial s_i}{\partial m_j}(t) dt \quad \text{y} \quad G_j = \sum_{i=1}^N w_i \int d_i(t) \frac{\partial s_i}{\partial m_j}(t) dt.$$

Otra vez sustituyendo en la función de desajuste que acabamos de modificar, ésta quedará en los siguientes términos (Eq. 2.13):

$$\sum_{k=1}^6 H_{jk} m_k - G_j + \mu_1 \frac{\partial C_1}{\partial m_j} = 0. \quad (2.13)$$

Manteniendo $U = \{\partial C_i / \partial m_j; j = 1, \dots, 6\} = [1, 1, 1, 0, 0, 0]^T$, entonces la Ec. 2.13 tomará la forma matricial siguiente (Eq. 2.14):

$$\begin{bmatrix} \ddots & & \ddots & \vdots \\ & H_{jk} & & U_j \\ \ddots & & \ddots & \vdots \\ \dots & U_k & \dots & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \vdots \\ m_k \\ \vdots \\ \mu_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \vdots \\ G_j \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix}. \quad (2.14)$$

Esta ecuación matricial puede ser resuelta para los seis elementos del tensor de momento. Nótese que por la estructura simétrica de la matriz, cuando no sea necesario considerar la traza igual que cero, será posible garantizar la existencia de una solución única. El vector m_k es el conjunto de elementos que caracterizan al tensor de momento sísmico y puede ser obtenido al resolver el sistema con eliminación Gaussiana.

El algoritmo implementado para la inversión, conjunta un proceso previo a la inversión. Este proceso tiene la finalidad de obtener una solución para la fuente sísmica, donde el desajuste entre señales sintéticas y observadas sea mínimo, para poder utilizar dicha solución como modelo inicial en la inversión, reduciendo así las iteraciones. De forma general, el algoritmo hace una búsqueda de todas las posibles combinaciones de los ángulos de rumbo, echado y deslizamiento (Fig. 2.11). Para cada combinación construye el tensor de momento sísmico y calcula los sismogramas sintéticos de dicha fuente. Evalúa los sismogramas sintéticos con respecto a los sismogramas observados y guarda un factor de desajuste. Para la combinación de parámetros que presente el menor desajuste, se toma como la mejor solución posible para representar la fuente sísmica. Es esta solución la que se toma como solución inicial para el proceso de inversión. Dicha solución inicial es lo suficientemente cercana a la realidad, por lo cual, la solución arrojada en la primera inversión no será puesta a iteración a menos que los parámetros iniciales no satisfagan de forma óptima la representación de la fuente sísmica.

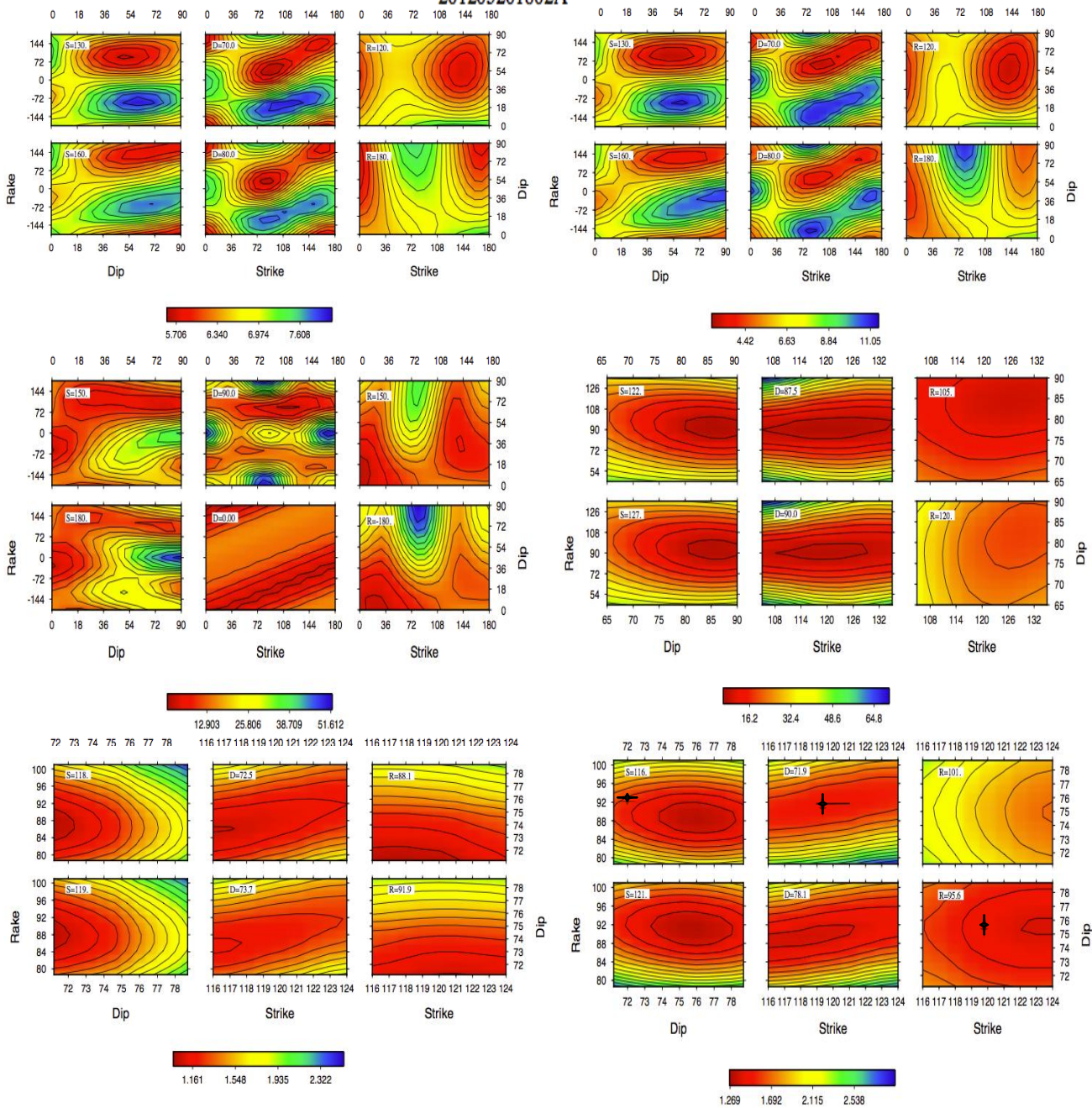


Figura 2.11 Mallado de selección que ilustra el proceso por el cual el sistema evalúa todas las posibles combinaciones de ángulo de deslizamiento, rumbo y echado, para elegir la combinación que menor desajuste presente, para el evento del 20 de marzo de 2012 a las 18:02 hrs. Comienza con una malla evaluando todas las posibles combinaciones (a), posteriormente reduce el tamaño de la malla y por consiguiente el rango de valores que puede tomar la solución (b) iteración 4, c) iteración 6, d) iteración 8, e) iteración 10). Esto ocurre iterativamente hasta que la convergencia a la mejor solución o menor desajuste (color rojo) suceda. La solución óptima es indicada por la cruz negra, como la combinación ideal de las mallas de dip, rake y strike (f) iteración 13).

CAPÍTULO 3.

Datos y Metodología.

La metodología de este trabajo se basa en cuatro etapas principales: 1) cálculo de las funciones de Green, 2) pre-procesamiento, 3) procesamiento e 4) inversión. En este trabajo se aplican las cuatro etapas a dos conjuntos de datos, el primero para verificar el método y el segundo para estimar el rango de magnitudes de temblores para los cuales es válido. Primeramente se aborda la descripción de los datos utilizados en las dos fases del proyecto y posteriormente se hablará sobre los detalles de todos los procesos que se llevaron a cabo.

3.1 DATOS

Hemos elegido como etapa primaria del proyecto, el análisis de todos los eventos sísmicos registrados por el SSN y el Global CMT entre magnitudes M_w 5.0 y 6.0, en el año 2010, en todo el territorio del país. El objetivo es implementar la metodología propuesta y comparar los parámetros de fuente obtenidos con los obtenidos por otros métodos. Buscamos observar si el método es viable para sismos ocurridos en México. Se procede a consultar la información de los reportes del SSN con respecto a localización, magnitud, y fecha del evento sísmico para poder relacionarlo con el catálogo del Global CMT. Se toma de un catálogo una solución inicial de la fuente sísmica para usar como referencia en la inversión. En este trabajo utilizamos la solución del tensor que proporciona el Global CMT en su catálogo (Fig. 3.1). Finalmente, se comparará nuestra solución con la obtenida por el Global CMT y con la solución de cálculo automático del SSN.

Global CMT

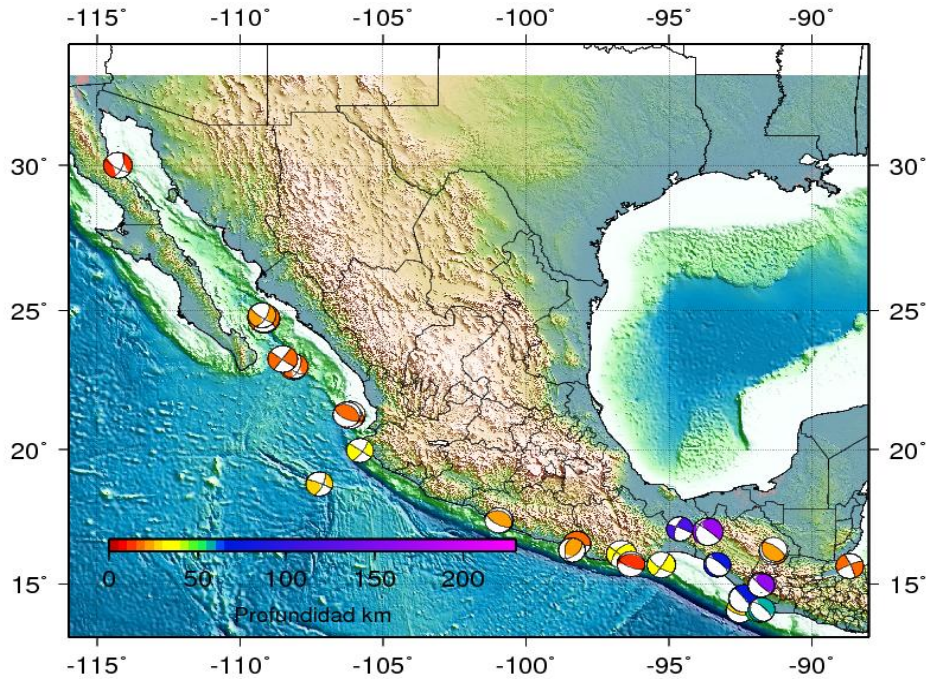


Figura 3.1 Mecanismos focales reportados en el catalogo de Global CMT para sismos entre magnitudes 5.0 y 6.0 ocurridos en la República Mexicana en 2010.

Para la fase de aplicación del método, hemos elegido todas las réplicas del temblor del 20 de marzo de 2012, Ometepe-Pinotepa Nacional, $M_w=7.4$, registradas por el SSN (32 eventos) y por el Global CMT (10 eventos). Se consultó la información de los reportes del SSN con respecto a localización, magnitud, y fecha del evento sísmico para poder relacionarlo con el catálogo del Global CMT. Como el Global CMT contiene en sus catálogos pocos temblores con magnitudes M_w menores de 5, consultamos el registro de sismos del SSN, para los tiempos hipocentrales de las réplicas del sismo principal y su respectiva localización. Se compararán en esta fase, los resultados con los que sí se encuentran en el catálogo del Global CTM (10 eventos) y con los CMT obtenidos por el SSN.

3.2 PRE - PROCESAMIENTO

Se pretende calcular las derivadas de Frechét para cada elemento del tensor de momento sísmico. Para esto se calculan los sismogramas sintéticos para una fuente impulsiva con un tensor con un elemento igual a uno y el resto de los elementos iguales a cero. Esto se hace iterativamente para cada elemento del tensor. Se descargan del sistema del SSN todas las trazas sísmicas disponibles de las tres componentes para todos los eventos que deseamos analizar. Para la primera etapa se obtuvieron los datos de un total de 32 eventos registrados en 2010, en el rango de magnitudes en el que nos enfocamos. El número de estaciones disponibles para cada evento, con las tres componentes, oscila entre 28 y 32.

Es necesario hacer algunas correcciones a los datos descargados para poder compararlos con los sismogramas sintéticos. Entre ellas destacan, la eliminación de la respuesta instrumental para llevar la señal a desplazamiento, la corrección por línea base y la rotación de las trazas horizontales a las componentes transversal y radial. También se elimina, por apreciación del usuario, aquellas señales de algunas estaciones que considera son erróneas, ya sea porque no tienen señal alguna, o se encuentra la señal desplazada en el eje de amplitudes, también se eliminan aquellas señales que poseen un cociente entre señal y ruido bajo, lo cual podría sesgar el resultado. Este pre-procesamiento es para que los sismogramas observados ya se pueden interpretar como el desplazamiento de la Tierra y que tengan únicamente la señal sísmica que deseamos analizar.

Es necesario generar o tomar una solución inicial de la fuente sísmica para generar los sismogramas sintéticos para los eventos de 2010. Tomamos la solución al tensor que proporciona el Global CMT en su catálogo.

Las cuestiones de pre-procesamiento para la fase de aplicación de la metodología, son similares a las detalladas en la fase primera del proyecto, por ello no

se entrará en detalles al respecto y solo se aclararán las diferencias entre las fases. Aclarando que en la segunda etapa del proyecto, donde analizamos las réplicas, hemos desechado el modelo de capas planas de 1D puesto que consideramos por nuestros resultados en la selección de ventanas de coincidencias, que el modelo que mejor solventa las necesidades es el propuesto 3D.

3.3 CÁLCULO DE LOS SISMOGRAMAS SINTÉTICOS

Ya con los datos observados corregidos, el siguiente paso es calcular los sismogramas sintéticos. Se utilizan dos modelos de velocidades en esta fase del proyecto. Un modelo de velocidades unidimensional (capas esféricas) para la propagación de ondas sísmicas, PREM (Dziewonski y Anderson 1981). Los sintéticos calculados a partir de este modelo, son a partir de una sumatoria de modos normales de vibración (ver Sección 2.5), a los cuales me referiré de ahora en adelante como QmXD. Por otro lado, utilizamos un modelo de velocidades con variaciones en tres dimensiones en el manto (S362ANI, Kustowski et al., 2008) y en la corteza (Crust 2.0, Bassin et al., 1999). Los sintéticos calculados para dicho modelo son obtenidos por el método de elementos espectrales (ver Sección 2.4), a los cuales me referiré como SEM.

Las derivadas espaciales de las funciones de Green, son necesarias para generar los sismogramas sintéticos 1D y 3D. La diferencia radica en la forma en que son obtenidas estas funciones de Green. Para los sismogramas sintéticos 1D, el cálculo de los sismogramas sintéticos es mediante la obtención de los modos normales de vibración que den una solución a la ecuación de onda, usando el modelo unidimensional PREM (Dziewonski & Anderson 1980). Para los sismogramas sintéticos 3D, se calculan con base en el método de elementos espectrales (Komatitsch y Tromp, 1999; Komatitsch y Tromp, 2002a; Komatitsch y Tromp, 2002b) (ver Sección 2.4). Al fin, para obtener los sismogramas sintéticos, se multiplican los elementos del tensor de momento sísmico por la derivada espacial de la función de Green respectiva. Los datos sintéticos y los observados deben tener, a partir, de este momento el mismo tratamiento en cada uno de los procesos del programa para que no existan factores que alteren el acoplamiento entre ambos, que es algo que buscamos evaluar.

3.3.1 SINTÉTICOS 1D CAPAS PLANAS.

Los sismogramas sintéticos calculados para una propagación de ondas unidimensional, se calcularon a partir del modelo preliminar de referencia PREM (Dziewonski y Anderson, 1980). El modelo parte de un conjunto de observaciones en el tiempo de viaje de ondas P y ondas S en diferentes puntos del planeta. Se conjunta con el cálculo de aproximadamente 1000 periodos de modos normales, para conocer con métodos de inversión la distribución de las propiedades elásticas del medio, y los valores del factor Q en las diferentes capas propuestas.

El modelo PREM considera nueve regiones específicas de la Tierra: (1) Océano, (2) corteza superior e inferior, (3) región que rodea la zona de baja velocidad considerada parte primordial de la litosfera sísmica, (4) zona de baja velocidad, (5) región entre zona de baja velocidad y discontinuidad de 400 km, (6) zona de transición entre discontinuidades de 400 km y 670 km, (7) manto inferior, subdividido en tres regiones conectadas entre sí por discontinuidades de segundo orden, (8) núcleo externo y (9) núcleo interno. Se utilizó en esta tesis un modelo de PREM anisótropo, el desarrollo matemático para el cálculo de los sismogramas sintéticos 1D se explicó anteriormente (ver Sección 2.5).

La Figura 3.2 muestra una comparación entre sismogramas observados (negro) y sismogramas sintéticos (rojo) calculados por sumatoria de modos normales, para un modelo unidimensional de la Tierra. Se presenta el evento sísmico del 20 de octubre de 2010 registrado en diferentes estaciones de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional.

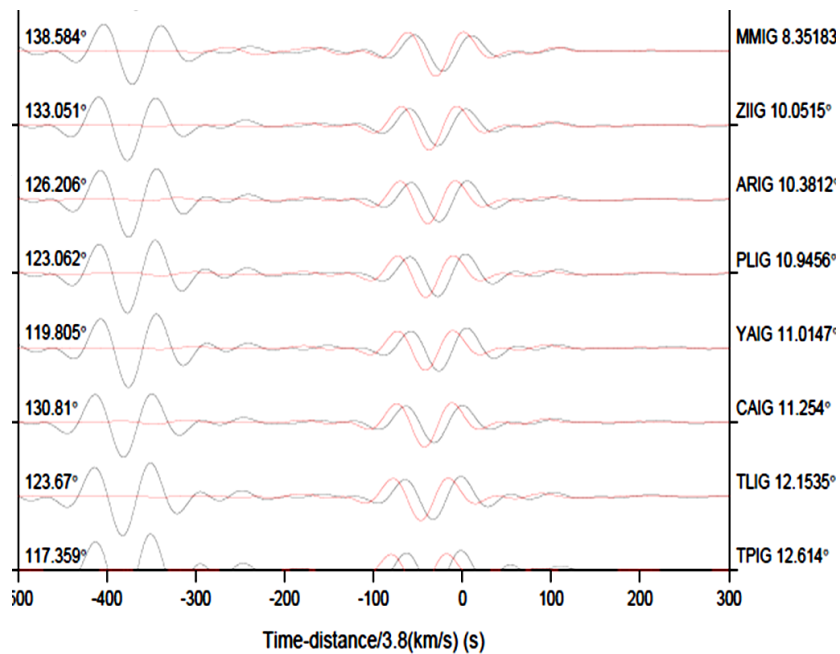


Figura 3.2 Superposición de sismogramas observados (negro) y sintéticos (rojo) de la componente transversal del sismo del 20 de octubre de 2010 a las 4:15 hrs, filtrados con una ventana de tiempo de 50-110 segundos, observando onda superficial Love. Los sismogramas sintéticos fueron obtenidos mediante la sumatoria de modos normales con base en el modelo 1D PREM. A la izquierda aparece el azimut entre la fuente y el receptor y a la derecha la distancia. Se observan problemas de acoplamiento en fase entre los sismogramas, lo que significa que las geometrías y propiedades físicas del medio no son modeladas con exactitud a la realidad. La señal a -400 s es otro evento sísmico, no modelado.

3.3.2 SINTÉTICOS 3D ESTRUCTURA HETEROGÉNEA.

El cálculo de los sismogramas sintéticos 3D se hizo con el paquete SPECFEM3D GLOBE, conjuntando un modelo global de velocidades de la onda S en el manto llamado S362ANI (Kustowski et al., 2008), que posee un escalamiento para el cálculo de onda P, con un modelo cortical Crust2.0 (Bassin et al., 2000). El modelo S362ANI está construido a partir del modelo 1D STW105 (Reference Earth Model, REF). Está diseñado con 362 splines esféricos que describen las variaciones laterales en la velocidad de propagación y anisotropía. El modelo Crust2.0 de la corteza, es una malla con una

resolución de $2^\circ \times 2^\circ$. Este modelo está conformado de 360 perfiles clave 1D, caracterizando siete capas en general: sedimentos fuertes, sedimentos suaves, corteza superior, corteza intermedia, corteza inferior, hielo y agua. Los principios matemáticos que rigen la generación de la malla y el cumplimiento de las condiciones deseadas se especificaron anteriormente (ver Sección 2.4).

SPECFEM3D GLOBE es un paquete que permite incluir diferentes condiciones y parámetros para el cálculo de los sismogramas sintéticos 3D. Destacan las siguientes condiciones de entrada y parámetros dados al algoritmo para la generación de los sismogramas; carga total del océano, elipticidad de la Tierra, topografía, gravedad, rotación de la Tierra y efecto Coriolis, atenuación, etc. Los parámetros de entrada completos para definir la malla se especifican en el apéndice.

La Figura 3.3 muestra la comparación entre sismogramas observados (negro) y sismogramas sintéticos (rojo) calculados por el método de elementos espectrales explicado con anterioridad (ver Sección 2.4) para un modelo de propagación de ondas en tres dimensiones.

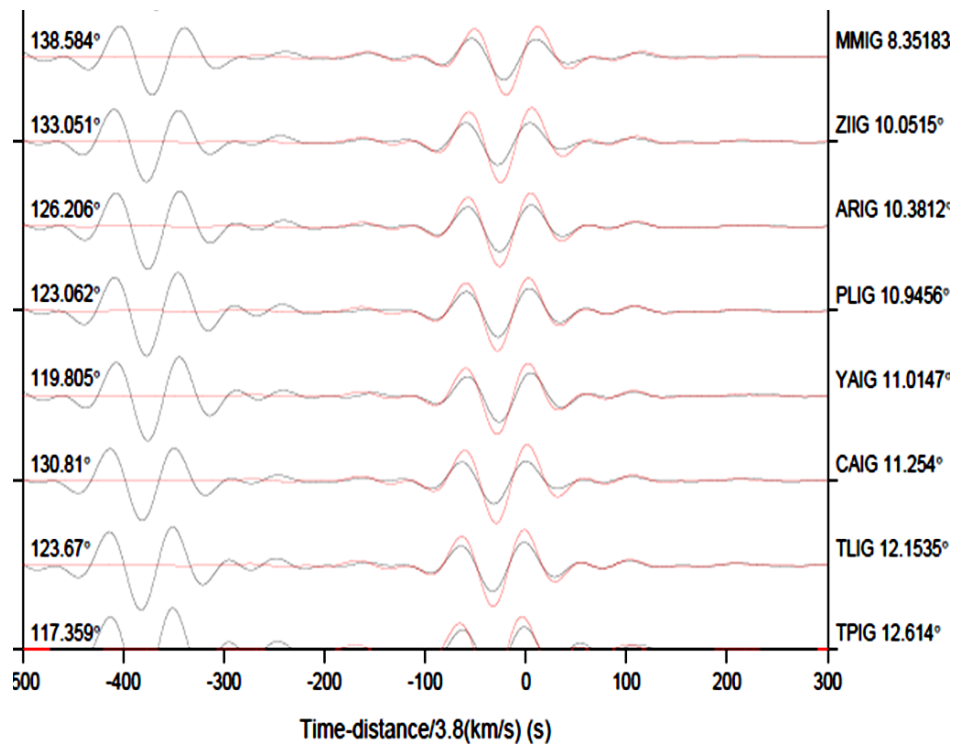


Figura 3.3 Superposición de sismogramas observados (negro) y sintéticos (rojo) en componente transversal del ismo del 20 de octubre de 2010 a las 4:15 hrs, filtrados con una ventana de tiempo de 50-110 segundos, observando onda superficial Love. Los sismogramas sintéticos fueron obtenidos con el método de elementos espectrales (Komatitsch y Tromp, 2002), con base en el modelo del manto S36ANI (Kustowski et al., 2008) y el modelo cortical Crust2.0 (Bassin et al., 2000). Se observa mejor acoplamiento de señales en la forma de onda, que para el modelo 1D (Figura 3.2). La señal a -400 s es otro evento sísmico no modelado.

3.4 PROCESAMIENTO

Los datos sintéticos y observados deben ser preparados en la misma manera para la posterior elección de ventanas de inversión. Los procesos que se llevaron a cabo fueron 1) re-muestrear los datos observados y sintéticos para que tengan el mismo número de muestras y las mismas variaciones con el paso del tiempo; 2) hacer un corte y desplazar los datos observados y sintéticos, para que el inicio de los dos registros sea igual, puesto que es común que los datos observados tengan un inicio previo al de los

sintéticos, para esto colocamos ceros en el inicio de la señal sintética hasta que sea igual a la señal observada; 3) los sismogramas sintéticos y los observados son filtrados con pasabandas en el mismo rango de frecuencias, esto para eliminar los efectos del ruido ambiental y aquellas señales no bien reproducidas por el modelo de velocidades, que afecten nuestro análisis. Se hicieron diferentes pruebas en todos los eventos con distintos límites en los cortes de la banda de frecuencias, 20-80 s, 10-110s, 50-130 s, entre otros, y visualizando la superposición de observados con sintéticos para escoger cual banda de frecuencias acentuaba y limpiaba mejor nuestra señal y permitía de esta forma un mejor ajuste entre los sismogramas observados y sintéticos.

Para los temblores de magnitud 5.0-6.0 se eligió como mejor opción de filtrado una banda de 50-110 s, puesto que presenta señales con menor cantidad de ruido y mejor ajuste de sintéticos y observados, a la percepción del usuario. Utilizando periodos más altos que 110 s, la señal pierde la definición de las formas de ondas superficiales y el acoplamiento entre sintéticos y observados se minimiza en cuestión de amplitudes. Mientras que para periodos más cortos que 50 s, el ruido ambiental que perturba la señal se acentuaba, lo cual podría sesgar a un mal resultado, puesto que introduce en la inversión información que no representa el aporte de la estructura ni de la fuente. Ya que los datos han sido filtrados y consideramos que la señal sísmica está lo más limpia posible, es necesario, como se mencionó en la teoría del método de inversión, tener las formas de onda adecuadas donde haya una señal coherente en los sismogramas observados y sintéticos para realizar nuestra inversión. Para la parte de ventaneo del procesamiento utilizamos el software FLEXWIN (Maggi et al., 2009) para hacer la evaluación de coincidencias en las fases sísmicas y la elección de las ventanas de inversión adecuadas.

3.4.1 VENTANEO MÓVIL (FLEXWIN)

FLEXWIN es un sistema computacional que permite evaluar la señal observada y la señal sintética juntas, previamente procesadas, para analizar el nivel de similitud entre ambas y así poder escoger ventanas donde los dos se parecen y pasar estas ventanas a la inversión del tensor de momento sísmico. FLEXWIN permite dinámicamente al usuario adaptar el sistema según sus necesidades, pudiendo manipular los parámetros

que rigen el código para optimizar resultados. Los parámetros que controlan la selección de ventanas se encuentran en Tabla 3.4.

Parámetros de ajuste estándar.	
$T_{0,1}$	Periodo de corte del filtro pasa banda
$r_{P,A}$	Señal de ruido para forma de onda completa
$r_0(t)$	Señal de ruido para ventanas
$w_E(t)$	Nivel de relación corto plazo/largo plazo
$CC_0(t)$	Nivel de aceptación para correlación cruzada normalizada
$\Delta\tau_0(t)$	Nivel de aceptación de retraso en tiempo
$\Delta \ln A_0(t)$	Nivel de aceptación para relación de amplitudes
$\Delta\tau_{ref}$	Tiempo de retraso
$\Delta \ln A_{ref}$	Relación de amplitudes
Parámetros de ajuste fino.	
c_0	Rechazo de mínimos en forma de onda
c_1	Rechazo de ventanas cortas
c_2	Rechazo de ventanas sin importancia
$c_{3a,b}$	Rechazo de múltiples de distintos arribos
$c_{4a,b}$	Disminución de ventanas con inicios emergentes v/o codas
w_{CC} w_{len} w_{nwin}	Selección de mejor ventaneo sin traslape

Tabla 3.4 Resumen de parámetros de ajuste estándar y de los parámetros de ajuste fino. Se describen en un archivo de entrada, y los parámetros temporales son dados por el usuario (Modificado de Maggi et al., 2009).

El proceso de selección de ventanas consiste en cinco etapas. La primera etapa referente al tratamiento previo de las señales. La segunda etapa para la definición de las ventanas preliminares. La tercera etapa se encarga del rechazo de las ventanas preliminares basado en el contenido de los sismogramas sintéticos. La cuarta etapa se refiere al rechazo de ventanas tomando como discriminante las diferencias entre los sismogramas observados y los sintéticos. La última es la resolución de la ventana preliminar para la conjunción de una ventana final específica.

El primer paso es el encargado de eliminar la mayor cantidad de ruido posible en las señales observada, y generar un registro secundario de mayor simplicidad, obtenido de la función envolvente de los datos sintéticos. Esta forma de onda se usará subsecuentemente para la generación del ventaneo preliminar. Se aplican distintos procesos para limpiar las señales, como quitar las líneas de tendencia, corrección por

línea base, filtrado de la señal, etc. La finalidad es identificar después de este proceso, aquellas señales sísmicas que se encuentran dominadas por el efecto del ruido.

El proceso de identificación de señales para ser rechazadas, es basado en dos criterios de la relación señal/ruido que comparan la potencia y la amplitud de las señales con respecto al ruido. El primero es la observación de los registros antes del arribo de la onda P, esto mediante un cociente de la potencia de las señales sísmicas y las señales consideradas ruido. Cuando una parte de la señal analizada está dentro del intervalo que definimos como ruido en nuestros parámetros iniciales, ésta será rechazada (Tabla 3.4).

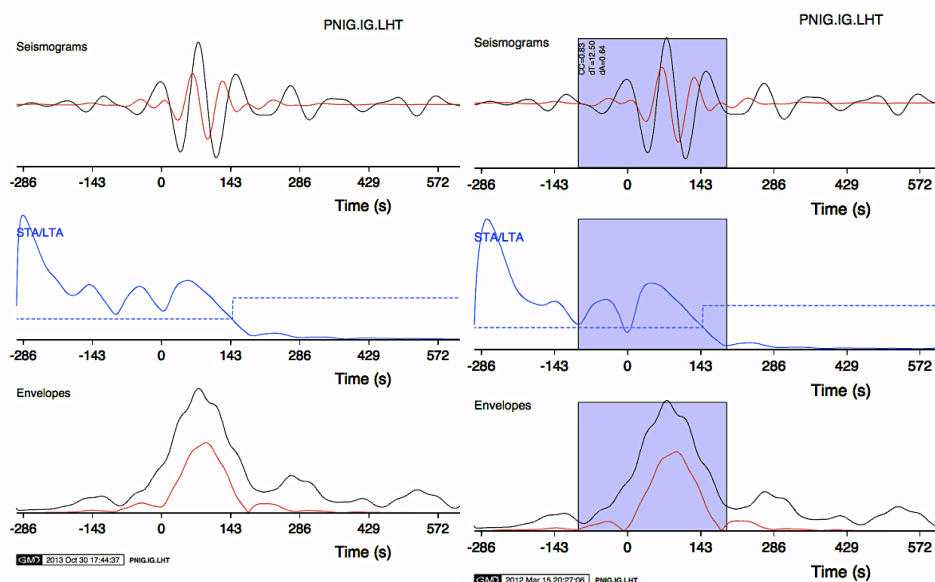


Figura 3.6. Criterio para la selección/rechazo de señales. Izquierda para modelo 1D, derecha para modelo 3D. Arriba, superposición de señal sintética (rojo) y señal observada (negro) para la estación PNIG en la componente transversal. En medio, relación STA/LTA para definir límites de aceptación de la señal. Abajo, envolvente representativa de la señal sísmica. El área sombreada representa la ventana de coincidencias entre señales que eligió el criterio. Con el modelo 3D las diferencias en fase y amplitud son suficientemente pequeñas para escoger la señal con este criterio. El sismo presentado en cuestión es el del 20 de enero de 2010.

La Figura 3.7 muestra el total de ventanas de coincidencias en tiempo entre las señales sintéticas y las señales observadas. Dichas ventanas son elegidas por el criterio que explicamos anteriormente, para cada una de las componentes del sismograma. En esta figura se comprueba la eficiencia de un modelo tridimensional, sobre un modelo unidimensional, para la reproducción de la forma de onda.

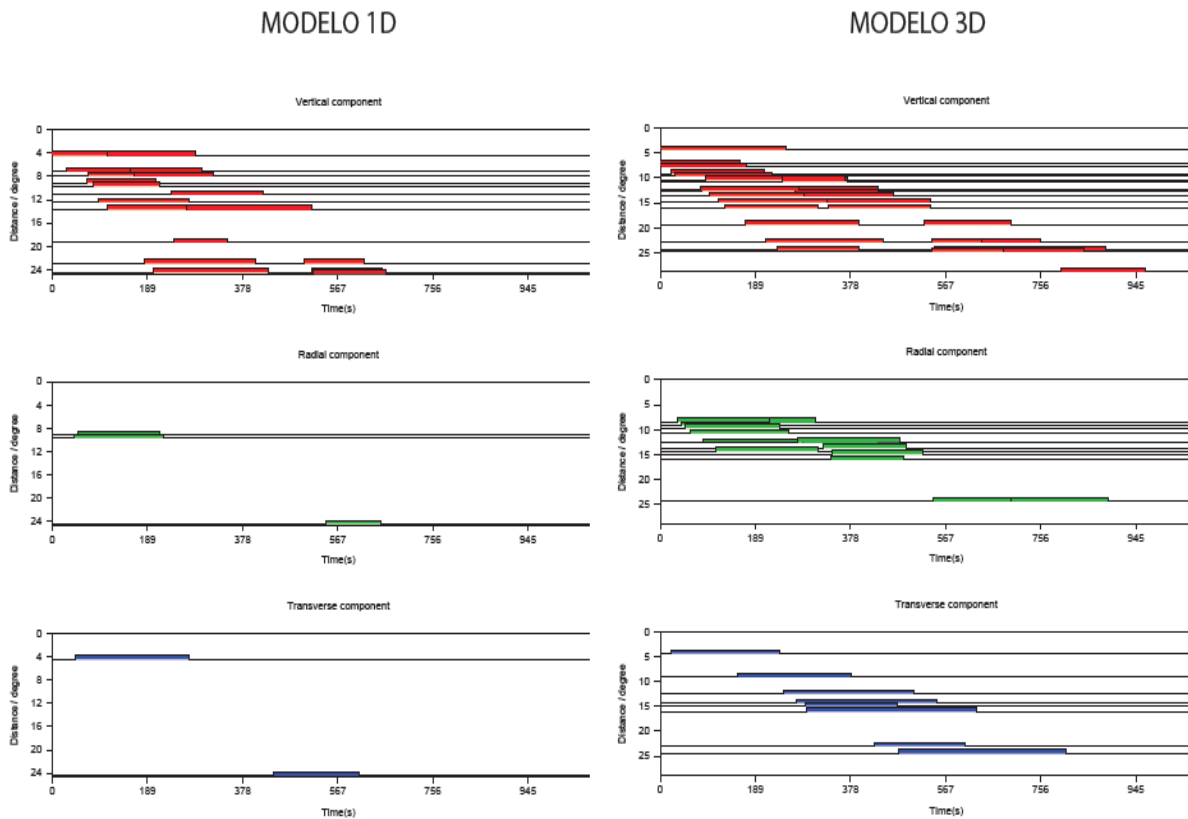


Figura 3.7 Relación de ventanas en tiempo generadas por el software FLEXWIN (Maggi et al. 2009), para las tres componentes de los sismogramas. El eje vertical corresponde a la distancia epicentral de las estaciones al evento sísmico. El eje horizontal define el tiempo de registro. Se muestra solamente los registros en donde el algoritmo encontró coincidencias entre las señales, y asimismo las ventanas de coincidencia. Se observan mayor número de ventanas de coincidencias entre señales para el modelo 3D en comparación con el modelo 1D. El sismo presentado en cuestión es el del 20 de enero de 2010.

Para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012, como se explicó anteriormente, los datos sintéticos y observados deben ser preparados conjuntamente

para la posterior elección de ventanas de inversión. Los procesos que se llevaron a cabo son los mismos que en la etapa previa del proyecto. La elección de un filtro de banda adecuado a las señales de las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012 fue mas complicado y rigurosa. Los eventos de 2010 eran eventos independientes y de magnitudes similares entre sí, con M_w mayores de 5.0. Por ello, el cociente señal-ruido fue alto sobre un rango grande de periodos y permitió definir de forma sencilla el filtro de banda adecuado y general a todas las señales de los eventos. A diferencia, para los eventos del 2012, las magnitudes variaban en un intervalo mayor ($4.5 < M_w < 7.4$); además, por el tamaño de algunos y haber ocurrido poco después de un sismo principal, poseen una relación señal-ruido baja. Esto dificultó la elección de un filtro que fuera óptimo para todas las señales en todos los eventos, y que funcionara de forma general.

Se eligió como mejor opción de filtrado una banda de 30-60 segundos, puesto que presenta señales con menor cantidad de ruido y mejor ajuste de sintéticos y observados, a la percepción del usuario y consideramos que este filtro de banda por estar asociado al intervalo de periodo característico de ondas superficiales (20-50 s), realiza el aporte de las ondas que nos interesan en la inversión. Ya que los datos han sido filtrados y consideramos que la señal sísmica está lo más limpia posible, es necesario seleccionar las formas de onda donde mejor se ajusten observados y sintéticos para realizar nuestra inversión.

Las réplicas del evento principal, que se analizan en esta etapa del proyecto, presentan características que obligan a hacer un procesamiento diferente que en la primera etapa del proyecto. Si bien, en los eventos del 2010 FLEXWIN, resultó ser una herramienta importante en la elección de ventanas, FLEXWIN es un sistema que compara y evalúa sismogramas sintéticos con sismogramas observados, y para ello requiere de una solución inicial que genere de manera óptima las señales sintéticas. Para las réplicas analizadas que no se encuentran en el catálogo del Global CMT, es difícil poseer una solución inicial que funcione como base para el cálculo de los sintéticos. Así que la suposición de que el mecanismo focal es el mismo que para el temblor principal causa diferencias fuertes entre los sismogramas observados y sintéticos. También las réplicas poseen una cantidad de ruido importante en la señal sísmica, esto asociado a que el tren de ondas remanente del evento principal sigue

estando presente en estos eventos. Esto genera amplitudes de la señal de ruido mayores a la señal que deseamos modelar en muchos casos. Por estos motivos el método de ventaneo móvil de FLEXWIN resulta inútil en esta etapa del trabajo. La relación señal-ruido es tan baja que el software reconoce muy pocas ventanas viables para la inversión y por lo cual considera que no existen similitudes entre los sintéticos y los observados. Se descartó la idea de utilizar en estos eventos el sistema FLEXWIN porque no consideramos viable utilizar un tensor aleatorio que representara la fuente sísmica del evento. Por ello se generó e implementó un sistema de ventaneo fijo detallado a continuación.

3.4.2 VENTANEO FIJO

Dadas las nuevas necesidades del tratamiento de nuestras señales, se implementó un sistema sencillo de ventaneo fijo para evaluar las coincidencias entre las señales sintéticas y las observadas. Se escoge una ventana que incluye las ondas de superficie. Tomamos estas fases como referencia porque son las señales más grandes en el sismograma y en consecuencia tienen más peso en la inversión de la fuente.

Suponiendo el intervalo de velocidades de propagación de ondas de superficie entre 2.5 km/s y 4.5 km/s, y conociendo las distancias entre las estaciones y el evento sísmico, es posible calcular de forma sencilla con un cociente, el tiempo de corte inicial y final de las ventanas deseadas. Imprimimos esta información en un archivo de salida. Esta ventana fija es para cada sismograma sintético y observado, para cada estación sísmológica y para cada evento.

De esta forma obligamos a nuestro sistema a hacer un corte de las señales en esos tiempos definidos, esperando que sean adecuados a la forma de onda Rayleigh. Se utiliza la ventana independientemente si hay o no coincidencias entre las dos señales, puesto que el usuario no puede visualizar los sismogramas hasta después del corte. Este proceso aunque obliga a realizar la inversión con esos datos de entrada, no asegura que la ventana deseada pueda o no contener información indeseada.

En las siguientes secciones presentamos los resultados obtenidos en las dos diferentes etapas de este estudio, de igual forma las comparaciones y especificaciones de cada proceso. Se presentan también las discusiones con respecto a las complicaciones en el proyecto.

3.5 INVERSIÓN

La inversión, y el proceso que esta implica, ya fue explicado con anterioridad, solo resta aclarar algunos detalles con la implementación del mismo, y el proceso en que se utiliza. Esto después de todo el procesamiento previo que se explicó anteriormente.

Después de la selección de las ventanas de tiempo, donde la forma de onda de los sismogramas sintéticos y la forma de onda de los observados posee un acoplamiento considerable, se utilizan estas ventanas para la inversión de la fuente sísmica. Esto bajo la consideración de que la correlación entre las señales es lo sumamente grande para minimizar errores de desajuste.

La fase regional P_{nl} ha mostrado, en estudios anteriores (Helmberger y Engen, 1980), que es relativamente insensible a las heterogeneidades 3D en la corteza, por ello es una buena candidata a ser el parámetro de inversión de la fuente (Dreger y Helmberger, 1993). De igual forma, consideramos que tomar como base en la inversión las ondas superficiales nos permitirá obtener una mejor solución puesto que poseemos una distribución de estaciones a distancias mayores de 150 km, y las ondas que presentan una amplitud mayor a grandes distancias, son las ondas superficiales. En este trabajo solo modelamos las formas de ondas superficiales. Posiblemente implementar el modelado de ondas de cuerpo como en el método de Dreger y Helmberger (1993), conjuntamente con ondas superficiales, mejoraría la solución de la fuente.

Para el caso de los sismos de 2010, se añaden las contribuciones de todas las trazas seleccionadas para formar el sistema matricial a resolver (Eq. 2.14), que se definió en la Sección 2.6 de esta tesis. Este sistema de ecuaciones tendrá dimensiones no mayores a 11, y como se explicó anteriormente, este sistema linealizado se puede resolver por simple eliminación gaussiana, para obtener los parámetros de la fuente.

Para el caso de las réplicas del 2012, se implementó solamente obtener una solución por el proceso de búsqueda de malla, evaluando todas las posibles combinaciones entre ángulos de deslizamiento, rumbo y echado. Los parámetros iniciales para dicha búsqueda de posibles soluciones se establecieron de la siguiente manera; el rumbo varía de 0 a 180 grados cada 10 grados, el ángulo de buzamiento varía entre 0 y 90 grados cada 10 grados, el ángulo de deslizamiento varía entre -180 a 180 grados cada 20 grados. Iterativamente estos rangos se modifican para acercarse al valor de mínimo desajuste. Para el tensor de momento arrojado se calculan los sintéticos basados en estos parámetros nuevos y se evalúa el desajuste entre observados y sintéticos con base en la función de desajuste propuesta inicialmente.

CAPÍTULO 4.

Resultados.

En este capítulo presentamos los resultados obtenidos en este trabajo: Resultados de las inversiones del tensor, para la etapa de la verificación (sismos 2010) y para la etapa de la aplicación (réplicas del sismo de 20 de marzo 2012).

4.1 MECANISMOS FOCALES DE LOS SISMOS DEL 2010.

Los mecanismos presentados en esta sección son los resultados de la etapa de verificación del método con los eventos sísmicos de 2010. Para mayor detalle en las soluciones y las magnitudes calculadas, se presenta la Tabla 4.1. El mapa de la Figura 4.1 muestra gráficamente los mecanismos focales de esos eventos.

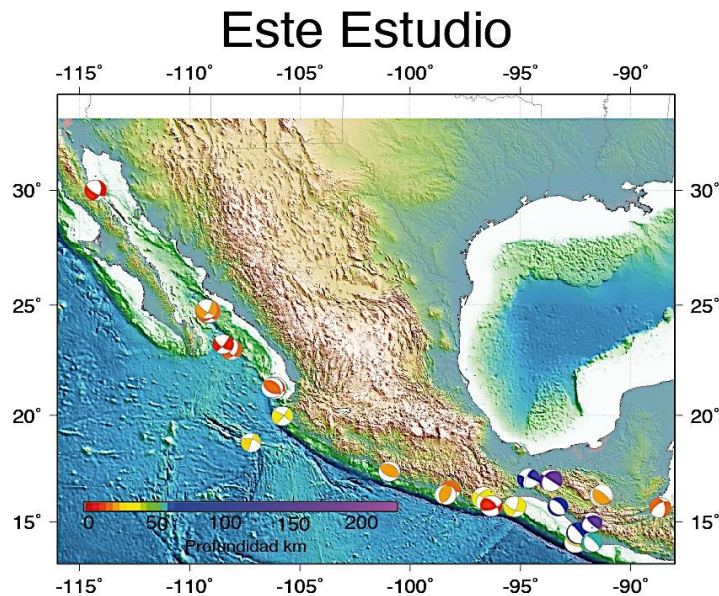


Figura 4.1 Mecanismos focales calculados por el método usado en esta tesis, para sismos con magnitudes entre 5.0 y 6.0 ocurridos en la República Mexicana en 2010. Se presenta solamente la solución doble par de fuerzas del tensor.

En la Tabla 4.1 presentamos los parámetros de falla, de las soluciones obtenidas en este proyecto, para magnitudes mayores de $M_w=4.8$ en el año 2010. Analizamos un total de 31 eventos. Se definen ocho eventos con falla transformante, dos eventos con falla normal, cinco eventos con falla inversa, siete eventos con falla oblicua de componente transformante e inversa, y nueve eventos con falla oblicua de componente transformante y normal.

Tabla 4.1 Lista de eventos sísmicos analizados en 2010 y los respectivos parámetros de falla obtenidos en este proyecto

Nombre/ Evento	Long (°)	Lat (°)	Prof. (km)	Rumb 1 (°)	Ech 1 (°)	Des 1 (°)	Rumbo 2 (°)	Ech 2 (°)	Des 2 (°)	Mo (dyn-cm)	Mw
2010 01 04 14 29 42	-107.23	18.73	26.10	286.66	56.26	178.50	17.50	88.75	33.75	2.14e+23	4.82
2010 01 06 00 28 34	-92.510	14.02	26.08	110.63	64.38	88.13	294.95	25.69	93.90	7.54e+23	5.19
2010 01 11 23 30 44	-88.67	15.68	16.53	351.25	51.87	221.25	232.82	58.76	313.77	5.71e+23	5.11
2010 01 20 09 32 27	-94.61	17.07	117.92	285.63	90.00	202.50	195.63	67.50	0.00	2.88e+23	4.91
2010 02 09 00 47 40	-96.66	16.12	30.28	306.87	90.00	221.25	216.87	48.75	0.00	4.80e+24	5.72
2010 02 23 10 52 14	-91.32	16.24	19.16	148.75	21.88	120.00	296.86	71.18	78.65	1.07e+24	5.29
2010 02 23 15 16 00	-91.33	16.23	19.86	126.25	26.25	95.62	299.98	63.89	87.23	3.10e+24	5.60
2010 03 19 20 48 46	-100.91	17.38	24.32	119.38	57.50	103.13	275.92	34.78	70.38	2.65e+23	4.89
2010 03 20 21 33 06	-105.80	19.96	33.31	305.12	80.69	173.03	36.25	83.12	9.37	4.55e+23	5.04
2010 03 20 21 55 44	-91.34	16.30	24.95	307.12	73.28	74.72	170.62	22.50	131.25	7.31e+23	5.18
2010 03 24 17 08 28	-91.85	14.02	51.30	337.12	56.75	244.02	198.75	41.25	303.75	4.23e+23	5.02
2010 04 16 10 01 09	-98.22	16.52	15.20	103.75	85.00	95.62	235.26	7.52	41.75	5.01e+23	5.07
2010 04 18 13 30 58	-92.38	14.47	75.20	322.33	80.19	268.03	153.75	10.00	281.25	2.54e+24	5.54
2010 04 20 02 28 56	-98.40	16.28	23.05	30.22	54.22	104.16	186.88	38.12	71.25	3.48e+23	4.96
2010 05 25 23 36 14	-100.96	17.39	23.65	121.25	55.00	90.00	301.25	35.00	90.00	6.64e+23	5.15
2010 06 13 07 48 47	-108.13	22.98	19.71	125.50	71.17	226.24	16.87	46.87	333.75	5.67e+23	5.11
2010 06 13 08 41 21	-108.09	23.01	17.57	24.38	48.76	320.24	143.12	61.25	228.75	3.62e+23	4.98
2010 06 25 17 09 01	-96.32	15.76	12.00	319.73	59.29	145.98	68.75	61.25	35.62	9.29e+23	5.25
2010 08 10 20 56 00	-91.77	14.98	164.06	136.88	78.75	121.87	244.29	33.60	20.64	3.32e+23	4.95
2010 09 14 23 32 01	-106.15	21.26	16.20	105.63	73.75	80.62	316.17	18.70	119.20	2.81e+24	5.57
2010 09 15 06 05 47	-93.31	15.73	77.60	317.00	61.94	268.00	141.25	28.13	273.75	2.21e+23	4.83
2010 09 15 07 50 07	-114.27	30.00	12.00	13.13	50.00	330.00	123.49	67.48	224.10	9.46e+23	5.25
2010 09 15 12 29 25	-106.26	21.27	18.66	122.50	49.37	84.38	311.10	40.95	96.52	5.13e+23	5.08
2010 09 21 14 42 08	-95.26	15.73	30.98	116.01	63.09	198.29	17.50	73.75	331.88	1.13e+24	5.31
2010 10 15 23 41 11	-91.76	14.04	55.67	314.37	71.86	254.40	176.25	23.75	309.37	2.79e+23	4.90
2010 10 20 04 09 42	-109.19	24.74	19.36	26.44	68.58	309.11	140.63	43.75	211.88	7.04e+24	5.84
2010 10 20 04 15 34	-109.15	24.69	17.41	290.95	84.77	250.02	186.87	20.63	345.00	6.38e+24	5.81
2010 10 20 06 58 14	-109.18	24.72	15.48	27.50	43.75	331.88	138.61	70.98	229.83	5.43e+24	5.76
2010 10 25 10 06 14	-109.23	24.82	22.47	126.87	70.00	204.38	28.07	67.18	338.22	3.13e+23	4.93
2010 10 27 12 49 37	-108.50	23.25	14.78	130.62	67.50	189.37	37.01	81.34	337.23	2.85e+23	4.91
2010 11 01 23 16 46	-93.63	16.97	168.69	306.25	90.00	236.25	216.25	33.75	0.00	2.79e+24	5.57

Con la localización de los mecanismos focales obtenidos (ver Figura 4.1), y conociendo el tipo de falla que define cada evento sísmico, podemos inferir el régimen tectónico de las zonas donde ocurrieron dichos eventos. En el mapa presentado con la localización y mecanismos focales de los eventos analizados en este trabajo, se observan tres zonas específicas. Los eventos localizados en el noroeste del país y Golfo de California (7 eventos) , con fallas de tipo lateral, definen un régimen de tipo transformante asociado al sistema de fallas presente en la zona y a la apertura del propio golfo por efecto de una dorsal oceánica. Podemos suponer que estos eventos pertenecen al mismo régimen tectónico, por poseer el mismo tipo de falla y una profundidad de ocurrencia similar, que varía entre 15 y 23 km aproximadamente. Los eventos localizados al sur del país, desde Jalisco, hasta Oaxaca, a lo largo de la costa, presentan mecanismos focales de falla inversa y algunos con componente lateral. Esto es de esperarse puesto que se encuentran en una zona con un régimen de subducción entre la Placa de Cocos y de Norteamérica, con una profundidad aproximada entre 12 y 26 km aproximadamente. Los ángulos que definen la falla varían esto se da por la misma variación del ángulo de subducción en las diferentes regiones de la subducción de la placa mencionada. Los eventos localizados entre el istmo de Tehuantepec, Chiapas y Guatemala, presentan mecanismos focales de falla normal, en el régimen de la convergencia de la Placa de Caribe.

En esta etapa del proyecto y analizando los resultados obtenidos de las inversiones, aceptamos la eficiencia del método propuesto para el rango de magnitudes entre $5.0 < M_w < 6.0$. Esto comprobando la similitud de los mecanismos propuestos por Global CMT, con los mecanismos obtenidos en este trabajo. Bajo el supuesto de que los mecanismos calculados por Global CMT son correctos, son nuestro punto de referencia en esta etapa del trabajo. Corroboramos la aceptación de nuestras soluciones como buenas, estimando la reducción de varianza entre las señales observadas y las señales sintéticas obtenidas para la fuente calculada por Global CMT y la fuente obtenida de la inversión. La reducción de varianza fue calculada según la metodología de Liu et al. (2004), bajo la siguiente ecuación.

$$\sigma_i = \frac{\int [d_i(t) - s_i(t - \delta_i, m^{new})]^2 dt}{\int d_i(t)^2 dt} \quad \dots \quad \text{Reducción de varianza} = (1 - \sigma_i) \quad (4.1)$$

La Tabla 4.2 muestra la reducción de varianza calculada, para la fuente inicial (fuente obtenida de Global CMT) y la nueva fuente obtenida del proceso de inversión de este trabajo. Asimismo se presenta el número total de ventanas usadas en el proceso de inversión para cada evento, esto explica el porqué de la variación entre las varianzas de cada evento. Se muestra un total de 27 eventos con una reducción mayor del 50% lo cual implica que la fuente propuesta por nosotros, disminuye el desajuste entre sismogramas sintéticos y observados en más del 50% con respecto a la solución inicial. Se muestran también 2 eventos con reducción menor al 50%, los cuales podemos considerar como una solución no confiable en su totalidad. Por ultimo tenemos 2 eventos con reducción negativa, lo cual implica una solución errónea. Esto puede estar asociado al número de estaciones y ventanas usadas para la inversión y por consiguiente para la evaluación de la varianza.

Tabla 4.2 Reducción de varianza entre señales observadas y sintéticas, comparando fuente calculada por Global CMT y fuente obtenida en este trabajo. Relación de cantidad de ventanas usadas en el proceso de inversión de cada evento analizado en 2010.

Evento	Reducción de varianza fuente GCMT (%)	Reducción de varianza nueva fuente (%)	Número de ventanas
201001041429A	89.143583	92.439657	26
201001060028A	44.755726	65.598602	22
201001112330A	95.274631	93.648796	20
201001200932A	72.192001	77.124565	14
201002090047A	61.33963	80.323631	44
201002231052A	91.343651	88.088936	37
201002231516A	62.087696	-203.32233	37
201003192048A	37.16629	71.967209	6
201003202133A	80.582954	84.494553	10
201003202155A	82.479294	64.494217	13

201003241708A	61.291389	73.192963	14
201004161001A	89.818863	96.036606	12
201004181330A	97.108162	97.236969	52
201004200229A	76.423683	70.626251	14
201005252336A	12.736122	-408.20636	14
201006130748A	91.315056	91.584167	24
201006130841A	91.073326	89.444283	24
201006251709A	93.799957	90.204689	21
201008102056A	97.718384	96.652206	10
201009142332A	64.854492	65.117371	27
201009150605A	76.619873	75.740662	17
201009150750A	34.425972	21.729019	39
201009151229A	74.998169	14.231056	13
201009211442A	83.435287	59.888832	10
201010152341A	76.50264	74.354614	7
201010200409A	78.492798	79.038948	50
201010200415A	74.530014	-15.618584	1
201010200658A	98.410324	97.788231	47
201010251006B	92.3022	91.223618	27
201010271249A	91.543243	91.628036	18
201011012316A	90.965125	90.543857	22

Tabla 4.2 Continuación.

4.2 MECANISMOS FOCALES DE LAS RÉPLICAS DEL SISMO DEL 20 DE MARZO DE 2012, OMETEPEC, GUERRERO.

En esta sección se presentan los mecanismos focales obtenidos en la fase de aplicación del proyecto, para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012 en Ometepe-Pinotepa Nacional,(Figura 4.2 y Tabla 4.3) . En la siguiente Figura 4.2 se reportan 32 réplicas en total y se presentan con contornos resaltados en rojo, los mecanismos que consideramos son una mala solución, un total de 17 eventos. Se presentan resaltados en negro los mecanismos que consideramos una buena solución, un total de 15 eventos. Esta clasificación se llevó a cabo con base en el ajuste entre sismogramas sintéticos y sismogramas observados, para la fuente obtenida.

Este Estudio

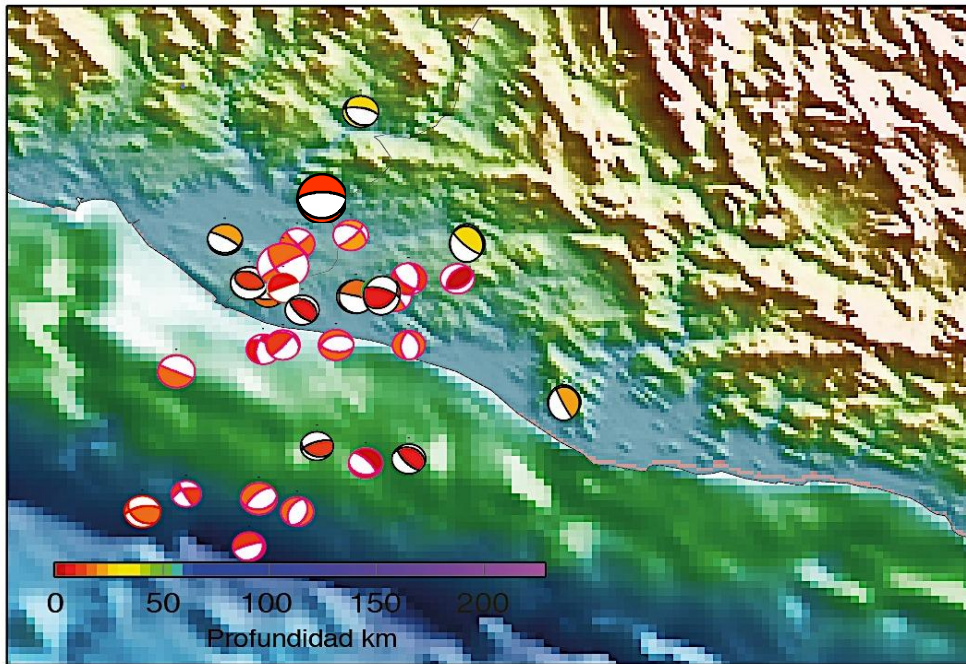


Figura 4.2 Mecanismos focales calculados con la metodología usada en esta tesis, para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012 en Ometepe-Pinotepa Nacional, con magnitudes $M_w > 4.5$.

La Tabla 4.3 muestra los parámetros de falla y magnitudes de las soluciones obtenidas en este proyecto, para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se resaltan al igual que en el mapa anterior, en verde las consideradas buenas soluciones y en rojo las consideradas malas soluciones, con base en el ajuste entre sismogramas observados y sismogramas sintéticos de la fuente obtenida.

Tabla 4.3 Eventos sísmicos analizados como réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012 y los respectivos parámetros de falla obtenidos en este proyecto.

Nombre/ Evento	Long (°)	Latitud (°)	Prof (km)	Rumb 1 (°)	Ech 1 (°)	Des 1 (°)	Rumb 2 (°)	Ech 2 (°)	Des 2 (°)	Mo (dyn- cm)	Mw
2012 03 20 18 02 48	-98.43	16.41	19.82	116.25	71.25	86.25	307.78	19.11	100.91	8.68e+26	7.23
2012 03 20 19 02 39	-98.72	15.85	15.00	133.12	41.88	136.88	258.02	62.85	56.80	1.86e+24	5.45
2012 03 20 19 19 52	-98.48	15.88	15.00	84.38	31.25	303.75	226.36	64.45	251.37	1.56e+24	5.40
2012 03 20 19 34 11	-98.65	16.17	15.00	113.75	88.75	271.88	237.43	2.25	213.70	2.89e+24	5.58
2012 03 20 20 14 41	-98.28	16.34	15.00	283.78	84.98	256.51	173.75	14.37	339.38	4.57e+24	5.71
2012 03 20 20 45 29	-98.46	16.35	15.00	88.75	48.12	223.12	326.74	59.40	309.15	5.14e+23	5.08
2012 03 20 21 27 08	-98.20	16.34	15.00	318.70	79.45	75.96	192.50	17.50	142.50	4.85e+23	5.06
2012 03 20 21 43 40	-98.32	16.23	15.00	98.75	53.13	286.88	251.93	40.05	248.84	1.12e+24	5.30
2012 03 20 22 25 38	-99.02	15.90	15.00	135.00	31.88	123.75	276.80	63.96	70.94	1.47e+24	5.38
2012 03 21 02 25 29	-98.40	15.85	15.00	18.13	41.88	264.38	205.66	48.37	275.02	4.07e+23	5.01
2012 03 21 02 54 40	-98.40	16.46	15.00	140.16	88.13	185.00	50.00	85.00	358.12	1.14e+24	5.31
2012 03 21 11 36 14	-98.27	16.76	29.70	141.25	28.75	307.50	280.06	67.57	251.53	1.59e+24	5.40
2012 03 22 16 46 47	-98.50	16.37	12.00	151.87	21.25	170.62	250.62	86.62	69.01	2.22e+24	5.50
2012 03 22 22 14 45	-98.47	16.22	9.000	307.18	53.99	223.38	188.12	56.25	315.00	7.98e+23	5.20
2012 03 22 23 47 05	-98.29	16.48	24.00	46.25	76.25	230.62	300.10	41.34	338.91	9.62e+23	5.26
2012 03 23 06 54 58	-98.43	16.36	05.00	152.50	13.75	354.37	247.96	88.67	256.31	5.61e+23	5.10
2012 03 23 17 13 56	-97.85	16.10	20.03	176.10	64.34	213.69	70.00	60.00	330.00	1.61e+23	4.74
2012 03 24 01 58 35	-98.05	16.46	30.74	92.50	56.87	315.00	211.16	53.69	222.70	7.31e+23	5.18
2012 03 25 01 46 26	-98.07	16.38	1.000	63.75	41.87	112.50	214.66	51.92	71.06	5.81e+23	5.11
2012 03 25 01 55 29	-98.17	16.23	16.00	341.25	40.63	251.25	185.35	51.94	285.42	5.15e+23	5.08
2012 03 25 02 24 42	-99.60	16.17	16.00	38.13	65.63	258.75	243.86	26.70	293.30	4.44e+23	5.03
2012 03 26 10 46 25	-98.50	15.77	10.00	21.88	16.88	221.25	251.87	78.97	282.85	2.51e+23	4.87
2012 03 28 22 33 00	-98.36	16.00	11.00	116.88	31.25	131.25	251.15	67.04	68.19	4.66e+23	5.05
2012 04 01 22 23 48	-98.55	16.47	20.00	90.63	13.13	241.88	299.39	78.45	276.27	7.61e+23	5.19
2012 04 02 17 36 42	-98.35	16.58	12.00	91.25	21.87	271.87	269.23	68.14	269.25	2.21e+25	6.17
2012 04 02 18 07 00	-98.43	16.23	10.00	41.87	86.25	73.12	299.71	17.27	167.28	5.75e+23	5.11
2012 04 02 23 55 00	-98.39	16.31	12.00	113.75	85.00	266.25	330.69	6.25	306.78	5.96e+23	5.12
2012 04 13 10 10 04	-98.23	16.35	13.95	84.38	31.25	140.62	209.43	70.79	64.87	3.11e+24	5.60
2012 04 13 13 06 28	-98.17	16.38	12.18	1.25	44.38	313.13	128.60	59.31	236.22	2.50e+24	5.53
2012 04 23 01 13 22	-98.26	15.96	02.00	98.75	25.62	234.38	317.23	69.42	285.61	6.28e+23	5.14
2012 04 23 01 30 59	-98.17	15.97	08.00	138.13	68.75	99.38	293.63	23.14	67.27	5.26e+23	5.08
2012 04 29 08 17 02	-98.63	15.89	10.00	151.88	83.75	146.25	246.04	56.48	7.50	5.62e+22	4.44

Para discernir entre las buenas y las malas soluciones obtenidas, para el análisis de las réplicas, nos hemos basado en el ajuste observado entre las señales observadas y las señales sintéticas calculadas para la fuente obtenida en el proceso de barrido de malla. En el capítulo de discusiones presentaremos un análisis con mas detalle sobre las posibles causas de los resultados obtenidos. En la Tabla 4.4 presentamos los valores mínimos de desajuste obtenidos para cada fuente calculada en los eventos analizados.

Tabla 4.4 Valores mínimos de desajuste entre sismogramas observados y sismogramas sintéticos para las replicas del sismo del 20 de marzo 2012, calculados a partir de la fuente obtenida en el barrido de malla. Desajustes para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012.

Evento	Valor mínimo de desajuste
201203201902A	6.02E-08
201203201919A	7.13E-08
201203201934A	3.06E-07
201203202014A	1.44E-07
201203202045A	1.73E-08
201203202127A	9.14E-09
201203202143A	1.82E-08
201203202225A	2.01E-08
201203210254A	6.28E-08
201203211136A	2.91E-08
201203221646A	5.90E-08
201203222042A	3.43E-03
201203222347A	2.52E-08
201203230654A	2.87E-09
201203231713A	8.81E-10
201203240158A	7.41E-09
201203250146A	3.57E-09
201203250155A	2.54E-09
201203250224A	2.79E-09
201203261046A	5.34E-10
201203282233A	2.74E-09
201204021736A	7.83E-07
201204021807A	8.19E-09
201204022354A	6.30E-09
201204131010A	1.15E-07
201204131306A	3.30E-08
201204230113A	7.05E-09
201204230130A	4.49E-09

CAPÍTULO 5.

Discusión.

En este capítulo se realiza la comparación de los mecanismos focales calculados en esta tesis, con los mecanismos focales reportados por Global CMT y los reportados por el Servicio Sismológico Nacional. Asimismo presentamos una posible explicación de los resultados obtenidos en esta tesis, detallando las complicaciones y condiciones que generaron las soluciones presentadas como resultados en el capítulo anterior. De igual forma, en este capítulo se aclararan los procesos y parámetros que definieron el tipo de soluciones obtenidas a lo largo de este proyecto.

5.1 COMPARACIÓN CON GLOBAL CMT Y SSN(SISMOS 2010).

Se comparan los mecanismos calculados en esta tesis, para la etapa de verificación (sismos 2010), con los mecanismos focales reportados por Global CMT para magnitudes $M_w \geq 5.0$ y con los mecanismos calculados por el Servicio Sismológico Nacional. De esta forma se verifica que el método converge a una buena solución al ser comparado con las soluciones de Global CMT para el caso de los sismos de 2010.

La Figura 5.1 muestra las soluciones obtenidas por Global CMT, para los eventos sísmicos del 2010 con magnitudes M_w entre 5.0 y 6.0, un total de 31 eventos, con su respectiva localización y profundidad.

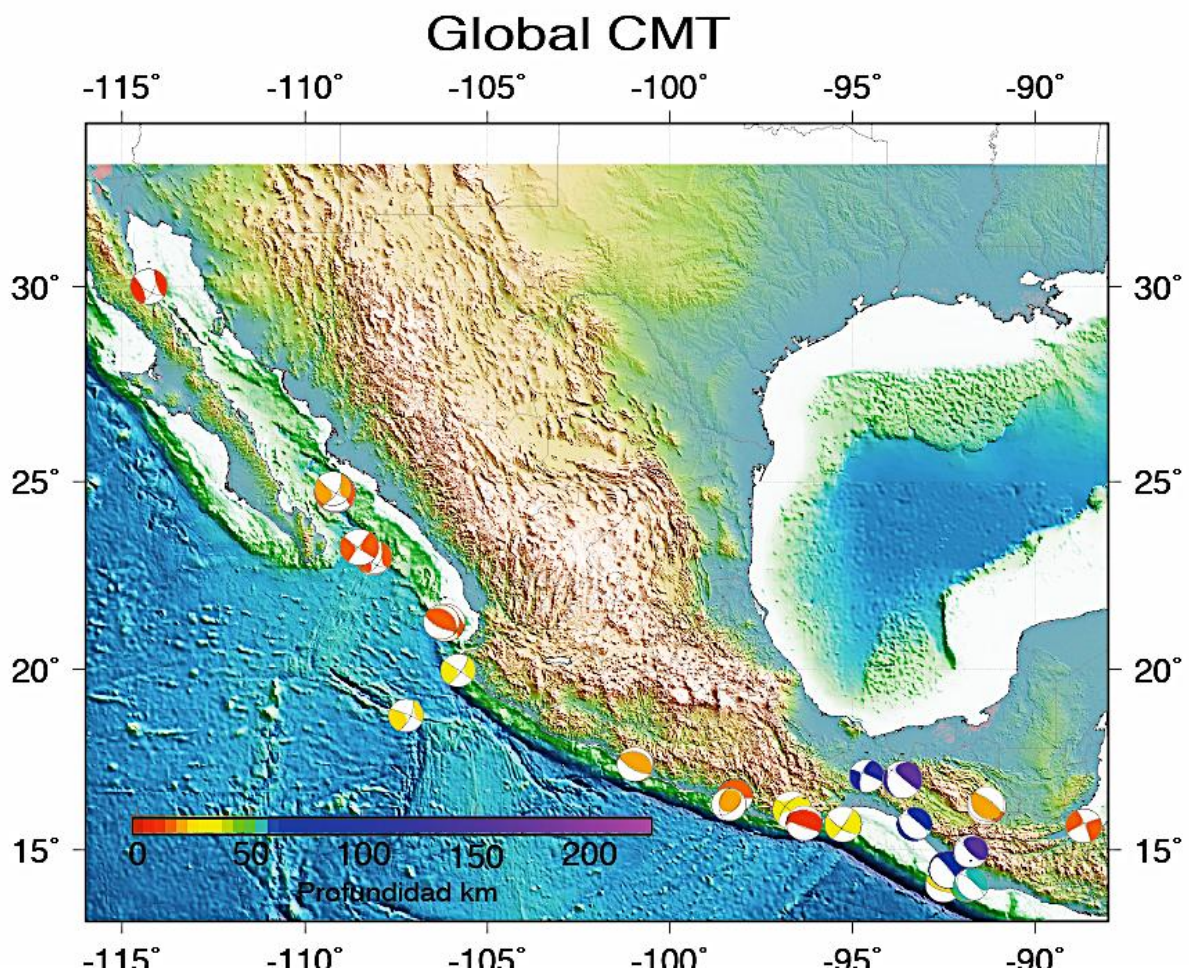


Figura 5.1 Mecanismos focales reportados en el catalogo de Global CMT para sismos entre magnitudes 5.0 y 6.0 ocurridos en la República Mexicana en 2010.

A diferencia de los mecanismos reportados por este proyecto en el capítulo anterior (ver Figura 4.1), los mecanismos calculados por Global CMT están determinados a partir de una inversión completa del tensor de momento sísmico. Por este motivo presentan una componente CLVD. Si se observan a detalle los mecanismos, se puede apreciar una fuerte componente CLVD en los mecanismos de tipo inverso y principalmente en los mecanismos de falla transformante. Esto puede deberse a que Global CMT utiliza datos de la red sismológica global y por consiguiente no todas las estaciones son cercanas a la fuente lo que restringe el campo de desplazamiento registrado.

La Tabla 5.1, muestra la comparación de los mecanismos focales obtenidos por Global CMT, los calculados por el Servicio Sismológico Nacional y los reportados en este trabajo, así como las magnitudes obtenidas en cada método. La comparación se hace

para todos los eventos sísmicos del 2010 analizados, con un total de 31 eventos. Para el caso del SSN sólo se presentan las soluciones existentes en su catalogo, y solo se reportan soluciones de tipo doble par de fuerzas. Para los mecanismos focales calculados con el método propuesto se presenta también solo una solución de tipo doble par de fuerzas.

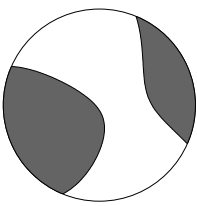
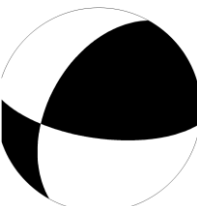
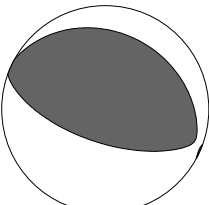
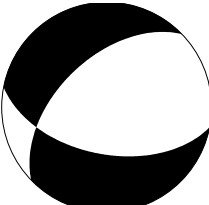
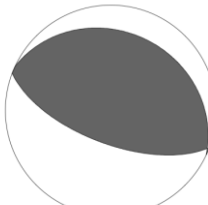
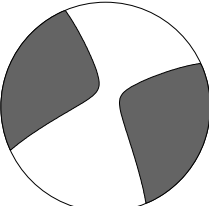
Evento	Global CMT Project	Servicio Sismológico Nacional	Este Proyecto (Doble par)
201001041429	 Mw=4.97	 Mw=5.1	 Mw=4.82
201001060028	 Mw=5.19	 Mw=5.2	 Mw=5.19
201001112330	 Mw=5.11	No hay solución	 Mw=5.11

Tabla 5.1 a). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados en 2010.

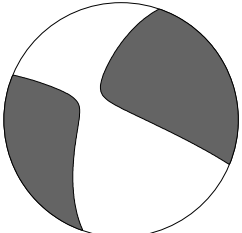
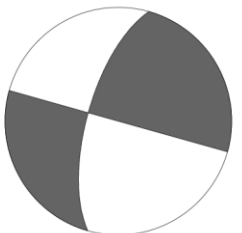
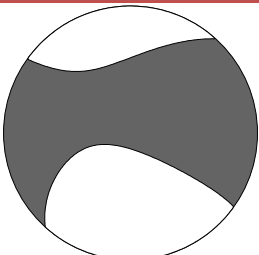
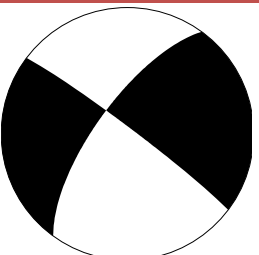
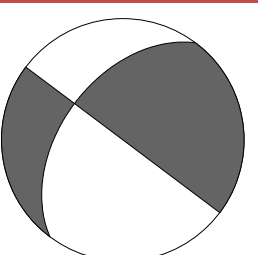
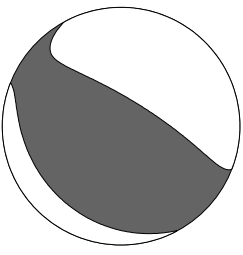
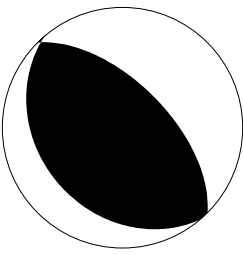
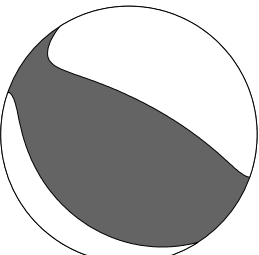
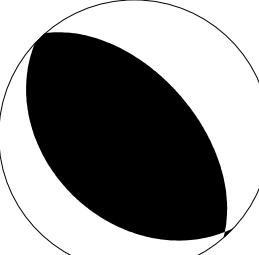
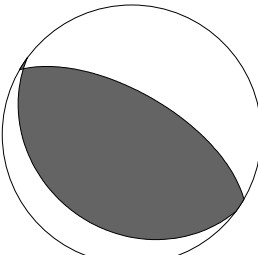
201001200932	 Mw=4.92	No hay solución	 Mw=4.91
201002090047	 Mw=5.67	 Mw=5.5	 Mw=5.72
201002231052	 Mw=5.29	 Mw=5.2	 Mw=5.29
201002231516	 Mw=5.51	 Mw=5.4	 Mw=5.60

Tabla 5.1 b). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados en 2010.

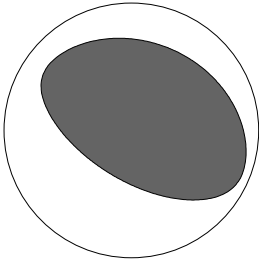
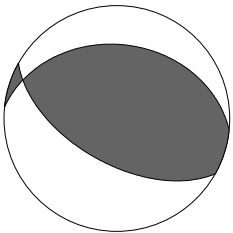
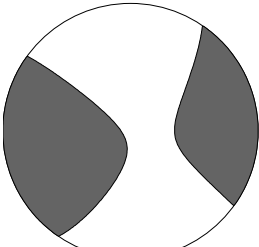
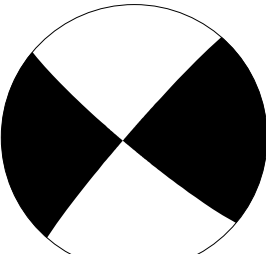
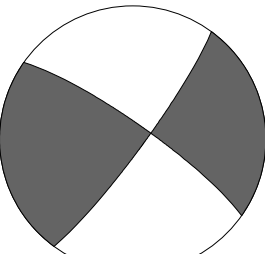
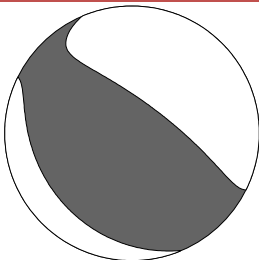
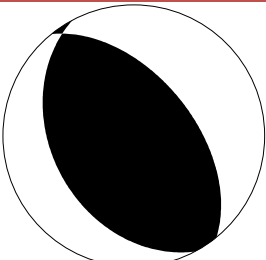
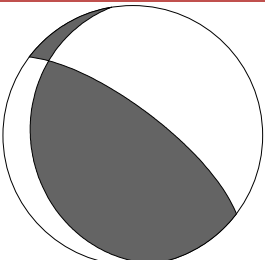
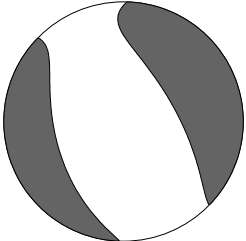
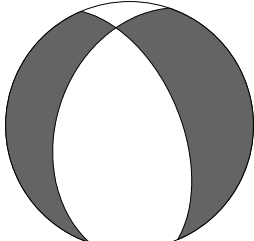
201003192048	 Mw=4.94	No hay solución	 Mw=4.89
201003202133	 Mw=4.98	 Mw=4.8	 Mw=5.04
201003202155	 Mw=5.19	 Mw=5.1	 Mw=5.18
201003241708	 Mw=5.01	No hay solución	 Mw=5.02

Tabla 5.1 c). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados en 2010.

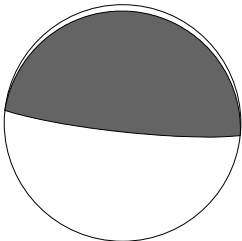
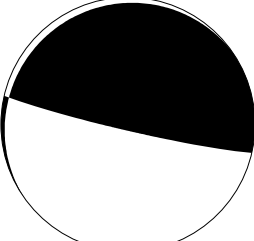
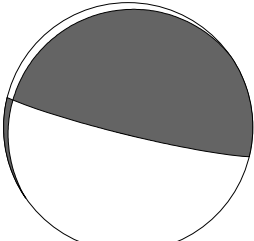
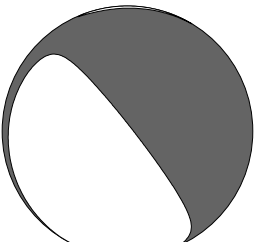
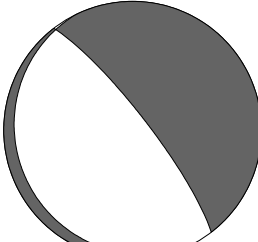
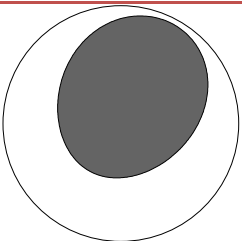
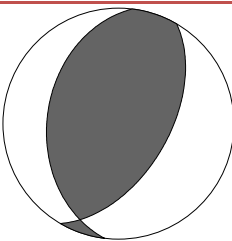
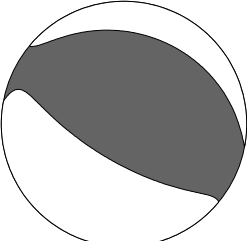
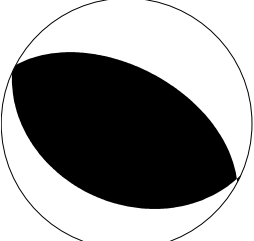
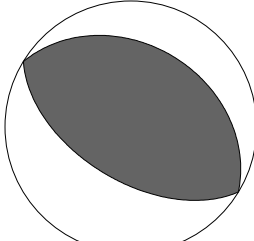
201004161001	 Mw=5.14	 Mw=5.0	 Mw=5.07
201004181330	 Mw=5.53	No hay solución	 Mw=5.54
201004200229	 Mw=4.95	No hay solución	 Mw=4.96
201005252336	 Mw=5.07	 Mw=4.9	 Mw=5.15

Tabla 5.1 d). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados en 2010.

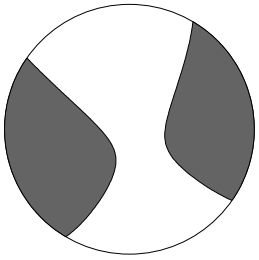
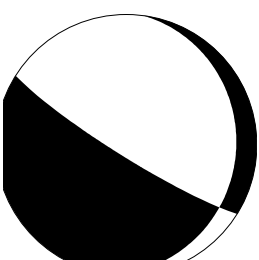
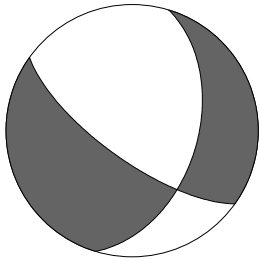
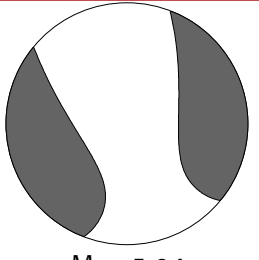
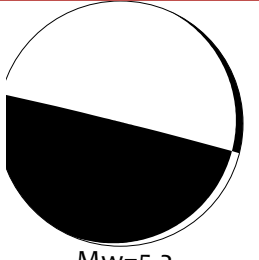
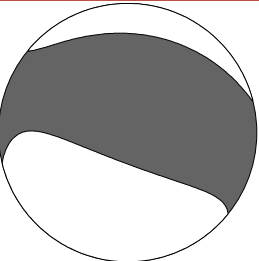
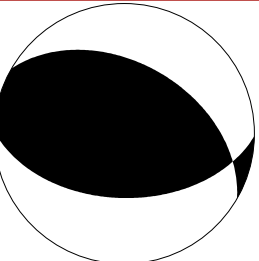
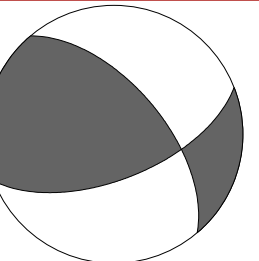
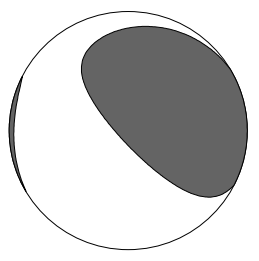
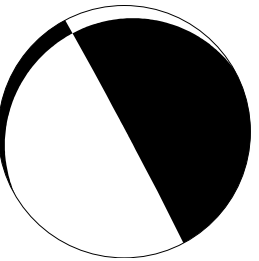
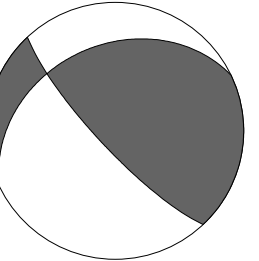
201006130748	 Mw=5.14	 Mw=5.1	 Mw=5.11
201006130841	 Mw=5.04	 Mw=5.2	 Mw=4.98
201006251709	 Mw=5.17	 Mw=5.0	 Mw=5.25
201008102056	 Mw=4.92	 Mw=5.0	 Mw=4.95

Tabla 5.1 e). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados en 2010.

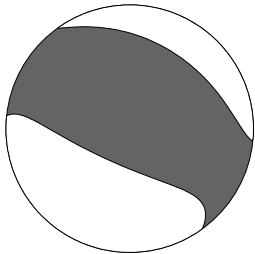
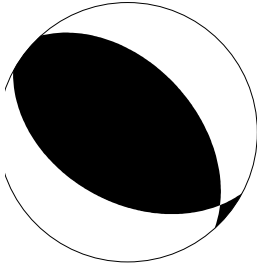
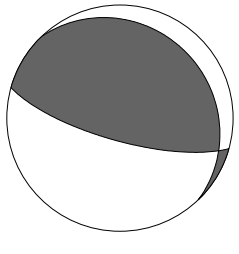
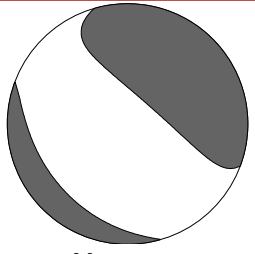
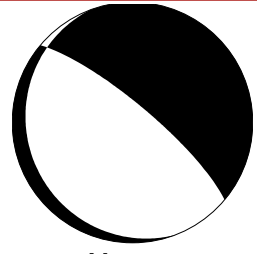
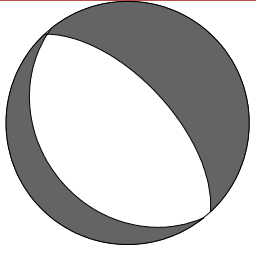
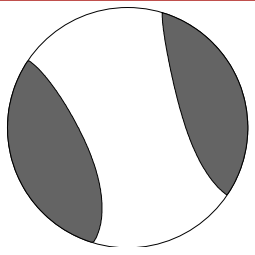
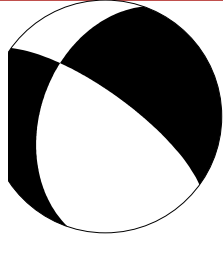
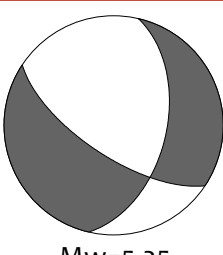
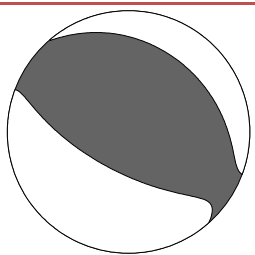
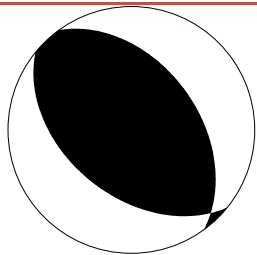
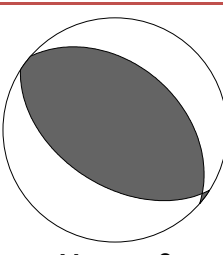
201009142332	 Mw=5.92	 Mw=5.3	 Mw=5.57
201009150605	 Mw=4.99	 Mw=5.1	 Mw=4.83
201009150750	 Mw=5.27	 Mw=5.1	 Mw=5.25
201009151229	 Mw=5.06	 Mw=4.9	 Mw=5.08

Tabla 5.1 f). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados en 2010.

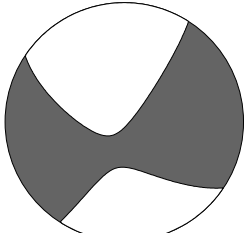
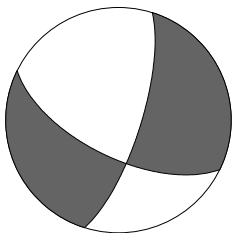
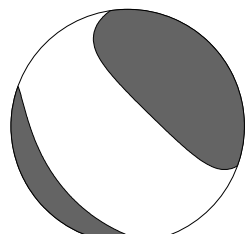
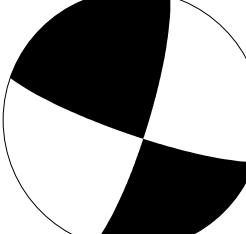
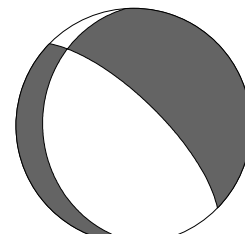
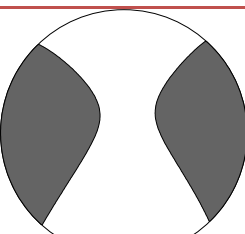
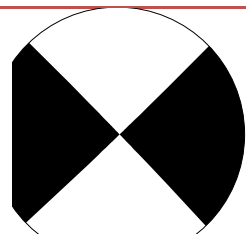
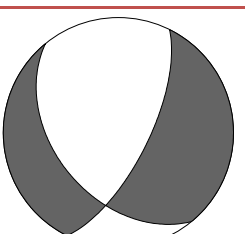
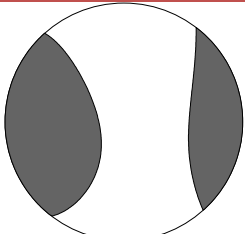
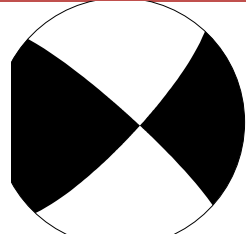
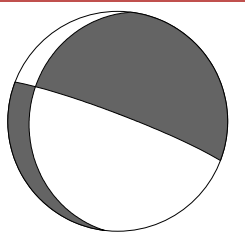
201009211442	 Mw=5.27	No hay solución	 Mw=5.31
201010152341	 Mw=4.89	 Mw=4.7	 Mw=4.9
201010200409	 Mw=5.86	 Mw=5.7	 Mw=5.84
201010200415	 Mw=5.74	 Mw=5.4	 Mw=5.81

Tabla 5.1 g). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados en 2010.

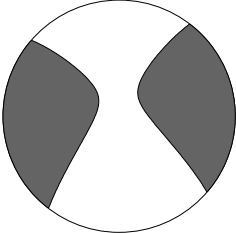
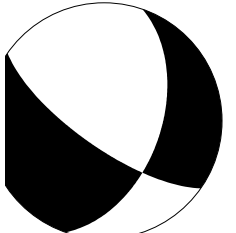
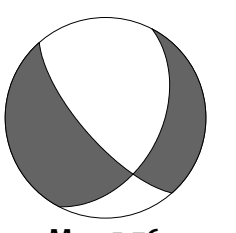
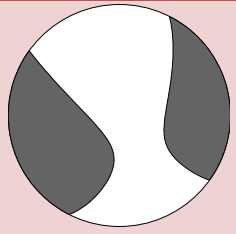
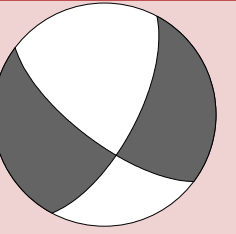
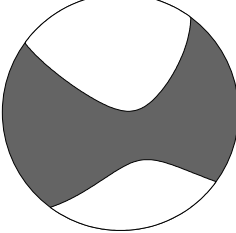
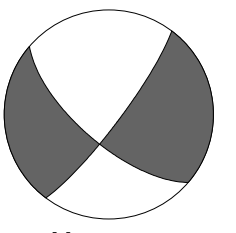
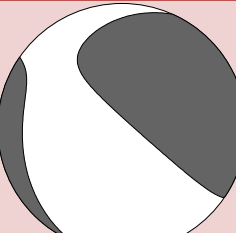
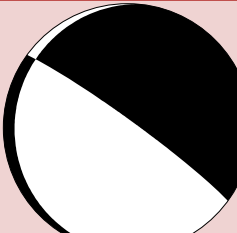
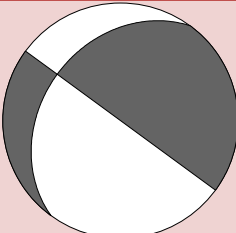
201010200658	 Mw=5.79	 Mw=5.5	 Mw=5.76
201010251006	 Mw=5.06	No hay solución	 Mw=4.93
201010271249	 Mw=5.03	No hay solución	 Mw=4.91
201011012316	 Mw=5.55	 Mw=5.6	 Mw=5.57

Tabla 5.1 h). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados en 2010.

En la Tabla 5.1 es más fácil apreciar que entre los mecanismos de Global CMT y los mecanismos de este trabajo, las diferencias radican principalmente en la componente CLVD que poseen los mecanismos focales obtenidos por Global CMT. Esto

no implica que la componente doble par pura de ambas soluciones son idénticas. Existen eventos específicos en los cuales hay diferencias significativas entre las dos agencias y los resultados de este proyecto, que no se infieren por la componente CLVD.

En orden cronológico, el evento del 11 de enero de 2010, ocurrido a las 23:30 hrs. (201001112330) no posee solución por parte del SSN, pero observando la solución reportada por Global CMT y la obtenida en este trabajo, poseen diferencias entre si. Este evento al igual que el evento del 20 de octubre de 2010, ocurrido a las 4:09 hrs (201010200409) tiene un comportamiento problemático similar. El mecanismo de Global CMT tiene una componente meramente de falla lateral, mientras que la solución de este trabajo, tiene un mecanismo de falla lateral con una componente de falla normal bastante importante, así pues también los ángulos de rumbo de los planos nodales tienen una desviación con respecto a la solución de Global CMT.

El evento del 24 de marzo de 2010, ocurrido a las 17:08 hrs. (201003241708), al igual que el sismo anterior no posee solución por parte del SSN. El mecanismo focal de Global CMT y el calculado en este trabajo poseen diferencias con respecto a la orientación de los planos nodales. Las diferencias de este tipo son generadas por la lejanía de las estaciones al evento en cuestión, para el caso de Global CMT, que usa estaciones de la red sismológica global. Lo que no les permite tener un registro con un azimut amplio del campo de ondas.

Definimos también 5 eventos, 201001060028, 201006130841, 201008281846, 201009150750 y 201010152341, en los cuales la solución reportada por el SSN es diferente completamente, tanto en tipo de mecanismo como en orientación de planos nodales. Esto con respecto a la solución de Global CMT y a la propuesta en este trabajo que si son similares para estos eventos específicos. Una posible causa de las diferencias entre las soluciones, es que a pesar de usar la misma red, el SSN reporta una solución con tres estaciones y nosotros utilizamos un número variable según el ajuste de las formas de onda. También las diferencias podemos adjudicarlas al modelo de velocidades empleado por ellos o incluso al proceso de inversión.

Por último identificamos dos eventos específicos, el primero el 201010200415 en el cual las soluciones del SSN y del Global CMT tienen congruencia entre sí, pero el mecanismo focal obtenido por nosotros no presenta un mecanismo focal similar. Esto lo tomamos como una solución errónea y se debe a la cantidad de ventanas usadas en la inversión, que para este evento solo fue una ventana, así como las estaciones que se usaron para dicho proceso. El segundo evento que tiene un comportamiento diferente es el 201010200658, en el cual el mecanismo reportado por Global CMT es dispar con los mecanismos obtenidos por el SSN y en este proyecto. La diferencia es esencialmente una componente CLVD muy grande hacia una falla de tipo transformante, mientras que en los otros dos mecanismos poseen una componente transformante normal.

5.1.1 ANÁLISIS DE MAGNITUDES REPORTADAS (2010)

Una de las características destacables de la comparación de resultados de este proyecto con otras agencias, no solo es el mecanismo focal como tal en cuestión, sino la magnitud reportada por cada uno de los métodos. A continuación se presenta un análisis entre las magnitudes de Global CMT, del SSN y de este proyecto, para los eventos de 2010, con el fin de distinguir diferencias, y asimismo evidenciar el límite de magnitud para el cual el método converge correctamente.

La figura 5.2 muestra la relación entre la magnitud reportada por el SSN y la reportada por Global CMT. Se muestra la dispersión de puntos para todos los eventos de 2010 en los cuales el SSN reportó una solución en su catálogo. De igual forma se muestra como dichos puntos se acercan o alejan al comportamiento lineal, dicho comportamiento nos dirá si las magnitudes reportadas son similares.

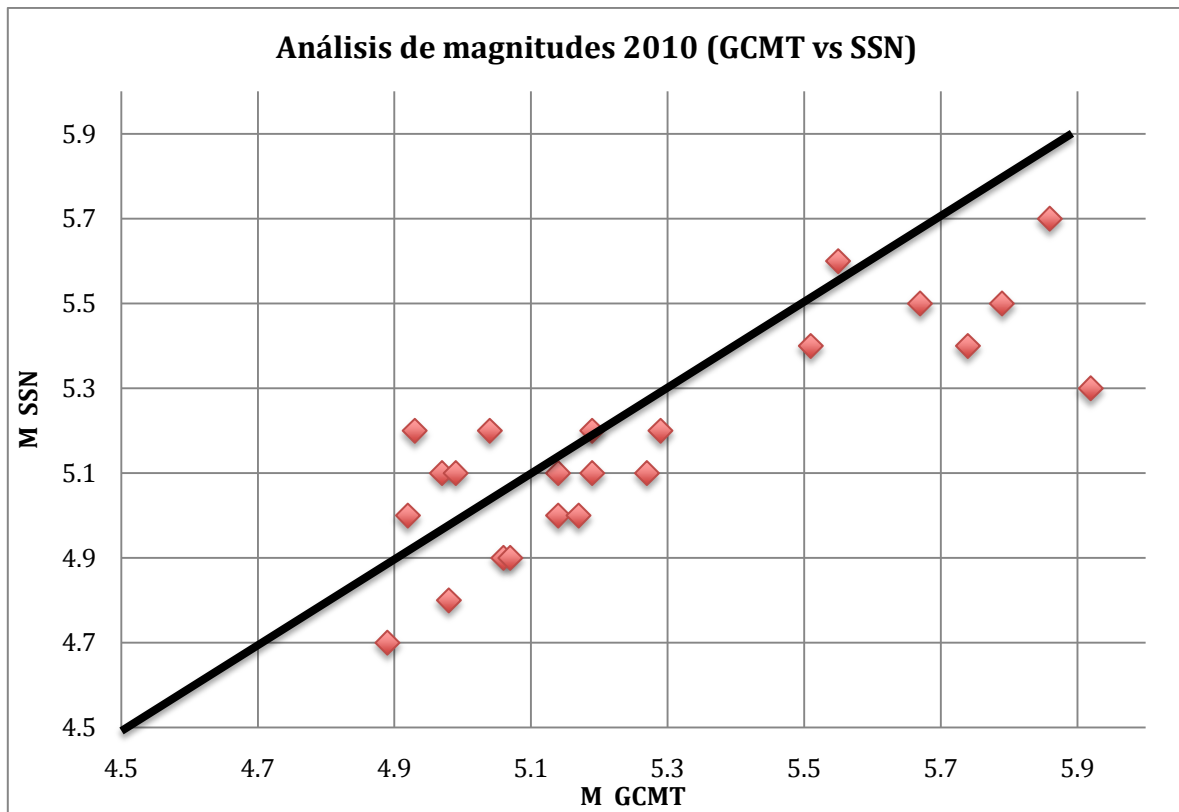


Figura 5.2 Relación de magnitudes reportada por el SSN (vertical) y por Global CMT (horizontal), para los eventos de 2010. Recta negra representa el comportamiento lineal en el cual ambas magnitudes son iguales.

Podemos observar en la figura mostrada que los puntos distan de manera significativa de la recta negra, esto permite inferir que las magnitudes reportadas por ambas agencias no son similares. Si observamos la dispersión de los puntos, se distingue que de manera general, las magnitudes que reporta el Servicio Sismológico Nacional están subestimadas con respecto a las magnitudes que reporta Global CMT, para un total de 16 eventos con magnitud subestimada, donde la diferencia mas grande de magnitudes es aproximadamente 0.6. Se distinguen también 6 eventos en los cuales la magnitud del SSN es ligeramente mayor que la de Global CMT con una diferencia máxima de 0.2. y por ultimo solo dos eventos que caen aproximadamente en la línea recta.

En la figura 5.3 mostramos de manera similar a la figura anterior, la relación de magnitudes calculadas por el Servicio Sismológico Nacional y por este trabajo, para los mismos eventos que en el caso anterior. La finalidad es distinguir si el comportamiento de las magnitudes del SSN con respecto a Global CMT, se repite al comparar con las magnitudes obtenidas en este trabajo.

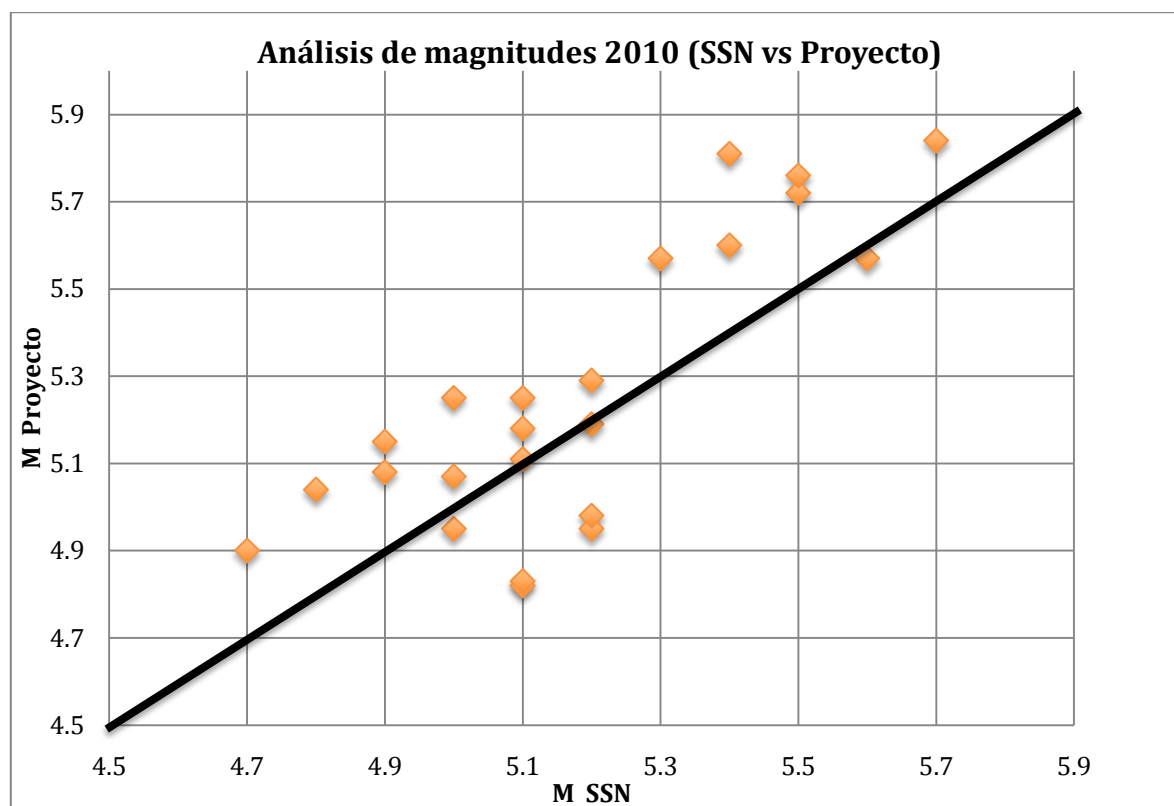


Figura 5.3 Relación de magnitudes reportada por el SSN (horizontal) y por este proyecto (vertical), para los eventos de 2010. Recta negra representa el comportamiento lineal en el cual ambas magnitudes son iguales.

Se observa en la figura de manera muy clara que de forma general las magnitudes reportadas por el SSN son igualmente subestimadas con respecto a las magnitudes calculadas en este proyecto. Se muestran un total de 15 eventos con magnitud subestimada, donde la diferencia máxima entre magnitudes es de 0.45. Se observan 4 eventos en los cuales la magnitud obtenida por el SSN es mayor que la reportada en este trabajo, con una diferencia máxima de magnitudes de 0.25. y por ultimo 4 eventos que caen aproximadamente en la recta, lo cual implica que las diferencias de magnitudes son mínimas.

Las diferencias de magnitudes de nuestro trabajo ,con el SSN para el caso de 2010, son muy significativas, y no podemos evaluar el rango de convergencia de magnitud del método. Por este motivo se comparan las magnitudes calculadas en el proyecto con las reportadas por Global CMT, dado que también poseemos en ambos catálogos todos los eventos analizados, a diferencia del catálogo del SSN. En la figura 5.4 mostramos la relación de magnitudes explicada anteriormente.

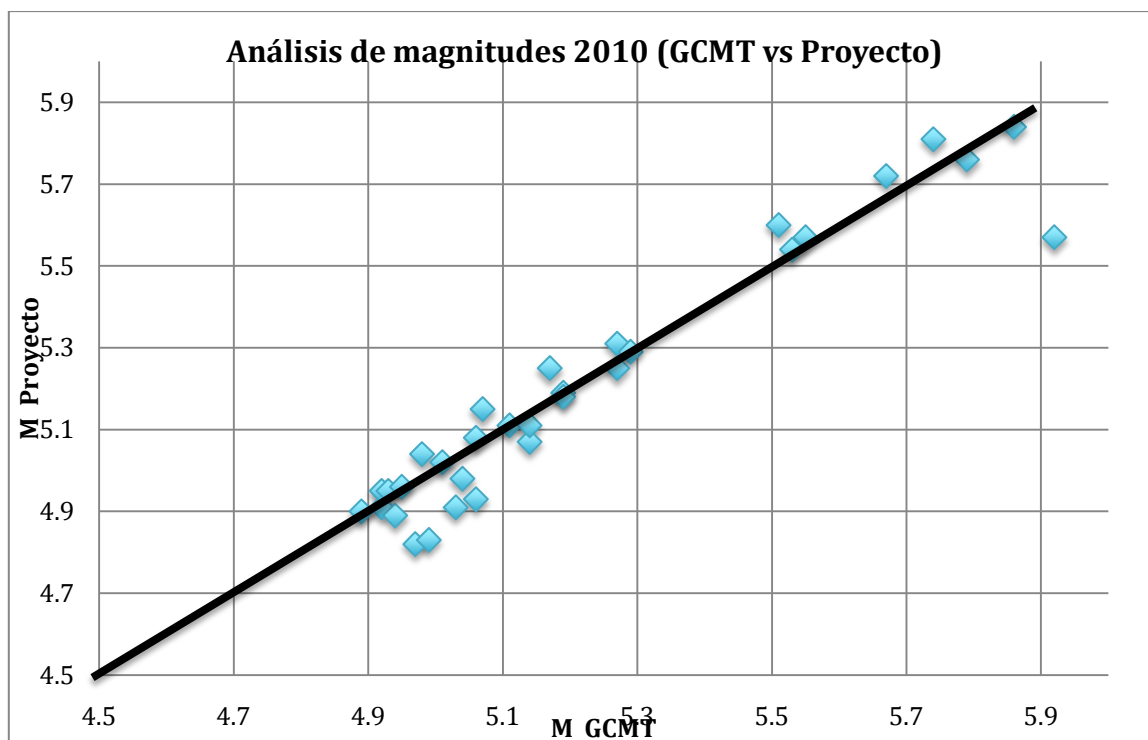


Figura 5.3 Relación de magnitudes reportada por Global CMT (horizontal) y por este proyecto (vertical), para los eventos de 2010. Recta negra representa el comportamiento lineal en el cual ambas magnitudes son iguales.

Observamos que la congruencia y similitud entre las magnitudes reportadas por Global CMT, y las obtenidas en este proyecto son muy altas. Los puntos tienden al comportamiento de la línea recta, lo que significa que las diferencias entre magnitudes son mínimas. Se observan dos eventos con una diferencia máxima de 0.15 entre magnitudes y un caso peculiar con diferencia de 0.3. En general las magnitudes son muy semejantes entre si, corroborado en 28 eventos. Si observamos el comportamiento con respecto de la recta que indica magnitudes iguales, se distingue que para el extremo inferior de magnitudes ($M=4.88$) el método es aun congruente con Global CTM y no presenta un desvío significativo de la recta.

5.2 COMPARACIÓN CON GLOBAL CMT Y SSN (RÉPLICAS DEL SISMO DEL 20 DE MARZO 2012).

Se comparan las soluciones obtenidas en esta tesis, para las réplicas del sismo de 20 de marzo 2012, en Ometepe-Pinotepa Nacional, con los mecanismos obtenidos por el Servicio Sismológico Nacional y para las réplicas con magnitud $M_w \geq 5.0$ reportadas por Global CMT Project. Se muestra la complejidad de decidir si es buena o no la solución calculada, por no existir un parámetro de comparación. Se toma como factor de discernimiento el ajuste entre las señales observadas con las señales sintéticas.

La Figura 5.5 muestra los mecanismos focales de las réplicas del sismo de 20 de marzo, reportadas por Global CMT, un total de 10 eventos. Corregidos a la localización obtenida por el Servicio Sismológico Nacional.

Global CMT

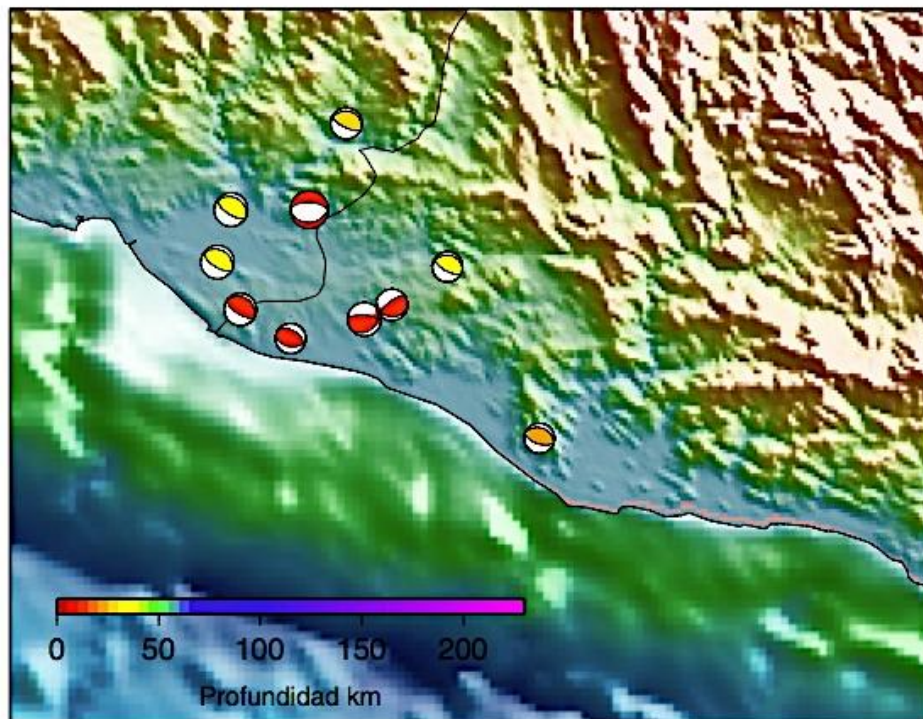


Figura 5.5 Mecanismos focales reportados por Global CMT, correspondientes a ocho de las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012 en Ometepe, Guerrero.

Se presenta a continuación la tabla de comparación entre los mecanismos focales de las réplicas reportadas por Global CMT, reportadas por el SSN y los calculados en este proyecto (Tabla 5.2). Los recuadros resaltados en verde son aquellas soluciones que consideramos buena por haber un buen acoplamiento entre sintéticos y observados. Mientras que los recuadros resaltados en rojo son aquellos que no presentan buen acoplamiento entre señales, por lo cual lo consideramos una mala solución de fuente. Para el caso de Global CMT sólo se presentan las soluciones de los 10 réplicas que reportaron. Para el Servicio Sismológico Nacional se presentan todas las soluciones disponibles en su catálogo, y solo la solución doble par de fuerzas. Para los resultados de este proyecto solo se presentan las soluciones doble par de fuerzas obtenidas por barrido de malla.

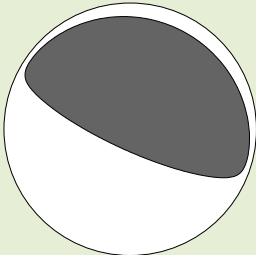
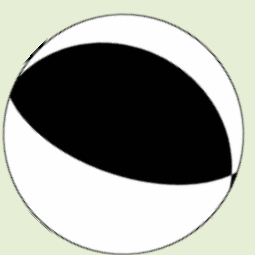
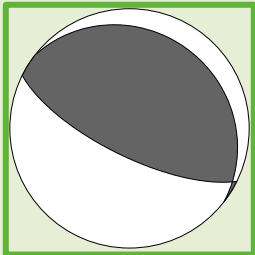
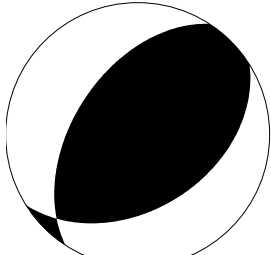
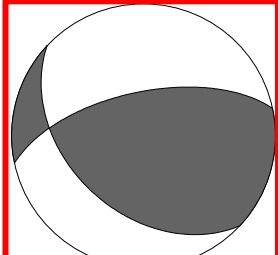
Evento	Global CMT Project	Servicio Sismológico Nacional	Este Proyecto
201203201802	 Mw=7.31	 Mw=6.9	 Mw=7.23
201203201902	No hay solución.	 Mw=5.2	 Mw=5.45

Tabla 5.2 a). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se presentan los mecanismos focales calculados y las magnitudes arrojadas por cada uno de los métodos presentados en esta tabla.

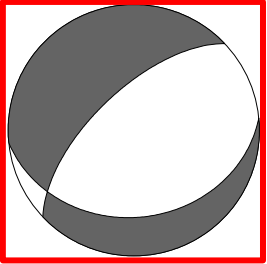
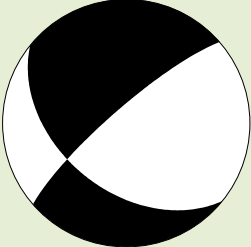
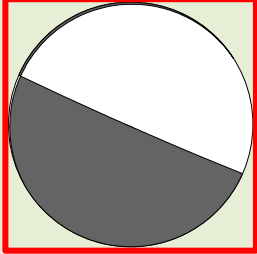
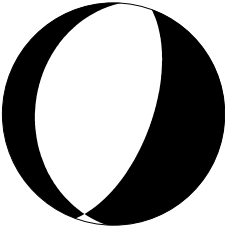
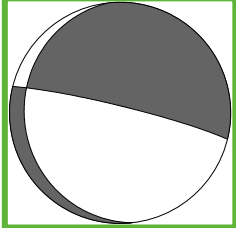
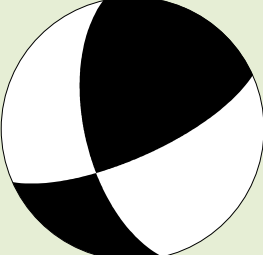
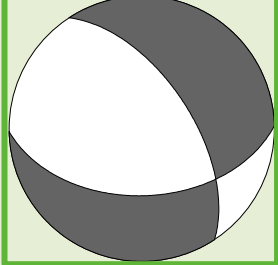
201203201919	No hay solución.	No hay solución	 Mw=5.40
201203201934	No hay solución.	 Mw=5.4	 Mw=5.58
201203202014	No hay solución.	 Mw=5.1	 Mw=5.71
201203202045	No hay solución.	 Mw=4.9	 Mw=5.08

Tabla 5.2 b). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se presentan los mecanismos focales calculados y las magnitudes arrojadas por cada uno de los métodos presentados en esta tabla.

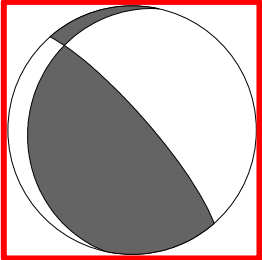
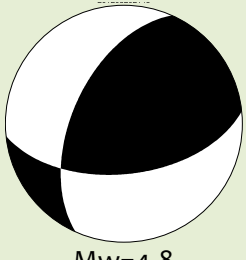
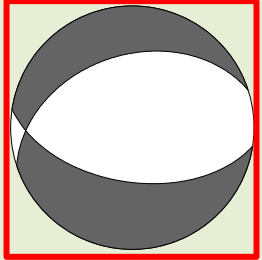
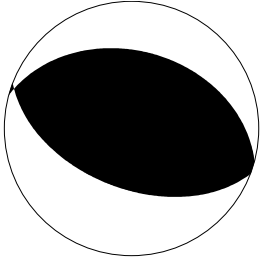
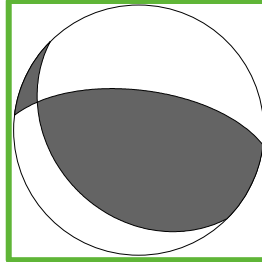
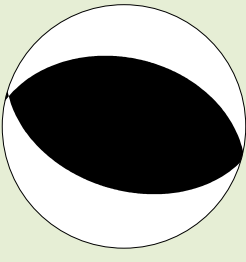
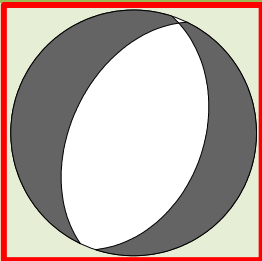
201203202127	No hay solución.	No hay solución	 Mw=5.06
201203202143	No hay solución.	 Mw=4.8	 Mw=5.30
201203202225	No hay solución.	 Mw=4.7	 Mw=5.38
201203210225	No hay solución.	 Mw=4.8	 Mw=5.01

Tabla 5.2 c). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se presentan los mecanismos focales calculados y las magnitudes arrojadas por cada uno de los métodos presentados en esta tabla.

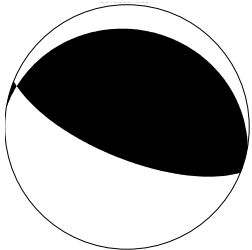
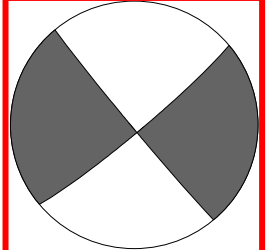
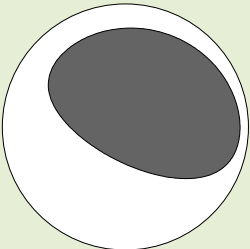
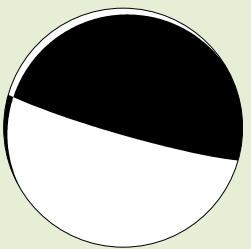
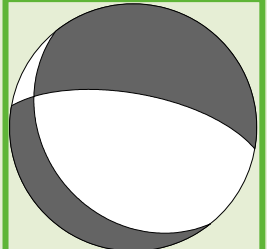
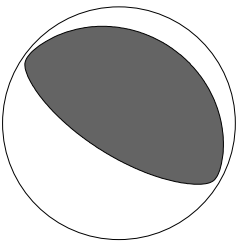
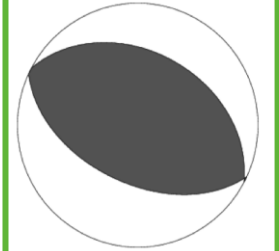
201203210254	No hay solución.	 Mw=4.8	 Mw=5.31
201203211136	 Mw=4.97	 Mw=5.0	 Mw=5.40
201203221646	 Mw=5.09	No hay solución	 Mw=5.50

Tabla 5.2 d). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se presentan los mecanismos focales calculados y las magnitudes arrojadas por cada uno de los métodos presentados en esta tabla.

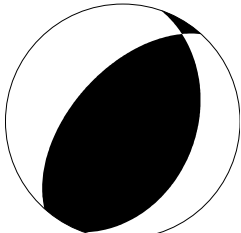
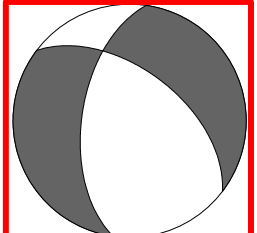
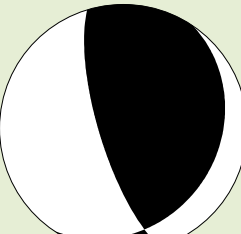
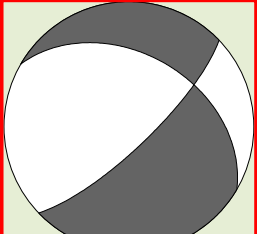
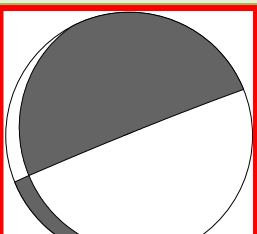
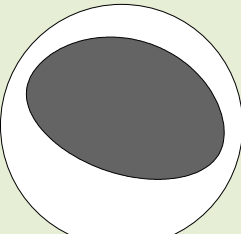
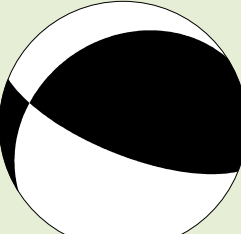
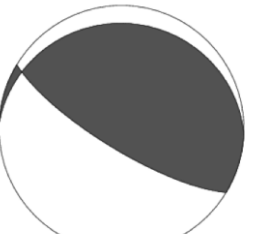
201203222214	No hay solución.	 Mw=4.8	 Mw=5.20
201203222347	No hay solución.	 Mw=4.8	 Mw=5.26
201203230654	No hay solución.	No hay solución	 Mw=5.10
201203231713	 Mw=4.79	 Mw=4.6	 Mw=4.74

Tabla 5.2 e). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se presentan los mecanismos focales calculados y las magnitudes arrojadas por cada uno de los métodos presentados en esta tabla.

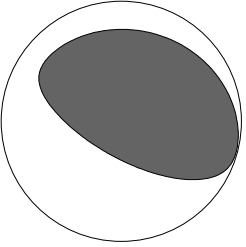
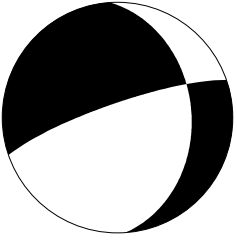
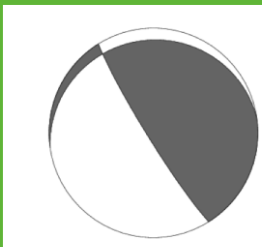
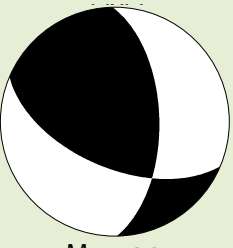
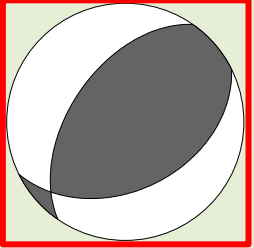
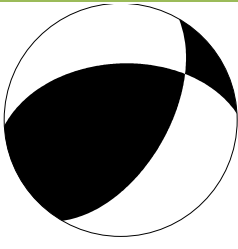
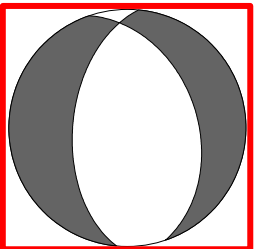
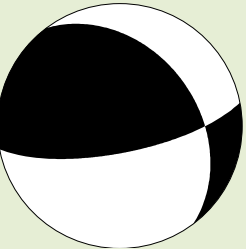
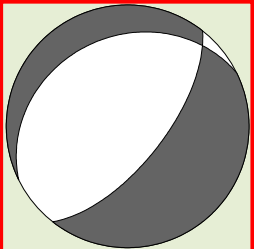
201203240158	 Mw=4.82	 Mw=4.5	 Mw=5.18
201203250146	No hay solución.	 Mw=4.2	 Mw=5.11
201203250155	No hay solución.	 Mw=4.4	 Mw=5.08
201203250224	No hay solución.	 Mw=4.2	 Mw=5.03

Tabla 5.2 f). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se presentan los mecanismos focales calculados y las magnitudes arrojadas por cada uno de los métodos presentados en esta tabla.

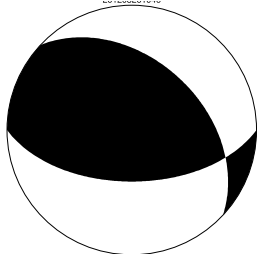
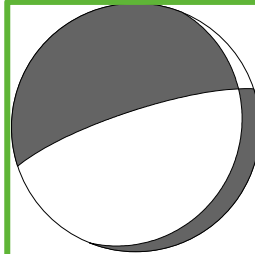
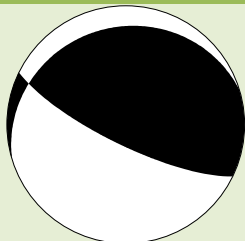
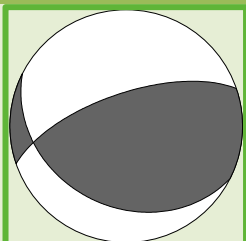
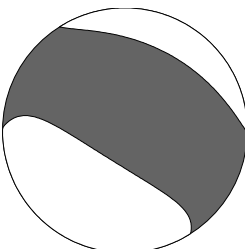
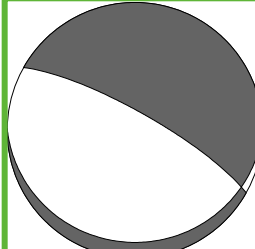
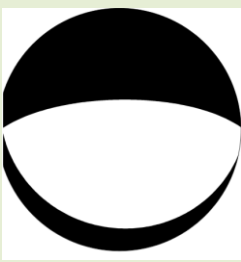
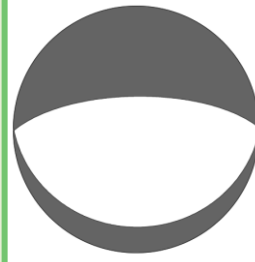
201203261046	No hay solución.	 Mw=4.6	 Mw=4.87
201203282233	No hay solución.	 Mw=4.5	 Mw=5.05
201204012223	 Mw=5.21	No hay solución	 Mw=5.19
201204021736	 Mw=6.04	 Mw=6.0	 Mw=6.17

Tabla 5.2 g). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se presentan los mecanismos focales calculados y las magnitudes arrojadas por cada uno de los métodos presentados en esta tabla.

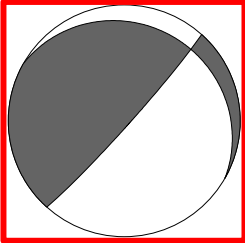
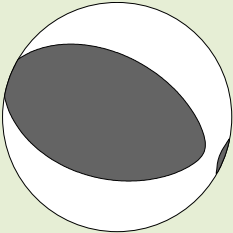
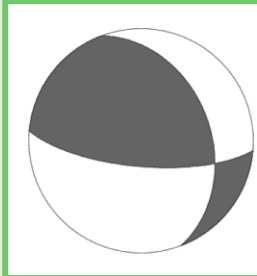
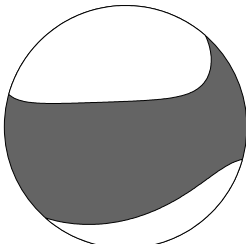
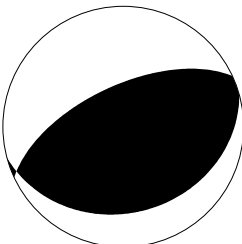
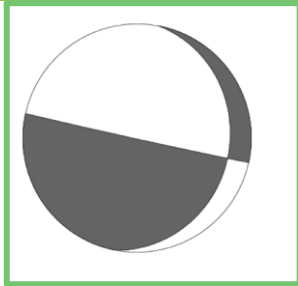
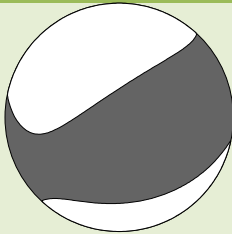
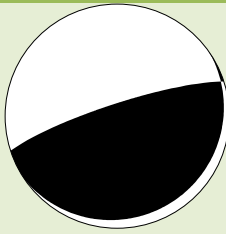
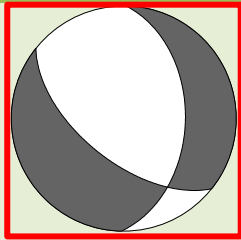
201204021807	No hay solución.	No hay solución	 Mw=5.11
201204022354	 Mw=4.90	No hay solución	 Mw=5.12
201204131010	 Mw=5.28	 Mw=5.2	 Mw=5.60
201204131306	 Mw=4.95	 Mw=5.0	 Mw=5.53

Tabla 5.2 h). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se presentan los mecanismos focales calculados y las magnitudes arrojadas por cada uno de los métodos presentados en esta tabla.

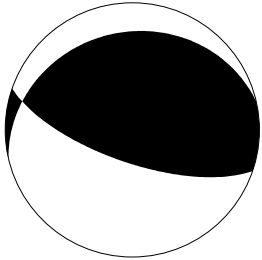
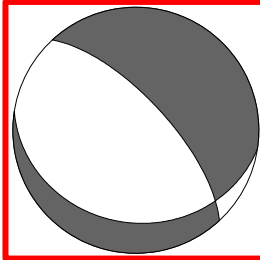
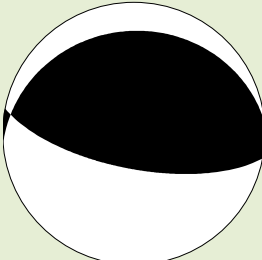
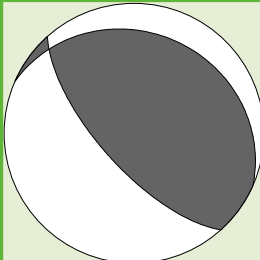
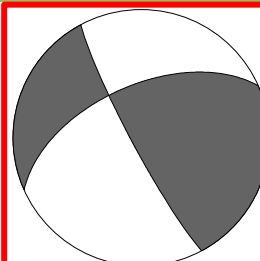
201204230113	No hay solución.	 Mw=4.7	 Mw=5.14
201204230130	No hay solución.	 Mw=4.3	 Mw=5.08
201204290717	No hay solución.	No hay solución	 Mw=4.4

Tabla 5.2 i). Mecanismos focales obtenidos en este proyecto (columna derecha), comparados con los mecanismos focales obtenidos por Global CMT Project (columna izquierda) y por el Servicio Sismológico Nacional (columna central). Sismos analizados para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012. Se presentan los mecanismos focales calculados y las magnitudes arrojadas por cada uno de los métodos presentados en esta tabla.

La distinción de eventos entre buenas y malas soluciones, se decidió observando el ajuste entre los sismogramas observados y los sismogramas sintéticos, calculados para la fuente final. Se analizó la congruencia de la solución obtenida con respecto al marco tectónico de la zona. Con anterioridad se explicó que para todos los eventos analizados en esta etapa del trabajo y para cada una de las trazas descargadas, se fijó una ventana de tiempo basada en la velocidad de propagación de ondas de Rayleigh. Es

por este motivo en específico, que la información de la forma de onda que se utiliza en la inversión incluye datos que a veces son puro ruido y no necesariamente son una representación de la fuente.

Identificamos en esta etapa de la tesis, 15 eventos con una buena solución y 17 eventos considerados con una mala solución. Un primer bloque de 10 eventos erróneos, 201203202143, 201203210225, 201203210254, 201203222042, 201203222214, 201203222347, 201203250155, 201203250224, 201204131306, 201204230113, donde el mecanismo focal a primera apreciación es visiblemente no congruente con el marco tectónico de la zona. El sismo principal ocurrió en la zona de subducción de la Placa de Cocos con Norteamérica, en la región de Oaxaca y Guerrero. Por consiguiente era de esperarse que tuviera un mecanismo de tipo inverso, y si las réplicas se generaron en el mismo plano de falla por la energía que no se liberó completamente en el sismo principal, pues podemos esperar sismos de tipo inverso, con una excepción de la cual hablaremos más adelante. Este primer bloque de 10 eventos que consideramos erróneos, no poseen un mecanismo de tipo inverso, por lo contrario tienen mecanismos de tipo normal con componentes laterales, o mecanismos puramente de tipo transformantes. Al observar la superposición de sismogramas observados y sintéticos, análisis que abordaremos más adelante, se distinguió claramente el importante desajuste entre las señales sintéticas y las señales observadas. Es importante mencionar que 8 de los 10 eventos de este bloque ocurrieron en los primeros 5 días después del evento principal, por lo cual aún poseían una cantidad de ruido remanente del evento principal y sus réplicas en el tren de ondas. Como tomamos una ventana fija de la forma de onda, se pudieron haber incluido señales ruidosas que no permitieron distinguir la forma de onda entre los sismogramas observados y los sismogramas sintéticos.

Para el otro bloque de los 7 eventos erróneos restantes, estos fueron definidos como erróneos solo por el desajuste observado entre los sismogramas. Varios de los eventos localizados con solución errónea, no poseían una buena forma de onda sintética, esto se puede deber a que los eventos están focalizados en una región pequeña y el modelo implementado no posee esa definición de malla. Pero por el contrario otros eventos poseen muy buen modelado de las formas de ondas, pero el nivel de ruido asociado a los eventos de baja magnitud pudo generar información errónea para la inversión.

Un evento en específico que tiene un comportamiento peculiar, es el evento del 02 de abril de 2012, ocurrido a las 17:36 hrs (201204021736). Este evento es la réplica de mayor magnitud $M=6.17$, y a diferencia del evento principal, tiene un mecanismo de tipo normal obtenido en este proyecto. Este mecanismo de tipo normal es congruente con la solución que reportan tanto Global CMT, como el SSN, además de ajustes muy buenos entre los sismogramas sintéticos y observados, por lo cual podemos concluir que es una buena solución. El evento en cuestión es de tipo normal porque posiblemente se generó en una fractura secundaria en el bloque superior de la falla, esto por transferencia de esfuerzos del evento principal.

En esta etapa de la tesis es difícil hacer una comparación fidedigna de los mecanismos focales, entre los obtenidos por el Servicio Sismológico y por nosotros. Al no existir un tercer punto de comparación como en el caso de 2010, ya que para este conjunto de datos, Global CMT solo posee solución para 10 eventos. Es arriesgado decir si para esta etapa las soluciones obtenidas están bien con respecto al SSN o decir si son malas, por eso nos limitamos a solo mostrar nuestras soluciones y nuestro criterio de selección.

5.2.1 ANÁLISIS DE MAGNITUDES REPORTADAS (2012).

En este subcapítulo presentamos el análisis de magnitudes reportadas por el Servicio Sismológico Nacional y las obtenidas por este trabajo. Al igual que para la etapa de 2010, queremos distinguir si el comportamiento de las magnitudes del SSN con respecto a las nuestras, se mantiene constante. Se busca de igual forma distinguir para esta etapa el rango de magnitudes donde el método deja de ser funcional.

La figura 5.6 detalla la dispersión de puntos para la relación de magnitudes, entre las reportadas por el Servicio Sismológico Nacional y las obtenidas en este proyecto. Para las réplicas del sismo de 20 de marzo de 2012, y como estos puntos se comportan con respecto a una relación lineal establecida con una recta negra.

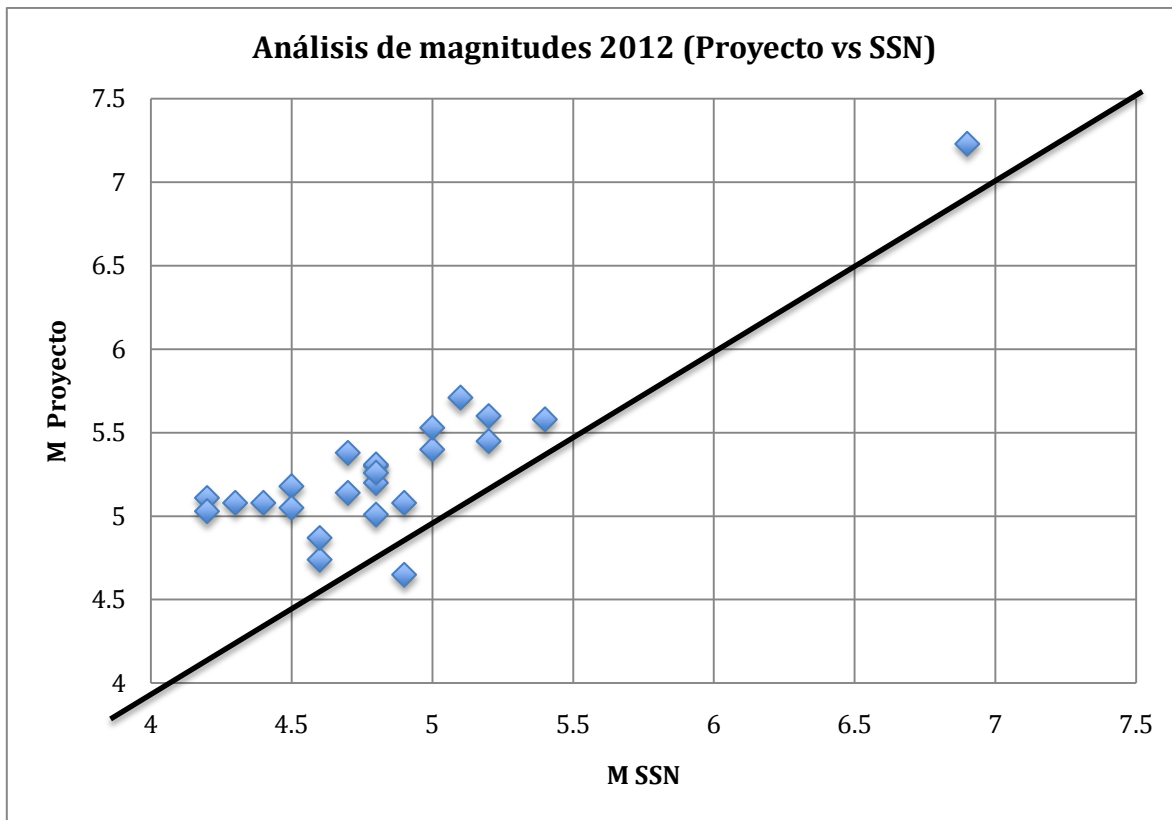


Figura 5.7 Relación de magnitudes reportada por SSN (horizontal) y por este proyecto (vertical), para las réplicas del sismo de 20 de marzo de 2012. Recta negra representa el comportamiento lineal en el cual ambas magnitudes son iguales.

El comportamiento esperado se repite, las magnitudes reportadas por el SSN son significativamente menores que las obtenidas en este proyecto. Un total de 18 eventos con magnitudes subestimadas, con una diferencia máxima entre magnitudes de 0.7. Se observan 3 eventos cercanos a la recta, con diferencias mínimas en magnitudes, y un evento donde la magnitud calculada por el SSN es mayor que la mostrada en esta tesis, con una diferencia de 0.2. Se identifica por la tendencia de los puntos sobre la recta, que la convergencia del método para el calculo de magnitud de forma correcta está limitado a magnitudes mayores a $M=4.5$.

5.3 RELACIÓN DE AJUSTE ENTRE SISMOGRAMAS.

Se presentan a continuación algunos ejemplos de la superposición de sismogramas sintéticos y sismogramas observados (Figura 5.8). Esto para mostrar algunos casos en los que consideramos haber calculado una buena solución y los casos en que consideramos que la solución no es buena.

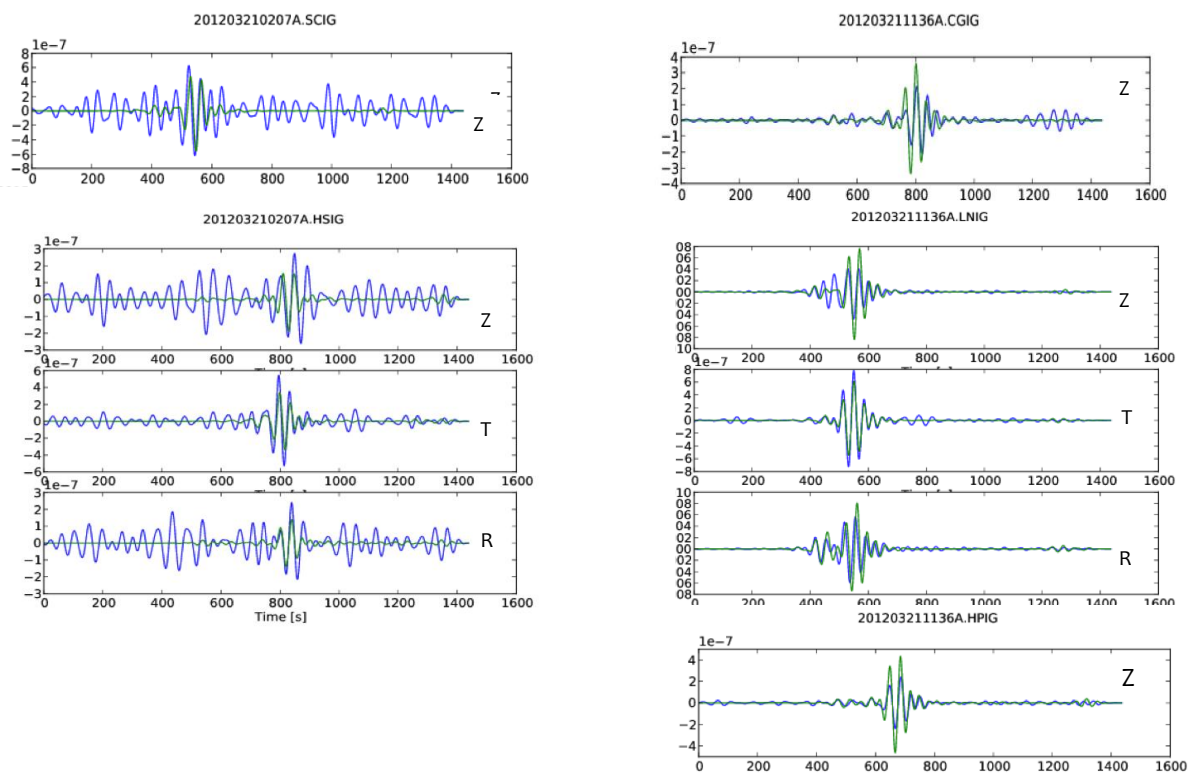


Figura 5.8 a) Superposición de sismogramas sintéticos (verde) y sismogramas observados (azul) para algunas de las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012 en Ometepe-Pinotepa Nacional. Se muestra el buen ajuste entre señales lo que permite suponer que el tensor calculado en este proyecto es una buena solución a la fuente sísmica. Se presentan para cada registro, la componente, el nombre del evento y la estación sismológica de registro.

En la figura anterior (Fig. 5.8a) se muestra el análisis de desajuste entre señales sintéticas y señales observadas para dos eventos específicos. Para el evento de la izquierda se puede observar la cantidad de ruido que un contiene el tren de ondas, por la cercanía en tiempo al evento principal. Esto lo mencionamos en la sección anterior al discutir el por que de las buenas y malas soluciones.

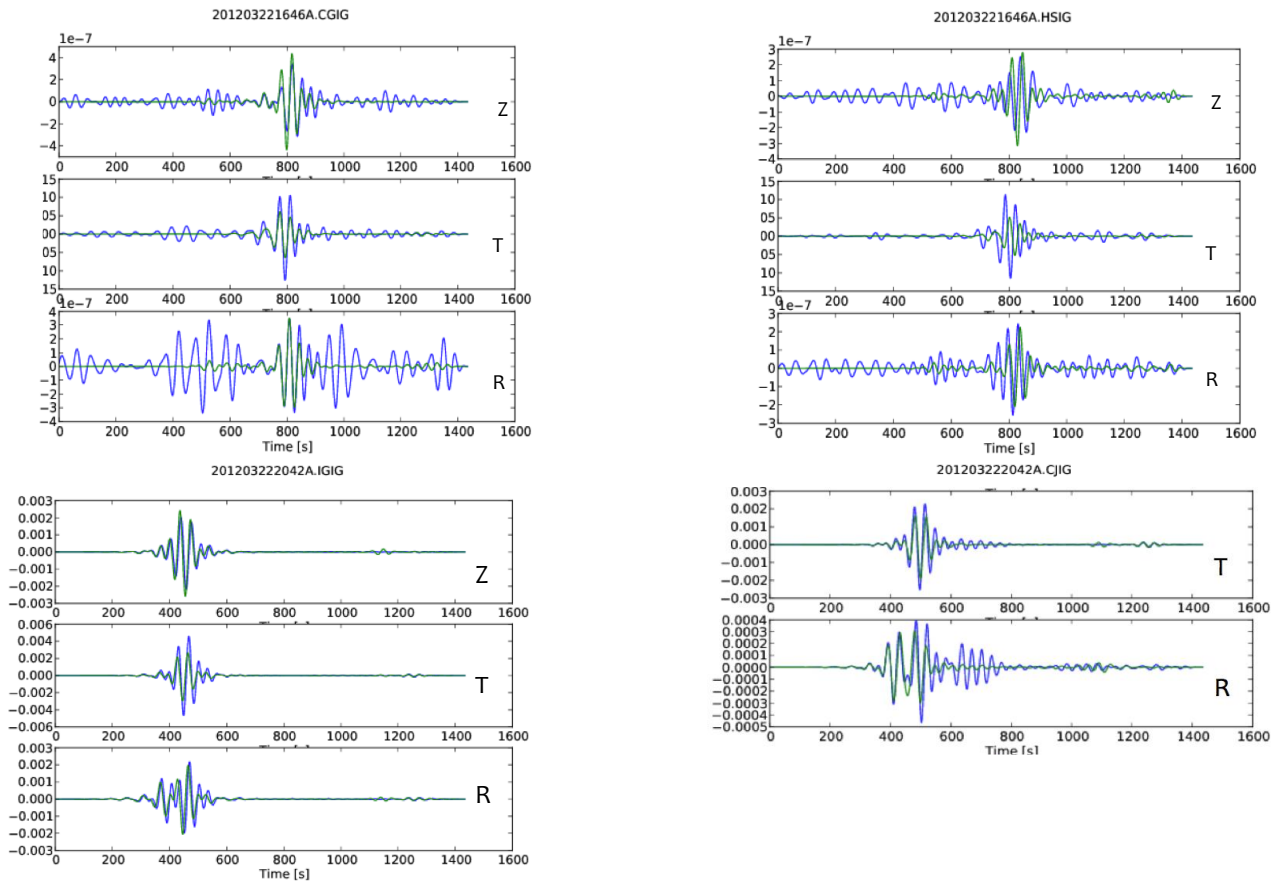


Figura 5.8 b) Superposición de sismogramas sintéticos (verde) y sismogramas observados (azul) para algunas de las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012 en Ometepe-Pinotepa Nacional.

Podemos observar como el ajuste entre señales no solo depende de un buen modelo de velocidades, sino de la calidad de los datos observados. Para el evento de la izquierda en la estación IGIG, hay un muy buen acoplamiento entre señales y no se observa casi nada de ruido para dicha estación. En las imágenes podemos observar diferencias entre los sintéticos y los observados, pero solo nos interesa que existan coincidencias para las ventanas de tiempo que vamos a tomar en la inversión y no para la forma de onda completa.

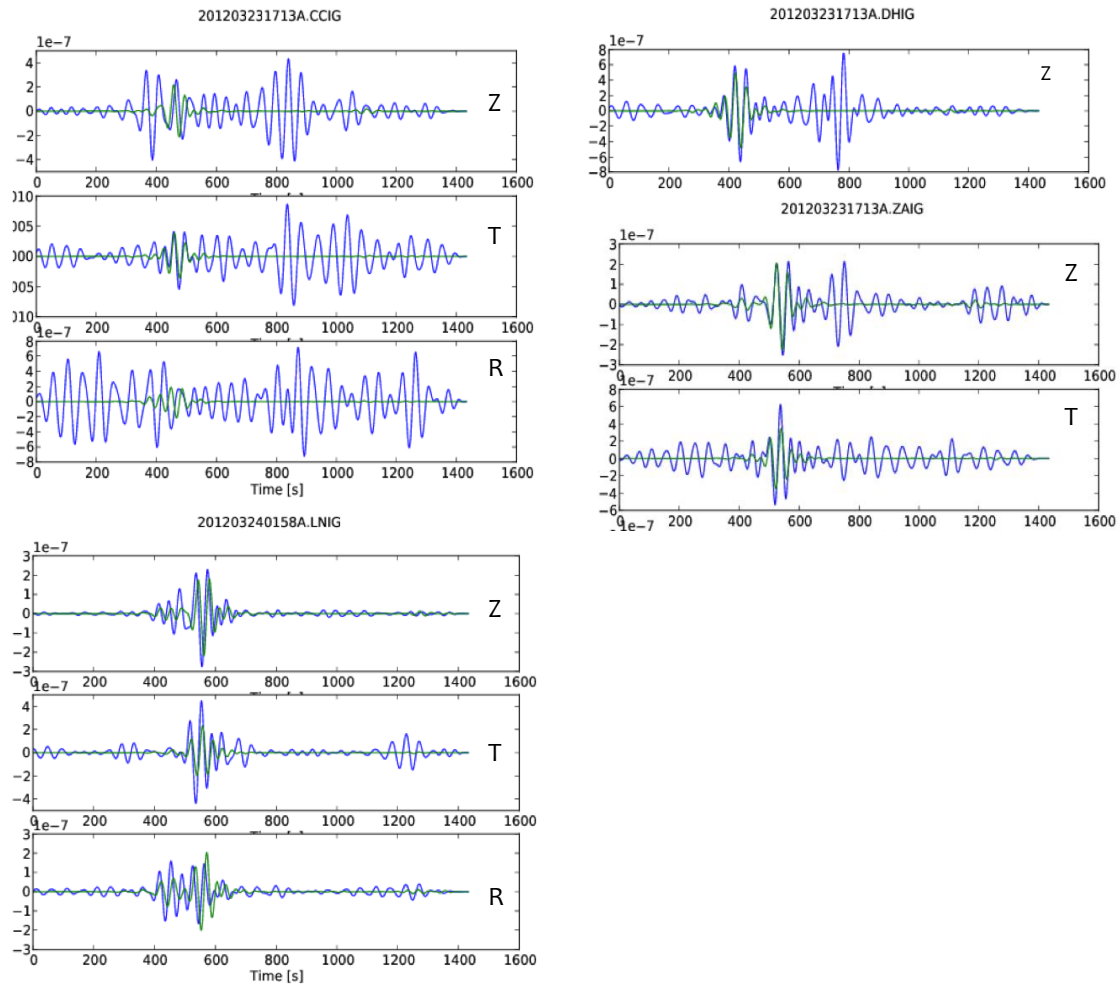


Figura 5.8 c) Superposición de sismogramas sintéticos (verde) y sismogramas observados (azul) para algunas de las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012 en Ometepe-Pinotepe Nacional.

Se distingue el buen ajuste de datos observados y datos sintéticos para ambos eventos presentados. Se observa una cantidad de ruido importante en el evento del 23 de marzo (superior), para las tres estaciones presentadas, pero de igual forma la reproducción de la forma de onda es adecuada y ajuste correctamente a la forma de onda observada, por lo cual concluimos en una buena solución del tensor.

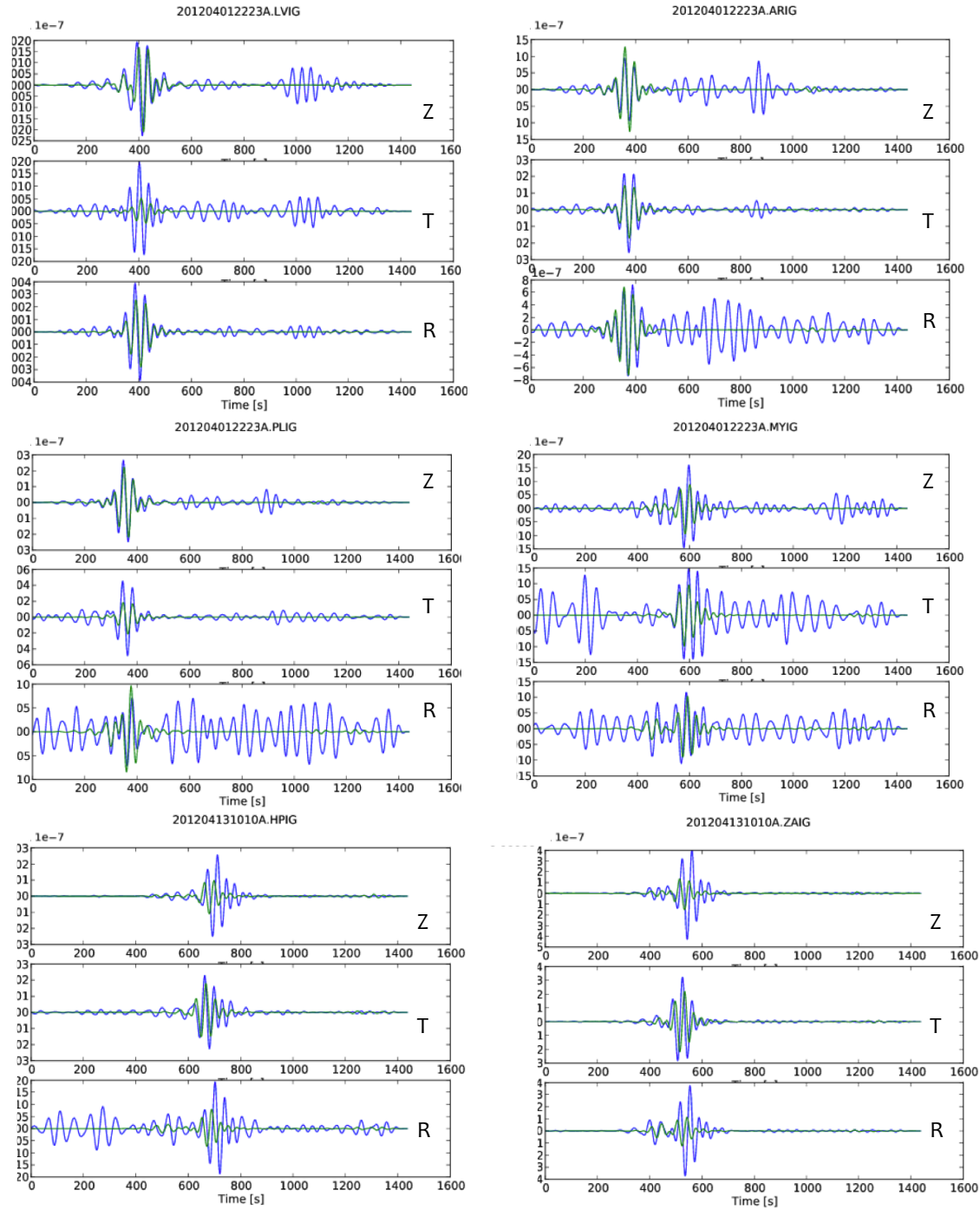


Figura 5.8 c) Superposición de sismogramas sintéticos (verde) y sismogramas observados (azul) para algunas de las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012 en Ometepec-Pinotepa Nacional.

En estos casos en particular presentados en la figura anterior, podemos observar como para un mismo evento, el ruido sísmico presente varía entre una estación y otra. Asimismo podemos identificar que el ruido se acentúa de forma diferente en cada una de las componentes. Consideramos estos eventos como buenas soluciones del tensor porque el ajuste de la forma de onda superficial es óptimo en todos los casos presentados, así como un nivel de ruido moderado.

En contra parte con los sismogramas mostrados anteriormente, ahora presentamos algunos ejemplos de la superposición de sismogramas observados y sintéticos de aquellos eventos que consideramos una mala solución del tensor, por poseer un mal ajuste entre las señales.

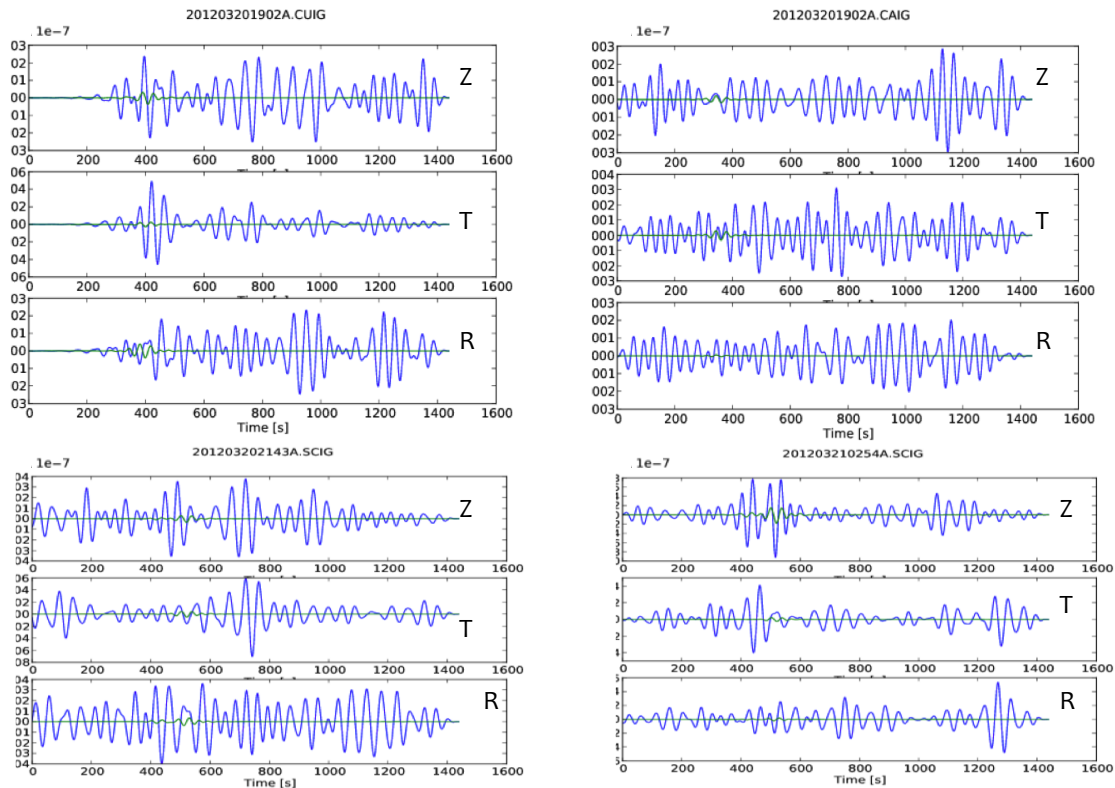


Figura 5.9 a) Superposición de sismogramas sintéticos (verde) y sismogramas observados (azul) para algunos de los eventos sísmicos analizados como réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012 en Ometepe, Guerrero. Se muestra el desajuste importante entre señales, y una mala representación de la forma de onda, lo que permite suponer que el tensor calculado en este proyecto es una solución errónea a la fuente sísmica. Se presentan para cada registro, la componente, el nombre del evento y la estación sismológica de registro.

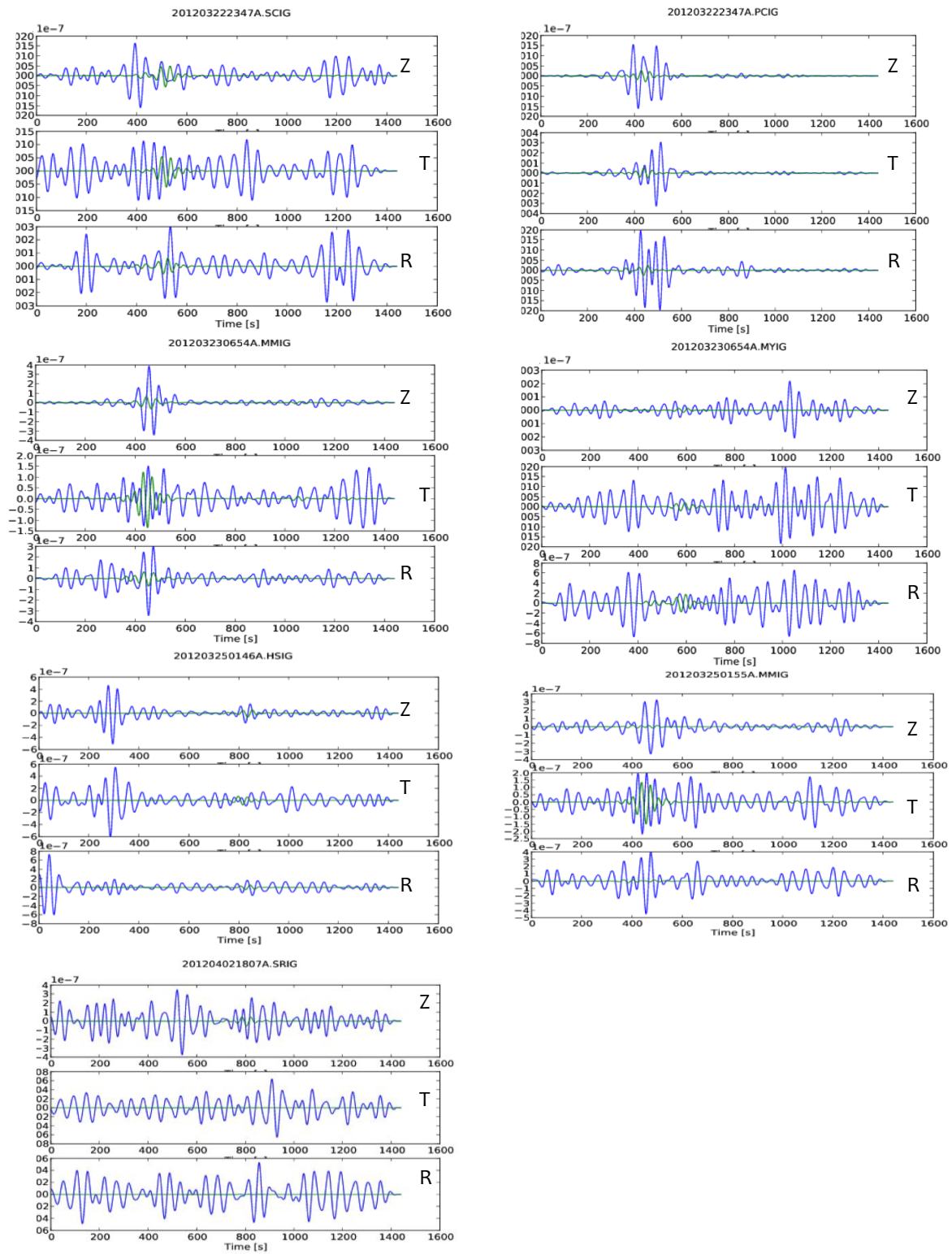


Figura 5.9 b) Superposición de sismogramas sintéticos (verde) y sismogramas observados (azul) para algunos de los eventos sísmicos analizados como réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012 en Ometepec, Guerrero.

Se puede observar en los eventos presentados, el predominio del ruido sísmico sobre la forma de onda de las señales observadas. De esta forma la señal sintética es incapaz de reproducir la forma de onda adecuada que se ajuste a los datos observados. Es importante destacar que como ya hemos mencionado los detalles de las ventanas fijas, esta cantidad de ruido introduce información que no representa a la estructura de velocidades ni a la fuente sísmica, dentro del proceso de inversión. Esta problemática de no poder decidir entre las señales buenas y malas para la inversión, genera desajustes importantes que tienden nuestra solución a mecanismos focales erróneos.

CAPÍTULO 6.

Conclusiones.

El método de inversión implementado en esta tesis, demuestra ser, bajo ciertas condiciones, un método adecuado para el cálculo de los parámetros de la fuente en sismos de magnitud moderada. En esta tesis se logró obtener un buen ajuste entre señales sintéticas y observadas y por consiguiente una buena solución del tensor de momento sísmico para sismos de al menos $M_w=4.6$. El método es eficiente siempre y cuando se cuente con un modelo de velocidades que reproduzca óptimamente las heterogeneidades del medio.

Los sismos pequeños son susceptibles a las heterogeneidades menores del medio. Para satisfacer estas heterogeneidades, en esta tesis utilizamos un algoritmo de propagación de ondas en tres dimensiones, de elementos espectrales. Este método logra una reproducción de la forma de onda con mayor exactitud que un modelo unidimensional y permite considerar factores y propiedades en el medio que un modelo unidimensional no puede. Por lo cual, un modelo de propagación en tres dimensiones ha demostrado solucionar eficientemente el problema de reproducir formas de onda a periodos intermedios, por sobre un modelo unidimensional para eventos regionales. De igual manera, poseer un modelo de mayor detalle en las estructuras de la corteza puede ampliar el rango de periodos que se pueden modelar, y obtener por consiguiente un mejor ajuste entre las señales sintéticas y observadas. Tener un modelo con mayor detalle podría incrementar el intervalo de magnitudes en el cual el método de inversión es eficiente.

Para obtener una inversión de buena calidad no solo es necesario un modelo óptimo de velocidades, sino poseer datos de buena calidad para poder utilizar en la inversión. A lo largo de este proyecto se presentaron diferentes dificultades y complejidades del problema que tendieron algunos resultados a una solución equivocada. Los factores que afectaron la solución fueron un mal ajuste entre las

señales sintéticas y las señales observadas a periodos muy cortos, generado por un mal modelado de la forma de onda, afectado por la cantidad predominante de ruido en los datos observados. Es importante señalar que para el caso de las réplicas de 2012, eran sismos focalizados en la misma región y por ser sismos pequeños no logran excitar ondas completamente en otras zonas del país donde las estaciones sismológicas son muy lejanas del hipocentro. Por este motivo es importante tener una densidad de estaciones grande en todo el territorio nacional. Esto permitirá que los datos en conjunto tengan una cobertura amplia del campo de desplazamiento de las ondas sísmicas para el evento sísmico en cuestión. De esta forma se podrá utilizar información en la inversión que sea de calidad y represente adecuadamente los factores que definen la forma de onda. Dado que los sismos pequeños no excitan ondas a grandes periodos y distancias, es necesario que las estaciones sismológicas estén ubicadas en lugares donde la cantidad de ruido sísmico sea lo menor posible, puesto que la cantidad de ruido puede opacar la forma de onda de un sismo pequeño. Estaciones como Linares (LNIG) siempre presentó un ajuste óptimo de sismogramas y una cantidad de ruido muy baja, con una señal observada muy limpia. Sin embargo se presentaron estaciones donde el ruido estuvo presente en todos los eventos y esto opaca la forma de onda que deseamos modelar. Entre más estaciones se tengan cercanas a la fuente, y los datos sean buena calidad, mejorará la solución del tensor en la inversión.

Para mejorar las soluciones presentadas en esta tesis para las réplicas del sismo del 20 de marzo de 2012, se podría implementar un sistema de ventaneo interactivo, que permita al usuario entre otras opciones, elegir y discriminar entre las señales que a su criterio sean buenas y las que sean malas. De igual forma las soluciones se verían mejoradas si se diera un tratamiento diferente a las señales sísmicas según su comportamiento. El método de inversión expuesto en este trabajo sería optimizado si se modelaran no solo ondas de superficie como lo hicimos en este caso, sino también ondas de cuerpo como hicieron Dreger y Helmberger (1993), así podríamos destinar diferentes pesos a los diferentes tipos de ondas modeladas y tratar las señales en forma distinta. Esto nos proporcionaría mayor información sobre la forma de onda para ingresar al proceso de inversión, mejorando la solución final.

Es importante destacar de forma concreta, el cumplimiento de los objetivos planteados en el inicio de este trabajo. Probamos la eficiencia del método propuesto y demostramos que el método converge a una buena solución, para los sismos más

grandes de $M_w = 5.0$ ocurridos en nuestro país. Aclaramos que la calidad de la solución mantiene dependencia directa de la calidad de los datos usados y del modelo de velocidades empleado, como explicamos anteriormente. Obtuvimos mecanismos focales similares en comportamiento a los reportados por Global CMT, y como se explicó en el capítulo de discusiones, es difícil hacer una comparación con los reportes del Servicio Sismológico Nacional por no tener un parámetro que los iguale en circunstancias. Pero se presentaron de igual forma aquellos resultados que con nuestro criterio son buenos y, distinguiendo de los que consideramos malos. Esta metodología puede ser mejorada y así obtener mejores resultados, si los factores que se integran en el proceso de inversión, son solventados adecuadamente; Por ejemplo, el implementar un modelo de velocidades de mayor detalle, para una mejor representación de la forma de onda y estaciones que registren datos con nivel bajo de ruido para facilitar el ajuste entre los sismogramas.

Referencias.

Aki, K. (1966) . Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964: Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy and stress drop from the G wave spectra, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 44, pp. 73-88.

Aki, K., y Richards, P. G. (1980). Quantitative Seismology: theory and methods, University Science Books, Segunda Edición, pp. 703.

Bassin, C., L., Laske, y G. Master, (2000). The current limits of resolution for surface wave tomography in North America, Eos Trans. AGU, Fall Meet. Suppl., 81.

Burridge, y Knopoff (1964). Body force equivalents for seismic dislocations, Bull. Seis. Soc. Am., Vol 54, pp. 1875-1888.

Coutant, O., Virieux, J., y Zollo, A. (1995). Numerical source implementation in a 2D finite difference scheme for wave propagation, Bull. Seis. Soc. Am., Vol. 85, pp. 1507-1512.

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

Dreger, D., y Helmberger, D. (1993). Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data, *J. Geophys. Res.*, Vol. 98, pp. 8107-8125.

Dziewonski, A., Chou, T. -A., Woodhouse, J. H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.* Vol. 86., pp. 2825-2852.

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

Eakins, P. R. (1987) Faults and faulting, C. K., *Encyclopedia of Structural Geology and Plate Tectonics*, Seyfert, Primera Edición, pp. 876.

Ekström, G., Nettles, M., y Dziewonski, A. M. (2012) The global CMT Project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. Elsevier, *Phys. of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 200-201, pp. 1-9.

Fornberg, B. (1998). A practical guide to pseudospectral methods. Cambridge University Press., Primera Edición, pp. 231.

Igel, H., Mora, P., y Riollot, B. (1995). Anisotropic wave propagation through finite-difference grids, *Geophys.* Vol. 60, pp. 1203-1216.

Komatitsch, D., y Tromp, J. (1999). Introduction to the spectral-element method for 3-D seismic wave propagation. *Geophys. J. Int.* Vol. 139, pp. 806-822.

Komatitsch, D., y Tromp, J. (2002a). Spectral-element simulation of global seismic wave propagation: I. Validation, *Geophys. J. Int.* Vol. 149, pp. 390-412.

Komatitsch, D., y Tromp, J. (2002b). Spectral-element simulations of global seismic wave propagation: II. 3-D models, oceans, rotation, and self-gravitation, *Geophys. J. Int.* Vol. 150, pp. 303-318.

Kostoglodov, V., y Pacheco, C. (1999). Cien años de sismicidad en México, Cartel, Instituto de Geofísica, UNAM.

Kustowski, B., Ekström, G., y Dziewonski, A.M., (2008), Anisotropic shear-wave velocity structure of the Earth's mantle: A global model, *J. Geophys. Res.*, Vol. 113, B06306.

Liu, H., y Helmberger, D. (1985). The 23:19 aftershock of the 15 October 1979 Imperial Valley earthquake: More evidence for an asperity, *Bull. Seis. Soc. Am.*, Vol. 75-3, pp. 689-708.

Liu, Q., Polet, J., Komatitsch, D., y Tromp, J. (2004). Spectral-Element Moment Tensor Inversions for Earthquakes in Southern California. Bull. Seis. Soc. Am., Vol 94-5, pp 1748-1761.

Maggi, A., Tape, C., Chen, D., y Tromp, J. (2009). An automated time-window selection algorithm for seismic tomography. Geophys. J. Int. Vol. 178, pp. 257-281.

Singh, S. K., y Suarez, G. (1986) Review of the Seismicity of Mexico with Emphasis on the September 1985, Michoacan Earthquakes, Instituto de Geofísica, UNAM.

Stein S., y Wysession M. (2003). An introduction to seismology, earthquakes, and Earth structure, Blackwell Publishing, Primera Edición, pp. 498.

Apéndice.

I. PARÁMETROS INICIALES SPECFEM3D_GLOBE

Se presenta el archivo que contiene los parámetros iniciales para el algoritmo SPECFEM3D_GLOBE, para propagación de ondas sísmicas en tres dimensiones.

forward or adjoint simulation

SIMULATION_TYPE = 1

NOISE_TOMOGRAPHY = 0 **# flag of noise tomography, three steps (1,2,3). If earthquake simulation, set it to 0.**

SAVE_FORWARD = .false. **# save last frame of forward simulation or not**

number of chunks (1,2,3 or 6)

NCHUNKS = 1

angular width of the first chunk (not used if full sphere with six chunks)

ANGULAR_WIDTH_XI_IN_DEGREES = 40.do **# angular size of a chunk**

ANGULAR_WIDTH_ETA_IN_DEGREES = 40.do

CENTER_LATITUDE_IN_DEGREES = 25.do

CENTER_LONGITUDE_IN_DEGREES = 260.do

GAMMA_ROTATION_AZIMUTH = -20.do

number of elements at the surface along the two sides of the first chunk

(must be multiple of 16 and 8 * multiple of NPROC below)

NEX_XI = 160

NEX_ETA = 160

```

# number of MPI processors along the two sides of the first chunk

NPROC_XI          = 5
NPROC_ETA         = 5

# 1D models with real structure:

# 1D_isotropic_prem, 1D_transversely_isotropic_prem, 1D_iasp91, 1D_1066a, 1D_ak135,
1D_ref, 1D_ref_iso, 1D_jp3d, 1D_sea99

# 1D models with only one fictitious averaged crustal layer:

# 1D_isotropic_prem_onecrust, 1D_transversely_isotropic_prem_onecrust,
1D_iasp91_onecrust, 1D_1066a_onecrust, 1D_ak135_onecrust

# fully 3D models:

# transversely_isotropic_prem_plus_3D_crust_2.0, 3D_anisotropic, 3D_attenuation,

# s2orts, s4orts, s362ani, s362iso, s362wmani, s362ani_prem, s362ani_3DQ,
s362iso_3DQ,

# s2gea, s29ea, sea99_jp3d1994, sea99, jp3d1994, heterogen

# 3D models with 1D crust: append "_1Dcrust" the the 3D model name

#           to take the 1D crustal model from the

#           associated reference model rather than the default 3D crustal model

# e.g. s2orts_1Dcrust, s362ani_1Dcrust, etc.

MODEL             = s362ani

# parameters describing the Earth model

OCEANS            = .true.
ELLIPTICITY       = .true.
TOPOGRAPHY        = .true.
GRAVITY           = .true.
ROTATION          = .true.
ATTENUATION       = .true.

```

```

# absorbing boundary conditions for a regional simulation

ABSORBING_CONDITIONS      = .true.

# record length in minutes

RECORD_LENGTH_IN_MINUTES  = 20.0do

# save AVS or OpenDX movies

#MOVIE_COARSE saves movie only at corners of elements (SURFACE OR VOLUME)

#MOVIE_COARSE does not work with create_movie_AVS_DX

MOVIE_SURFACE              = .false.

MOVIE_VOLUME               = .false.

MOVIE_COARSE               = .false.

NTSTEP_BETWEEN_FRAMES     = 100

HDUR_MOVIE                 = 0.do

# save movie in volume. Will save element if center of element is in prescribed volume

# top/bottom: depth in KM, use MOVIE_TOP = -100 to make sure the surface is stored.

# west/east: longitude, degrees East [-180/180] top/bottom: latitude, degrees North [-90/90]

# start/stop: frames will be stored at MOVIE_START + i*NTSTEP_BETWEEN_FRAMES, where i=(0,1,2..) and i*NTSTEP_BETWEEN_FRAMES <= MOVIE_STOP

# movie_volume_type: 1=strain, 2=time integral of strain, 3= $\mu$ *time integral of strain

# type 4 saves the trace and deviatoric stress in the whole volume, 5=displacement, 6=velocity

MOVIE_VOLUME_TYPE          = 2

MOVIE_TOP_KM               = -100.0

MOVIE_BOTTOM_KM            = 1000.0

MOVIE_WEST_DEG             = -90.0

```



```

MOVIE_EAST_DEG      = 90.0
MOVIE_NORTH_DEG     = 90.0
MOVIE_SOUTH_DEG     = -90.0
MOVIE_START         = 0
MOVIE_STOP          = 40000

# save mesh files to check the mesh

SAVE_MESH_FILES      = .false.

# restart files (number of runs can be 1, 2 or 3, choose 1 for no restart files)

NUMBER_OF_RUNS       = 1
NUMBER_OF_THIS_RUN   = 1

# path to store the local database files on each node

LOCAL_PATH           = /state/partition1/vala/DATABASES_MPL.20335

# interval at which we output time step info and max of norm of displacement

NTSTEP_BETWEEN_OUTPUT_INFO = 1000

# interval in time steps for temporary writing of seismograms

NTSTEP_BETWEEN_OUTPUT_SEISMOS = 5000000
NTSTEP_BETWEEN_READ_ADJSRC   = 1000

# output format for the seismograms (one can use either or all of the three formats)

OUTPUT_SEISMOS_ASCII_TEXT   = .false.
OUTPUT_SEISMOS_SAC_ALPHANUM = .false.
OUTPUT_SEISMOS_SAC_BINARY   = .true.

# rotate seismograms to Radial-Transverse-Z or use default North-East-Z reference frame

ROTATE_SEISMOGRAMS_RT      = .false.

# decide if master process writes all the seismograms or if all processes do it in parallel

```

```
WRITE_SEISMOGRAMS_BY_MASTER = .true.  
  
# save all seismograms in one large combined file instead of one file per seismogram  
# to avoid overloading shared non-local file systems such as GPFS for instance  
  
SAVE_ALL_SEISMOS_IN_ONE_FILE = .false.  
  
USE_BINARY_FOR_LARGE_FILE = .false.  
  
# flag to impose receivers at the surface or allow them to be buried  
  
RECEIVERS_CAN_BE_BURIED = .true.  
  
# print source time function  
  
PRINT_SOURCE_TIME_FUNCTION = .false.
```