



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CAMPO DEL CONOCIMIENTO EN SISMOLOGÍA

ANÁLISIS PARAMÉTRICO DEL TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO REGIONAL EN MÉXICO

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
JOSÉ DANIEL YELA PORTILLA

TUTOR:
DR. JUAN MARTÍN GÓMEZ GONZÁLEZ
(Centro de Geociencias)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:
DRA. SUSANA ALICIA ALANÍZ ÁLVAREZ (CGEO)
DR. VÍCTOR HUGO MÁRQUEZ RAMÍREZ (CGEO)
DR. LUIS QUINTANAR ROBLES (IG)
DR. RAÚL VALENZUELA WONG (IG)

Juriquilla, Querétaro
Noviembre del 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

“Declaro conocer el código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base a las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparece debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales”.

Jose Daniel Yela

UNAM – Dirección General de Bibliotecas

Tesis Digitales

Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©

PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Este trabajo fue desarrollado con el apoyo y bajo la supervisión de mi asesor, el Dr. Juan Martín Gómez González, por lo que los datos y resultados contenidos en este trabajo no podrán ser utilizados o publicados en ningún espacio, foro o revista, sin su autorización y participación.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer en primer lugar a Dios por la oportunidad de realizar mi estudio en esta prestigiosa Universidad, por darme la salud y la capacidad para hoy culminar mi maestría. Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada durante toda mi maestría. A mi tutor, el Dr. Juan Martín Gómez González por toda su colaboración y asesoría para realizar este trabajo. A mi comité tutor conformado por los Doctores Marco Guzmán y Ángel Nieto, cada una de sus recomendaciones impulso mi investigación. Al Dr. Carlos Mendoza y a la Maestra Rosario Martínez, por todos sus consejos y apoyo académico. Al Dr. Luis Quintanar por la proporción de datos y el apoyo económico al final de mi maestría. A la red sismológica del valle de México y al Servicio Sismológicos Nacional de México por la proporción libre de datos. Al Dr. Jiri Zaharadnick, a Efthimios Sokos y al observatorio sismológico de la Universidad de Atenas, Grecia, por la proporción del Software y el asesoramiento constante en su manejo. A toda mi familia en especial a mi madre Juana Edith Portilla por todo su apoyo, por sus oraciones y por hacerme la persona que soy hoy en día. A María José Ramos Salinas y a toda su familia por abrirme las puertas de su casa y de su corazón. Agradezco el apoyo del proyecto PAPIIT IN110415 que me facilitó el desarrollo de este trabajo de tesis. Mi más sentido agradecimiento al Centro de Geociencias por ayudarme a crecer y fortalecer mi formación académica. Finalmente agradezco a mis amigos de la vida especialmente a Víctor Buesaquillo y a mis compañeros del CGEO en especial a Mauricio Arboleda, Diego y Alejandro es bueno saber que tengo tan buenos amigos. Gracias a todos, sin ustedes hubiera sido imposible conseguir esta meta.

CONTENIDO

CAPÍTULO 1	13
INTRODUCCIÓN.....	13
OBJETIVOS	17
JUSTIFICACIÓN.....	18
CAPÍTULO 2	19
GENERALIDADES DE LA SISMOTECTÓNICA EN MÉXICO	19
2.1 INTERACCIÓN COCOS-NORTEAMÉRICA-CARIBE	20
2.2 INTERACCIÓN COCOS-RIVERA-NORTEAMÉRICA	20
2.3 INTERACCIÓN PACÍFICO – NORTEAMÉRICA.....	22
2.4 SISMICIDAD INTRAPLACA EN MÉXICO	24
2.5 BLOQUE DE JALISCO.....	25
2.5.1 <i>Rift de Tepic-Zacoalco</i>	27
2.5.2 <i>Rift de Colima</i>	28
2.5.3 <i>Rift de Chapala</i>	28
CAPÍTULO 3	30
MARCO TEÓRICO	30
3.1 FUNCIONES DE GREEN	30
3.2 TEOREMA DE REPRESENTACIÓN.....	32
3.3 MÉTODO DE BOUCHON PARA EL CÁLCULO DE LAS FUNCIONES DE GREEN.....	33
3.4 TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO	35
3.5 REPRESENTACIÓN Y DESCOMPOSICIÓN DEL TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO	37
3.6 PARÁMETROS DE INCERTIDUMBRE	39
3.6.1 <i>Relación señal-ruido</i>	40
3.6.2 <i>Reducción de varianza</i>	40
3.6.3 <i>Número Condición</i>	41
3.6.4 <i>Factor de variabilidad del mecanismo focal</i>	42
3.6.5 <i>Índice de variabilidad espacio temporal del mecanismo focal</i>	42
CAPÍTULO 4	44
METODOLOGÍA	44
4.1 SELECCIÓN DE EVENTOS Y REVISIÓN DE ESTACIONES.....	44
4.2 PREPROCESAMIENTO DE LAS SEÑALES.....	47
4.3 CÁLCULO DE LAS FUNCIONES DE GREEN E INVERSIÓN DE LAS SEÑALES.....	48
CAPÍTULO 5	53
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	53
5.1 EVENTOS INVERTIDOS EN ESTE TRABAJO	54
5.2 CASOS DE ESTUDIO MÁS SOBRESALIENTES	56
5.1 CASO DE ESTUDIO 1: SISMO DE LA ISLA DE LEFKADA GRECIA DE MW 6.2 DEL 17 DE NOVIEMBRE DE 2015...56	
5.2 <i>Caso de estudio: Sismo de Jalisco de Mw 5.2 del 13/08/2006</i>	63
5.3 <i>Caso de estudio: Sismo de Chiapas de Mw 6.1 del 23/09/2017</i>	79
5.3 POSIBLES ESTACIONES DEL SSN CONTAMINADAS CON “TILTLIKES”	89
CAPÍTULO 6	92

CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS	92
BIBLIOGRAFÍA	97
APÉNDICE A	107
SOLICITUD DE DATOS EN IRIS	107
APÉNDICE B	111
<i>B.1. Caso de estudio: Sismo de Guadalajara ocurrido el 24 Junio de 2007 (GMT 07:10:02 Mw 3.3)</i>	111
<i>B.2 Caso de estudio: Sismos del Bloque Jalisco del 31/08/2015 (06:47:40 UTC, Mw3.9) y el 29/04/2017 (12:41:18 UTC, Mw3.9)</i>	112
<i>B.3 Caso de estudio: Sismos del Bloque Jalisco del 31/08/2015 (06:47:40 UTC, Mw3.9) y el 29/04/2017 (12:41:18 UTC, Mw3.9)</i>	115
<i>B.4 Caso de estudio: Sismos del Bloque Jalisco del 31/08/2015 (06:47:40 UTC, Mw3.9) y el 29/04/2017 (12:41:18 UTC, Mw3.9)</i>	116

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1. Actividad placas tectónicas en México. Tomado de Kostoglodov et al., 1999.</i>	19
<i>Figura 2. Mapa tectónico del Bloque de Jalisco (BJ). Se indican las principales características tectónicas; Graben el Gordo (EGG), Rift de Colima (SCR), Rift de Chapala, Rift de Tepic-Zacoalco, Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB) (Bandy et al., 2001), Trinchera Mesoamericana (MAT). Los números azules indican los centros volcánicos de la región. Las líneas punteadas representan fallas cartografiadas. Los cuadros rojos indican posiciones de las estaciones de MARS, (modificado de Yang et al., 2009).</i>	26
<i>Figura 3. Mapa tectónico de la región del oeste de México. Se observan las principales características tectónicas, la Zona de Fracturas de Tamayo (TZF), Zona de fracturas de Rivera (RFZ), Cresta de Pacífico-Cocos (EPR), Graben el Gordo (GEG), Graben de Colima, Graben de Chapala, Graben de Tepic-Zacoalco (modificada de Rutz-López y Núñez-Cornú 2004).</i>	27
<i>Figura 4. Los nueve posibles pares de fuerza, requeridos para representar fuerzas equivalentes (tomado de Aki y Richards, 1980).</i>	36
<i>Figura 5. Algunos tensores de momento y sus mecanismos focales asociados. La primera fila de izquierda a derecha representa una explosión y una implosión. Las 3 posteriores filas expresan mecanismos de doble par, mientras que las 2 últimas filas muestran componentes CLVD (tomado de Stein y Wysession, 2003).</i>	39
<i>Figura 6. Señal observada para un evento de Jalisco ocurrido el 29/04/2017 y registrado en la estación MA01 de la red temporal MARS.</i>	45
<i>Figura 7. Perturbación transitoria de largo periodo ("ratón") encontrada en la estación MA01 del evento ocurrido el 29/04/2007.</i>	45
<i>Figura 8. Respuesta instrumental correspondiente a la estación CAIG perteneciente al SSN.</i>	49
<i>Figura 9. Secciones transversales verticales del modelo de velocidad para ondas de corte y la correspondiente localización de cada uno de los perfiles realizados sobre el mapa de México. Resultado de un estudio tomográfico de tomografía 3D (modificado de Spica et al., 2016).</i>	50
<i>Figura 10. Interfaz gráfica de usuario del programa TomoMexWin. Software producido por Spica et al., 2016.</i>	51
<i>Figura 11. Mecanismos focales obtenidos en este trabajo mediante el cálculo del TMSR. El tamaño de las pelotas de playa se asocia a la magnitud del evento.</i>	53
<i>Figura 12. Epicentro del sismo de la Isla de Lefkada, Grecia del 17/11/2015 (estrella azul) y distribución de las estaciones sismológicas utilizadas en las inversión de este sismo (triángulos rojos).</i>	57
<i>Figura 13. Ajuste de sismogramas sintéticos y observados para el sismo de Grecia del 17/11/2015. En color negro se tiene el sismograma observado y en rojo la forma de onda sintética. Los valores en azul representan la reducción de varianza entre los sismogramas.</i>	58
<i>Figura 14. Solución para el primer subevento correspondiente al sismo de Grecia del 17/11/2017 obtenido en este trabajo.</i>	59
<i>Figura 15. Solución para el segundo subevento correspondiente al sismo de Grecia del 17/11/2017 obtenido en este trabajo.</i>	60
<i>Figura 16. Mecanismos focales asociados a la sismicidad histórica más relevante a lo largo de los segmentos de Lefkada y Cephalonia de la zona de fallas transformantes de Cephalonia. Las pelotas de playa en rojo muestran las dos soluciones asociadas al sismo del 17/11/2015 (tomado de Sokos et al., 2016).</i>	62
<i>Figura 17. Ajuste de sismogramas sintéticos y observados. En negro se muestran los sismogramas observados y en rojos los observados. Los valores en azul representa la correlación entre ellos.</i>	64
<i>Figura 18. Ajuste de sismogramas sintéticos y observador. En negro se muestran los sismogramas observados y en rojos los observados. Los valores en azul representa la correlación entre ellos.</i>	65
<i>Figura 19. Solución del Tensor de momento sísmico obtenido en este trabajo con el uso de ISOLA. En la superior izquierda se muestra el mecanismo focal incluyendo su contribución de CLVD, En la parte inferior izquierda se grafica las estaciones utilizadas en la inversión y el mecanismo focal con un porcentaje de 100% doble par. A la derecha de la imagen el resultado del tensor de momento.</i>	66

Figura 20. Solución del Tensor de momento sísmico del sismo de Jalisco del 13/08/2006 obtenido por la agencia internacional Global CMT.	67
Figura 21. Epicentro del sismo de Jalisco del 13/08/2006. Los cuadros verdes representan las estaciones sismológicas de red temporal MARS utilizadas en la inversión.....	68
Figura 22. Ajuste de sismogramas sintéticos y observados. En negro se muestran los datos observados y en rojo los sintéticos. El valor en azul corresponde a la correlación entre ellos.	70
Figura 23. Solución del tensor de momento sísmico de Jalisco del 13/08/2006 obtenido con estaciones ubicadas al NW del epicentro.	71
Figura 24. Epicentro del sismo de Jalisco del 13/08/2006 y las estaciones utilizadas en la inversión del TMSR calculado en este trabajo.	72
Figura 25. Solución del TMSR del sismo de Jalisco del 13/08/2006 obtenida en este trabajo mediante el uso de 6 estaciones.	73
Figura 26. Ajuste de sismogramas del sismo del 13/08/2006 utilizando 2 estaciones.	74
Figura 27. Resultado del TMSR del sismo del 13/08/2006 utilizando 2 estaciones.	75
Figura 28. Ajuste de sismogramas para el sismo del 13/08/2006 utilizando 2 estaciones (MA48 y MA31).	76
Figura 29. Solución del TMSR para el sismo del 13/08/2006 utilizando 2 estaciones (MA48 y MA31).	76
Figura 30. Ajuste de sismogramas para el sismo del 13/08/2006 utilizando sólo 1 estación (MA48).....	77
Figura 32. Ajuste de sismogramas sintéticos y observados para la estación MA01. En rojo se muestran los datos sintéticos y en negro los observados.....	78
Figura 31. Solución del TMSR para el sismo del 13/08/2006 utilizando una sola estación (MA48).	78
Figura 33. Resultado del TMSR utilizando 1 sola estación (MA01).	79
Figura 34. Localización epicentral del sismo de Chiapas del 23/09/2017. Las estaciones disponibles para la inversión se representan con triángulos rojos.	80
Figura 35. Búsqueda y correlación de la fuente bajo el epicentro del sismo de Chiapas del 23/09/2017. Se muestra también el porcentaje de doble par para cada profundidad.	80
Figura 36. Búsqueda de fuente en un plano horizontal a una profundidad fija de 7 km para el sismo del 23/09/2017. El mecanismo dentro de la estrella representa la posición epicentral inicial tomada del SSN, mientras que la pelota de playa (número 26) representa la relocalización del evento realizada en este trabajo mediante el uso de ISOLA.....	81
Figura 37. Solución del TMSR para el sismo del 23/09/2017 utilizando 3 estaciones sismológicas (HLIG, TOIG y PCIG).	82
Figura 39. Tensor de momento calculado por la agencia internacional USGS para el sismo del 23/09/2017.	84
Figura 38. Tensor de momento obtenido por la agencia internacional Global CMT para el sismo del 23/09/2017.	84
Figura 40. Localización reportada por el SSN para el sismo de Chiapas del 23/09/2017 (GMT 07:53:04, Mw6.1).....	85
Figura 41. Ajuste de sismogramas sintéticos y observados calculados en este trabajo para el sismo de Chiapas del 23/09/2018 utilizando 3 estaciones (PCIG, TOIG y HLIG).....	85
Figura 42. Componentes de la Señal de la estación sismológica TGIG del evento del 23/09/2017 antes de ser integrada.	86
Figura 43. Formas de onda correspondiente a las 3 componentes de la estación TGIG para el evento de Chiapas del 23/09/2017 después de ser integrada.	87
Figura 44. Jackknifing llevado a cabo por ISOLA para evaluar la estabilidad del TMSR para el sismo del 23/09/2017.	88
Figura 45. Correlación del mecanismo focal obtenido en este trabajo para el sismo del 23/09/2017 con las características geológicas de la región. Cartas geológico-mineras Minatitlán E15-7 y Juchitán E15-10 D15-1 del SGM (modificado de Aguilera-Martínez et al., 2000 y Martínez-Amador et al., 2000.	89
Figura 46. Selección de estaciones con WILBER3.	107
Figura 47. Selección en IRIS de la pestaña "by Network".....	108
Figura 48. Llenado de formato BREQ-FAST en IRIS.	109
Figura 49. Conversión de formato seed a sac, mediante la herramienta rdseed en Linux.	110
Figura 50. Solución del TMSR obtenida en este trabajo para el sismo de Guadalajara del 24/06/2006.	111

<i>Figura 51. Solución del TMSR obtenida en este trabajo para el sismo de Jalisco del 31/08/2015.</i>	<i>112</i>
<i>Figura 52. Solución del TMSR obtenido en este trabajo para el sismo de Jalisco ocurrido el 29/04/2017.</i>	<i>113</i>
<i>Figura 53. Correlación de los mecanismos focales correspondientes a los sismos del 31/08/2017 y 29/04/2015 con la geología de la zona. Carta Geológica-minera Minatitlán E13-B33 (modificado de Munguía-Rojas y Barrios-Rodríguez, 2002).....</i>	<i>114</i>
<i>Figura 54. Correlación de los mecanismos focales correspondiente a los sismos de 29/04/2017 y 31/08/2015 obtenidos en este trabajo con la topografía de la zona (modificado de Google Earth).</i>	<i>115</i>
<i>Figura 55. Solución del TMSR obtenida en este trabajo para el sismo ocurrido a las afueras del BJ el 07/06/2016.</i>	<i>116</i>
<i>Figura 56. Solución del TMSR obtenida en este trabajo para el sismo de Guerrero del 16/05/2018.</i>	<i>117</i>
<i>Figura 57. Búsqueda y correlación de la fuente bajo el epicentro para el sismo de Guerrero del 16/05/2018.</i>	<i>118</i>
<i>Figura 58. Búsqueda y correlación de la fuente en un plano horizontal a la profundidad de 50 km. Se observa que tanto la localización inicial (tomada del SSN) y la obtenida en este trabajo, coinciden en el lugar de la fuente de prueba número 13.</i>	<i>118</i>

ÍNDICE DE TABLAS

<i>Tabla 1. Parámetros analizados en el cálculo del TMSR ordenados según su prioridad</i>	43
<i>Tabla 2. Descripción instrumental de los sismómetros de la red del SSN</i>	48
<i>Tabla 3. Eventos invertidos con éxito en este trabajo</i>	54
<i>Tabla 4. TMSR obtenidos en este trabajo mediante la herramienta ISOLA</i>	55
<i>Tabla 5. Modelo de corteza sismo Grecia</i>	60
<i>Tabla 6. Modelo de corteza sismo de Jalisco</i>	67
<i>Tabla 7. Valores de correlación por estación</i>	72
<i>Tabla 8. Modelo de corteza sismo Chiapas</i>	82
<i>Tabla 9. Eventos invertidos en este trabajo con su conteo de ratones</i>	90

RESUMEN

La inversión del tensor de momento sísmico regional (TMSR) aún es una metodología poco utilizada. Su resolución depende de una buena cobertura de estaciones y de un modelo de velocidades confiable. El modelado de la forma de onda ofrece una buena estimación de la geometría de la estructura sismogénica al aprovechar la mayor parte de la señal sísmica. Este trabajo se enfoca en el cálculo y evaluación de la resolución del TMSR en diferentes ambientes tectónicos. Para ello se analizaron 20 sismos de diferentes magnitudes ($3.2 < M_w < 6.2$) registrados por la red del Servicio Sismológico Nacional, el proyecto temporal Mapping the Rivera Subduction Zone (MARS) y el Servicio Sismológico de la Universidad de Atenas. La mayoría de los eventos ocurrieron en la costa de México, cerca de la trinchera Mesoamericana. En varios casos fue posible asociar el mecanismo focal con las estructuras sismogénicas locales, cuyo mecanismo focal coincide con el estado de esfuerzos regional actual. La inversión se basa en el método de mínimos cuadrados y optimiza el ajuste entre los sismogramas observados y sintéticos. Durante la inversión se utilizaron modelos de corteza derivados de un modelo tomográfico de velocidad 3D, se analizó la influencia de la cobertura y densidad de estaciones, la calidad de las señales y la relación entre la magnitud y la profundidad de la fuente. En la metodología de ISOLA la distancia epicentral es fundamental para determinar el rango de frecuencias invertibles en cada evento. El análisis de varios parámetros estadísticos permite mejorar el ajuste de las señales, reducir la incertidumbre y aumentar la resolución de los resultados. Se identificaron algunas perturbaciones transitorias de largo periodo (*tiltlikes*), las cuales no son identificables a simple vista y contaminan las señales. Estas perturbaciones escondidas son una de las principales causas del fracaso de muchas inversiones, parecen estar relacionadas directamente con la magnitud del evento y son más frecuentes para eventos de magnitud menor a 5. Si bien el TMSR es una herramienta que se usa automática y rutinariamente, varios eventos aún requieren un análisis manual detallado y más cuidadoso para caracterizar la fuente sísmica. El TRMS de ISOLA es una herramienta muy útil para los países latinoamericanos, donde la cantidad y distribución de estaciones es pobre e irregular, lo que hace de la inversión de datos sísmicos un gran reto.

ABSTRACT

The inversion of the regional seismic moment tensor (RSMT) is still a little-used methodology. Its resolution depends on a good coverage of stations and a reliable speed model. Modeling the waveform offers a good estimation of the geometry of the seismogenic structure by taking advantage of most of the seismic signal. This work focuses on the calculation and evaluation of the RSMT resolution in different tectonic environments. For this, 20 earthquakes of different magnitudes ($3.2 < M_w < 6.2$) recorded by the National Seismological Service network, the Mapping the Rivera Subduction Zone (MARS) temporary project and the Seismological Service of the University of Athens were analyzed. Most of the events occurred on the coast of Mexico, near the Mesoamerican trench. In several cases it was possible to associate the focal mechanism with the local seismogenic structures, whose focal mechanism coincides with the current state of regional stresses. The inversion is based on the least squares method and optimizes the fit between the observed and synthetic seismograms. During the inversion, models of crust derived from a 3D velocity tomographic model were used, the influence of the coverage and density of stations, the quality of the signals and the relationship between the magnitude and the depth of the source were analyzed. In the ISOLA methodology, the epicentral distance is fundamental to determine the range of invertible frequencies in each event. The analysis of several statistical parameters allows to improve the fit of the signals, reduce the uncertainty and increase the resolution of the results. Some transitory long-term disturbances ("tiltlikes") were identified, which are not identifiable with the naked eye and contaminate the signals. These hidden disturbances are one of the main causes of the failure of many inversions, they seem to be directly related to the magnitude of the event and are more frequent for events of less than 5 magnitude. Although the RSMT is a tool that is used automatically and routinely, several events still require a detailed and more careful manual analysis to characterize the seismic source. ISOLA's RSMT is a handy tool for Latin American countries, where the quantity and distribution of stations is poor and irregular, which makes the inversion of seismic data a great challenge.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

Para estimar el potencial sísmico de una región es necesario conocer la sismotectónica y geología, para ello se requiere de una buena instrumentación sísmica (sismógrafos, acelerógrafos, Sistemas de Posicionamiento Global, etc.), así como de un análisis adecuado de datos. El registro de datos de la velocidad del suelo se conoce como sismograma y es el resultado de la convolución de la respuesta instrumental, la función fuente y la función del medio por el cual se propaga la onda. Cuantificar dicho potencial implica determinar y caracterizar las estructuras sismogénicas presentes, ello se consigue mediante un análisis espacio-temporal de la sismicidad y una descripción física de las fuentes sísmicas. La caracterización de las estructuras sismogénicas se logra mediante el cálculo del tensor de momento, el cual proporciona el mecanismo focal (orientación espacial, ángulo de buzamiento y deslizamiento de la falla), así como el momento escalar y su distribución temporal.

El cálculo de mecanismos focales no es una tarea fácil, uno de los métodos más utilizados es el de primeros arribos de ondas P (Havskov y Ottemoller, 2010). Omori y Galitzin (1905) fueron de los primeros investigadores en trabajar este tipo de datos. Kawasumi (1937) expuso que el primero en identificar una distribución alternada de las polaridades en cuatro cuadrantes fue Shida en 1917. Por su parte Byerly (1922) fue el primero en implementar el primer método operacional para estudiar la fuente sísmica, el cual ha sido denominado “solución del plano falla”. Dicho método fue simplificado Koning et al. (1942), mediante la introducción de la esfera focal, el cual fue desarrollado por Honda y Ritsema (1950). La esfera focal permite una solución gráfica del problema utilizando proyecciones estereográficas, como las redes (o falsillas) de Wulff o la de Schmidt. Hirasawa (1964) y Aki (1966), obtuvieron la primera solución del plano mediante el uso de los primeros arribos de onda P para el sismo de Niigata de 1964 (Mw6). Aki (1966) analizó ondas registradas a distancias telesísmicas y locales, y obtuvo un mecanismo dip-slip. En su solución encontró varios parámetros de la fuente, como la longitud de la falla, la velocidad de ruptura y la energía liberada (Hirasawa, 1964). Este método gráfico busca distinguir regiones de compresión y dilatación mediante el uso de

los primeros arribos de la onda P (Khatti, 1973; Hermann, 1975). Algunas de sus limitaciones son que pueden existir múltiples planos que separen los cuadrantes de compresión y dilatación (Herrmann, 1975; Havskov y Ottemoler, 2010), ello se dificulta más si la cobertura acimutal de las estaciones es deficiente.

Un método más completo para conocer la geometría de la fuente es el cálculo del “Tensor de Momento Sísmico (TMS)”, el cual también proporciona información sobre el proceso de ruptura y su distribución espacial y temporal (Aki y Richards, 1980; Jost y Herrmann, 1989; Stein y Wyssession, 2003). Esta aproximación física de la fuente sísmica se logra mediante un modelo de fuerzas equivalentes, las cuales corresponden a ecuaciones lineales de onda, y en el que se omiten los efectos no lineales cercanos a la fuente (Geller, 1976; Aki y Richards, 1980; Kennett, 1983; Bullen y Bolt, 1985; Jost y Herrmann, 1989). El TMS asume que no hay cambio neto en el momento angular de una fuente en el interior de la Tierra, por lo tanto el sistema de fuerzas equivalentes ejerce un momento de fuerza cero (Kennett, 2001; Jost y Hermann, 1989). Esta condición se satisface si se describe la fuente en términos de un sistema ponderado para un sistema de fuerzas dipolares puntuales o pares de ellas. A los términos de ponderación se les conoce como las componentes del “Tensor de Momento” M_{ij} de la fuente. Las fuentes de “doble par de fuerzas”, satisfacen la condición de momento no neto definido por la condición de simetría del tensor $M_{ij} = M_{ji}$. La inversión del TMS es una potente herramienta para representar la fuente sísmica como un modelo de fuerzas equivalentes, analizar sus posibles configuraciones en modelos simples del tensor de momentos (isotrópicos, desviatorio o doble par) y describir la variación de las amplitudes de las ondas sísmicas conforme se alejan del hipocentro (Frohlich y Apperson, 1992). El deslizamiento sobre el plano de falla, o en el plano auxiliar, tienen el mismo patrón de radiación sísmica (igual distribución de la energía sísmica liberada para ambos plano (Stein y Wyssession, 2003).

Los primeros trabajos en representar la fuente sísmica a través del TMS fueron los de Kanamori (1971) y Aki (1972). Gilbert (1973), utilizó por primera vez la linealidad entre el tensor de momento y las funciones de Green para realizar la inversión del TMS. Éste se ha estudiado mediante el análisis de oscilaciones libres de la Tierra (Gilbert y Dziewonski, 1975), datos telesísmicos, tanto con ondas de volumen (Stump y Johnson, 1977; Strelitz, 1980; Ward, 1980; Fitch, 1980; Dziewonski et al., 1981; Langston, 1981 y

Sipkin, 1982; Bernard et al., 1997; Ihmlé et al., 1998; Gómez et al., 2000), como con ondas superficiales (Kanamori, 1971; McCowan, 1976, Mendiguren, 1977, Aki y Patton, 1979; Kanamori y Given, 1981, Gómez et al., 1997a, 1997b). Múltiples trabajos se enfocaron en la recuperación de los parámetros de la fuente estudiando sus patrones de ruptura mediante el cálculo del TMS (Barker y Langston, 1981, 1982). Los avances instrumentales han proporcionado datos de mejor calidad, el incremento de estaciones han mejorado la cobertura acimutal provocó que en los últimos 20 años se hayan incrementado los estudios del TMS, especialmente con datos regionales (Pasyanos et al., 1996; Pacheco et al., 1999; Villegas et al., 2015; Sokos et al., 2015).

Al día de hoy se han desarrollado diferentes códigos para la recuperación de parámetros de la fuente. Kikuchi y Kanamori (1982, 1986) desarrollaron un método para determinar patrones de ruptura de fuente mediante una secuencia de subeventos a lo largo del plano de falla. Nabelek (1984), propuso un método iterativo de mínimos cuadrados para el cálculo de los patrones de ruptura de la fuente (Bernard et al., 1997; Ihmlé et al., 1998; Gómez et al., 1997a, 1997b, 2000, 2010). Por su parte, Koyama (1987) usó ondas de cuerpo de periodo largo a distancias telesísmicas para realizar la inversión de la forma de onda. Hirata y Kawasaki (1988) analizaron ondas de cuerpo para terremotos profundos e investigaron el cambio en el mecanismo de falla durante el proceso de ruptura. McCaffrey (1991), invirtió datos telesísmicos para calcular modelos de distribución dip-slip. Dreger y Helmberger (1993) y Ammon (2001) realizaron los primeros trabajos acerca de la inversión de parámetros de la fuente a distancias regionales. Zahradnick et al. (2005) modificaron la metodología de Kikuchi y Kanamori (1993) para realizar análisis regionales. Por su parte Sokos y Zahradnick (2008) dieron un salto cuantitativo mediante la implementación del código ISOLA (“Isolated asperities”; seismology.geology.upatras.gr/isola), el cual se caracteriza por realizar una combinación entre la velocidad efectiva del cálculo computacional (en Fortran), a través de una interfaz gráfica del usuario (GUI, por sus siglas en inglés), y la incorporación del software comercial Matlab (“Matrix Laboratory”; la.mathworks.com). ISOLA contiene una gran cantidad de recursos para el preprocesamiento de señales, eliminación de la respuesta instrumental, conversión de formato para datos de entrada, remuestreo, prueba de filtros, entre otras. También incluye un análisis gráfico para analizar la confiabilidad de los resultados, el cual permite el análisis de incertidumbre a partir de una matriz de

covarianza (Zahradnick y Custodio, 2012). ISOLA es un software libre de fácil manejo, el cual puede ser utilizado para invertir eventos de diferentes magnitudes ($0.3 < M_w < 9$). ISOLA ofrece grandes ventajas en el cálculo del TMSR frente a otros códigos de inversión.

ISOLA es un código de gran potencial para aplicarse en México, ya que son pocos los trabajos realizados sobre el cálculo del TMS regional (Pacheco et al., 1995; Chávez et al., 2003; Rodríguez, 2016) a pesar de ser un país con una gran variedad de zonas tectónicas (Pardo y Suárez, 1995; Molnar y Sykes, 1969; Lonsdale, 1991; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). Estas zonas son sísmicamente importantes en las que han múltiples sismos de diferentes magnitudes y profundidades (Kostoglodov y Pacheco, 1999). Esta complejidad tectónica y sismológica se debe a la interacción de 5 placas tectónicas, principalmente a la subducción de las placas de Cocos y Rivera debajo de la placa de Norteamérica (Nixon, 1982; Mammerickx and Klitgord, 1982; Pardo y Suárez, 1995). La complejidad sismotectónica en México representa una alta vulnerabilidad y riesgo para la población. Entre los ejemplos más connotados está el sismo de Michoacán de 1985 ($M_s 8.1$), el cual ocasionó una cifra aún imprecisa de muertes, la cual oscila entre 4,000 y 50,000, cerca de 30,000 heridos, principalmente en Ciudad de México, y pérdidas económicas de alrededor de 4 millones de dólares Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 2016). Para entender el comportamiento de la sismicidad en México es de vital importancia el registro, procesamiento y análisis de datos sismológicos que lleva a cabo el Servicio Sismológico Nacional de México (SSN). Para ello se requieren herramientas adecuadas de análisis que permitan estimar y entender los diferentes estados de esfuerzos. Una de las alternativas más completas es el cálculo del TMS regional (Pacheco et al., 1995; Rodríguez, 2016).

En este trabajo calculamos el TMSR de 11 sismos de magnitud pequeña e intermedia, mediante el uso del software de inversión ISOLA (Sokos y Zahradnick, 2008), en la mayoría de los casos utilizamos datos sísmicos regionales del SSN. El objetivo principal es determinar los parámetros de la inversión del TMS con mayor confiabilidad, y con ello profundizar en el estudio sismotectónico y el conocimiento de los diferentes estados de esfuerzos del país. Para ello se obtuvieron mecanismos focales más confiables, los cuales permitieron obtener una buena correlación con los esfuerzos tectónicos regionales en los epicentros de inversión. Otra de las aportaciones de este trabajo es la

identificación de algunas estaciones contaminadas por perturbaciones de largo periodo denominadas “tiltlikes” (Zahradnik y Plesinger, 2010), las cuales afectan la inversión del TMSR. Los resultados de este trabajo sugieren revisar con detalle todas las estaciones del SSN para detectar la fuente de perturbación y mejorar la calidad de las soluciones. El incremento de la cantidad de estaciones sísmicas y la mejora en su distribución facilitará la aplicación esta metodología en sismos más pequeños.

OBJETIVOS

- Invertir el TMR de sismos regionales en México.
- Realizar un análisis paramétrico del TMSR en función su magnitud, profundidad, cobertura de estaciones.
- Analizar y determinar los parámetros óptimos en la inversión del TMR, así como los filtros adecuados según el rango de distancia estación-epicentro.
- Determinar el número mínimo de estaciones necesarias para lograr una inversión confiable del TMR.
- Analizar la cobertura acimutal de estaciones para lograr un buen ajuste de las formas de ondas sintética y observada.
- Establecer la magnitud mínima invertible a partir de las estaciones disponibles del SSN.
- Evaluar las estaciones del SSN susceptibles de presentar perturbaciones de largo periodo en sus señales. Analizar las características instrumentales, ambientales y de la estructura local del terreno que puedan influir en dichas perturbaciones.
- Analizar la sismicidad y la tectónica asociada a cada evento invertido en México mediante datos del SSN.

JUSTIFICACIÓN

La localización y caracterización de estructuras sismogénicas permite conocer el potencial sísmico de una región, ello facilita la prevención de riesgos geológicos y terremotos. En México la sismicidad más frecuente tiene magnitudes cercanas a 4. La cantidad y distribución actual de estaciones del SSN no es la óptima para el modelado y la inversión de ciertos sismos locales y regionales, así como para la obtención del TMSR. Esta condición hace necesario llevar a cabo inversiones con el menor número de estaciones que permita conocer las características de la fuente sísmica. Nuestro análisis se basa en el uso del software de ISOLA, el cual es de fácil manejo y distribución libre. ISOLA es una buena alternativa para sistematizar el análisis de la fuente sísmica en México.

CAPÍTULO 2

Generalidades de la sismotectónica en México

La actividad sísmica en México se debe principalmente a la interacción de 5 placas tectónicas; Norteamérica, Cocos, Rivera, Pacífico y Caribe (Figura 1), sin embargo, la mayoría de eventos presentados en este trabajo se originan por la actividad de subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo Norteamérica.

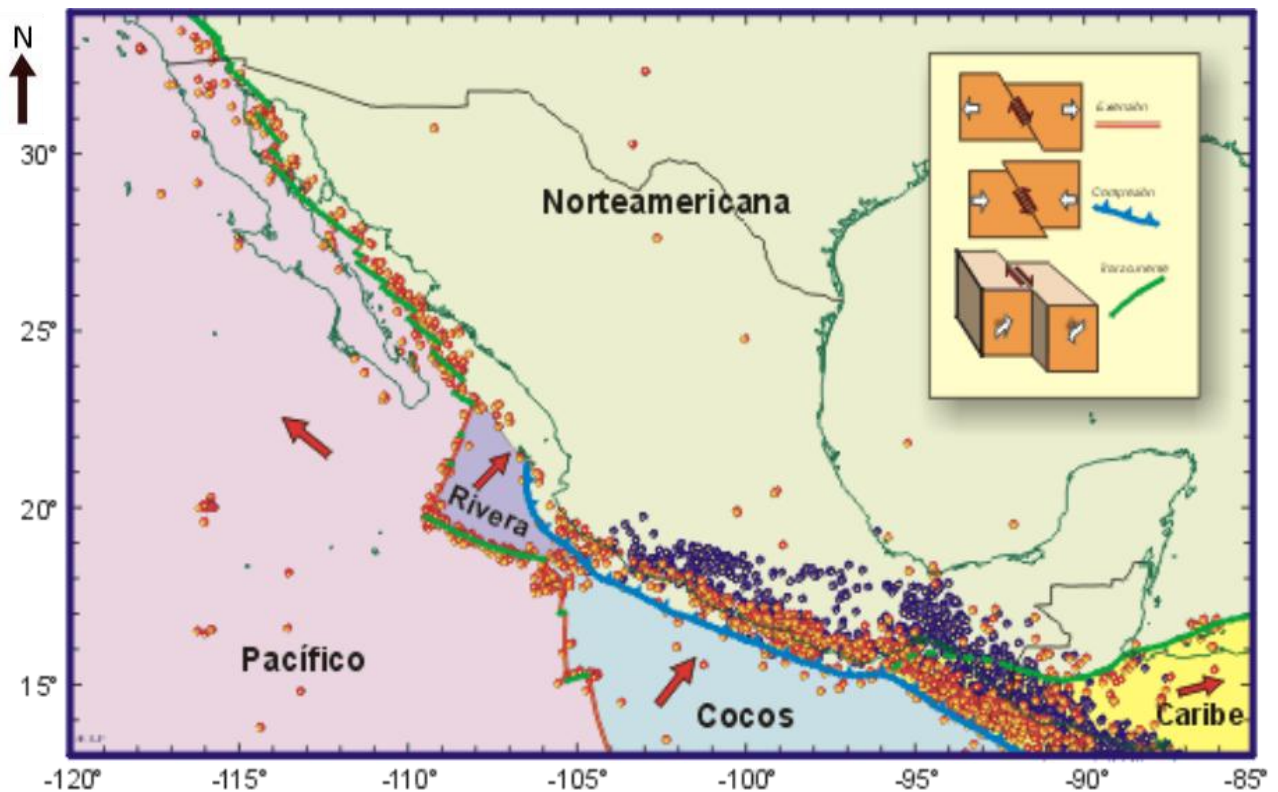


Figura 1. Actividad de las placas tectónicas en México, tipos de fallas y sismicidad registrada por el SSN desde 1904 a 2004 para sismos moderados a grandes $M_w > 6$ (tomado de Kostoglodov et al., 1999).

México descansa principalmente sobre la placa de Norteamérica y sólo la península de Baja California sobre la placa del Pacífico. Así entonces, de norte a sur encontramos varios límites de placas, entre ellos: Pacífico-Norteamérica, Rivera-Cocos-Norteamérica y el punto triple Caribe-Norteamérica-Cocos, los cuales son límites interplaca que generan la mayor parte de la sismicidad registrada en el país. Por otro lado, la sismicidad intraplaca ha sido poco estudiada (Natali y Sbar, 1982; Pacheco et al., 1999; Rutz-López, 2002), su análisis permite entender y caracterizar las diferentes estructuras

corticales activas en una región. A continuación realizaremos una breve descripción de cada uno de los diferentes límites tectónicos en México y de la actividad intraplaca.

2.1 Interacción Cocos-Norteamérica-Caribe

La subducción de la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica se realiza a lo largo de la trinchera mesoamericana y es la causante de la principal actividad sísmica en el país (Molnar y Sykes, 1969). Este tipo de subducción se presenta de dos maneras; uno de tipo Chileno en la subducción de la placa de Cocos bajo Norteamérica y otra subducción tipo Mariana en la interacción de Cocos bajo la placa del Caribe (Uyeda, 1982). Esta última se mueve muy lentamente (~10 mm/año) de manera lateral con respecto a la placa de Cocos y en dirección de la placa Norteamérica, con esta última formando un límite transcurrente a lo largo de la fosa del Caimán y el sistema de fallas Motagua-Polochic y por tanto, una actividad transtensional. La triple interacción Cocos-Caribe-Norteamérica genera un punto difuso y complejo aún sin definir. Algunos autores han propuesto que este punto triple de convergencia se encuentra en el Golfo de Tehuantepec (Matfai y Dinkelman, 1972; Muehlberger y Ritchie, 1975; Plafket, 1976; Guzmán Speziale y Meneses-Rocha, 2000).

Dado que la velocidad de movimiento de la placa del Caribe es baja, en comparación con las placas de Cocos y Rivera, se le considera como una placa casi estacionaria, por ende la de menor influencia en la cuantificación de la sismicidad total de México. Por otro lado, la subducción de la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica provoca no solo una mayor frecuencia en el número de terremotos, sino también liberaciones de energía a través de grandes terremotos, como el sismo de Michoacán de 1985 (Ms8.1), el cual fue devastador para la Ciudad de México.

2.2 Interacción Cocos-Rivera-Norteamérica

La interacción entre las placas de Cocos, Rivera y de Norteamérica forma un punto triple y difuso (Yang, 2009). Las dos primeras subducen a la última (Pardo y Suárez, 1995), sin embargo, la tectónica en este lugar es compleja; el límite entre las placas de Cocos y

Rivera es divergente, mientras subducen bajo Norteamérica, presentando un desgarramiento entre ellas, aproximadamente a unos 150 km de profundidad (Yang et al., 2009; León-Soto et al., 2009). La placa de Rivera subduce con un ángulo de inclinación mayor que el de la placa de Cocos, de aproximadamente 50° después de los primeros 40 km de profundidad, a los 100 km aumenta su inclinación a tal punto que logra alcanzar los 200 km debajo de la FVTM (Yang et al., 2009).

En lo que respecta a la geometría de la placa de Cocos bajo Norteamérica, se han llevado a cabo varios estudios. Havskov et al. (1982) determinaron que en el Golfo de Tehuantepec la placa de Cocos tiene una fuerte ángulo de inclinación (45°) y alcanza una profundidad de 60 km. Pardo y Suárez (1995) describieron la geometría de la placa de Cocos como la de Rivera bajo Norteamérica y encontraron que el ángulo de inclinación de la placa de Cocos bajo Norteamérica es pronunciado a la altura de Michoacán y se vuelve gradualmente horizontal conforme llega a Guerrero y Oaxaca.

Esta interacción hace parte del punto triple y difuso dado por la convergencia de 3 placas tectónicas; Cocos, Rivera y Norteamérica. Las dos primeras subduciendo a la última (Pardo y Suárez, 1995). Sin embargo, la tectónica en este lugar, es aún más compleja, puesto que el límite de las placas Cocos y Rivera, es de carácter divergente, lo cual significa, que mientras las placas subducen bajo Norteamérica presentan un desgarramiento entre ellas, aproximadamente a unos 150 km de profundidad (Yang et al., 2009). Lo anterior confirma el hecho que la placa de Rivera subduce con un ángulo de inclinación mayor que Cocos, logrando un ángulo de aproximadamente 50° después de los primeros 40 km de profundidad y a los 100 km aumenta su inmersión a tal punto que logra alcanzar los 200 km debajo de la FVTM (Yang et al., 2009).

En relación al estudio de la geometría de la placa subducida de Cocos bajo Norteamérica se han llevado a cabo varios estudios. Havskov et al. (1982), determinaron para el Golfo de Tehuantepec la zona de Wadati-Benioff y establecieron que la placa subducida de Cocos tiene una fuerte inmersión y alcanza una profundidad de 60 km. Pardo y Suárez (1995), lograron determinar un modelo de subducción más detallado, el cual, incluyó tanto la geometría de subducción de la placa de Cocos como la de Rivera bajo Norteamérica. Adicionalmente, encontraron que el ángulo de inmersión de la placa

de Cocos bajo Norteamérica es pronunciado a la altura de Michoacán y se vuelve gradualmente horizontal conforme llega a Guerrero y Oaxaca.

2.3 Interacción Pacífico – Norteamérica.

La península de Baja California actualmente se separa del resto del continente debido a un movimiento relativo entre la placa oceánica del Pacífico y la placa de Norteamérica (Legg et al., 1991; Michaud et al., 2005). El Golfo de California (GC) presenta un sistema de fallas activas desde la dorsal del Pacífico Oriental en el sur del GC hasta el sistema de fallas de San Andrés, en USA (Legg et al., 1991). La evolución geológica en esta zona del país está condicionada por los cambios cinemáticos ocurridos entre la placa de Norteamérica y las placas oceánicas adyacentes. Diferentes estudios en la zona, como la correlación de rocas volcánicas en el norte del GC y las anomalías magnéticas en el sur del GC expresan una velocidad de apertura entre 46 y 58 mm/año lo cual se verifica a partir de las velocidades obtenidas de modelos cinemáticos globales y GPS que muestran una tasa de separación que varía de 48 a 56 mm/año (DeMets, 1995). Lo anterior indica que el movimiento relativo entre las placas Pacífico y Norteamérica se manifiesta a lo largo de diferentes estructuras, entre ellas, la zona de falla Tosco-Abreojos, la cual está caracterizada por un movimiento relativo lateral derecho entre la península de Baja California, la placa del Pacífico y la zona de fallas transformantes del GC (Michaud et al., 2005). Lo anterior sugiere que la península de Baja California está limitada por la zona de fallas Tosco-Abreojos, al oeste y el GC al este, y que no se encuentra totalmente unida a la placa del Pacífico. El movimiento de estas dos placas, en la parte norte de Baja California, genera una zona de deslizamiento conocida como zona de cizalla del sur de California (Legg et al., 1991). Mientras que el norte de Baja California está afectado por fallas laterales dextrales que tienen un gran potencial sísmico, y el cual es gobernado por el sistema de fallas de San Andrés. Entre los rasgos tectónicos del norte de Baja California más sobresalientes están: una dorsal fósil y una sierra peninsular asociada con la subducción de la placa Farallón (Lonsdale, 1991), el complejo volcánico San Quintín, El escarpe del Golfo, el cual se extiende desde la sierra peninsular hasta la provincia extensional del GC, sistemas de fallas, de fosas,

cuencas asociadas a la apertura del Golfo y algunos segmentos de fallas transformantes generados por acomodación de esfuerzos (Barajas, 2000).

En lo que respecta a los sistemas de fallas, se sabe que la mayoría de los terremotos ocurridos cerca de las fallas transformantes obedecen a un movimiento de cizalla *strike-slip* lateral derecho, mientras que los eventos de fallamiento normal son generados en centros de expansión. Una de las fallas con mayor potencial sísmico es la falla de *Agua Blanca*, la cual tiene la posibilidad de producir sismos de $M_w > 6$ y su recurrencia es de aproximadamente 200 años. Su peligro sísmico se incrementa debido a la superficialidad en las estructuras sismogénicas del sistema Imperial-Cerro Prieto y la falla Laguna Salada, las cuales han presentado sismos con $M_w > 7$ y ponen en peligro ciudades fronterizas como Mexicali (Fletcher et al., 2016). Un ejemplo es el terremoto de 2010 de El Mayor Cucapah ($M_w 7.2$), ocurrido en Baja California, el cual tuvo una gran cantidad de deslizamientos sobre múltiples fallas, ya que la ruptura generada por el sismo se expandió en forma bilateral a través de diferentes estructuras. Este evento produjo la ruptura más grande y compleja registrada hasta el momento en el margen continental entre las placas del Pacífico y Norteamérica. La importancia de este sismo estriba no sólo en su gran magnitud, sino en el entendimiento de la ruptura compleja ocasionada, en donde el concepto de falla trapezoidal cobra relevancia a la hora de explicar el inicio de una ruptura multifalla. Este sismo también permitió explicar la presencia de mecanismos focales con una componente importante CLVD, ya que mecanismos limpios de doble par requieren de una dinámica individual de una falla a la vez (Fletcher et al., 2016). Esta zona también presenta una gran actividad microsísmica asociada principalmente a la fallas de San Miguel y Tres Hermanas (Fletcher et al., 2016).

Más hacia el sur la placa del Pacífico presenta un límite divergente con la placa de Cocos y Rivera, sin embargo, sólo el límite transformante que forma la placa Pacífico con la de Norteamérica es el que tiene un impacto significativo en la sismicidad total del país. De lo anterior podemos identificar 2 zonas con características geológicas y tectónicas diferentes, una al norte del estado de Baja California, con gran fallamiento proveniente principalmente de cuencas sedimentarias *pull-apart*, mientras que hacía el sur los centros de expansión encontrados son segmentos de dorsal muy bien desarrollados (Moore, 1973; Lonsdale, 1985).

2.4 Sismicidad intraplaca en México

Los principales terremotos intraplaca ocurridos en la historia de México han sido tema de gran interés para la comunidad sismológica, ya que si bien no son tan representativos en la sismicidad total del país, si han servido como marco de referencia para estudiar la sismicidad intraplaca al interior de México y caracterizar las fallas asociadas. En este aspecto existen dos sismos sobresalientes: el de Bavispe, Sonora (M7.4, 3/05/1887; Suter, 2006) y el de Acambay, Estado de México (M6.9, 19/11/1912; Urbina y Camacho, 1913). El primero estuvo asociado a 3 fallas principales: La falla Otates, la falla Teras y la falla Pitáycachi (Natali y Sbar, 1982). El segundo se produjo en la falla de Acambay-Tixmadejé en el estado de México (Urbina y Camacho, 1913; Astiz-Delgado, 1980; Langridge et al., 2000).

La caracterización de zonas sismogénicas permite identificar regiones de peligro sísmico, ello ayuda a disminuir la vulnerabilidad de la población ante riesgos geológicos. Al respecto diversos investigadores han estudiado e identificado algunas zonas de fallas cuaternarias posiblemente activas; algunas de ellas son la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM, Ferrari et al., 2000; Rutz-López, 2002), el sistemas de falla en la provincia extensional del Golfo de California (Fletcher y Munguía, 2000), el sistema Polochic-Motagua, en el sur de México (Guzmán-Speziale, 2010; Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000), y las fallas del estado de Sonora (Suter y Contreras, 2002 y Suter 2015, 2018), entre otras.

La FVTM es un arco volcánico que se desarrolló sobre el borde suroccidental de la placa de Norteamérica como resultado de un proceso de subducción llevado a cabo a lo largo de la trinchera Mesoamericana (TMA; Ferrari et al., 2012). Atraviesa todo el centro sur de México de este a oeste y tiene una longitud de aproximadamente 1000 km en una latitud de unos 19° N (Demant et al., 1981). La FVTM está sometida a esfuerzos principalmente de carácter extensivo y tiene una gran variedad de estilos volcánicos y composición química a lo largo del arco (Ferrari et al., 2012). También se caracteriza por la presencia de un vulcanismo de tipo alcalino intraplaca y su forma oblicua con respecto a la TMA (Ferrari et al., 2012). Otro rasgo peculiar es la variación en el ancho del arco y la presencia de una gran cantidad de fallas extensionales producto del retroceso de la

placa subducida, el flujo de la astenosfera en la cuña del manto y la fusión parcial de la corteza (Ferrari et al., 2012).

2.5 Bloque de Jalisco

Como un caso específico de este estudio es el análisis del TMSR regional en el Bloque de Jalisco (BJ), por ello es necesario conocer sobre la tectónica y sismicidad regional. El BJ se encuentra al oeste de México, entre los paralelos 18° y 21° de Latitud Norte y los meridianos -105.5° y -101.5° de Longitud oeste (Figura 2). Esta región forma parte de la placa de Norteamérica, bajo la cual subducen las placas de Cocos y Rivera. El bloque lo conforman los estados de Jalisco, Colima, y parte de Michoacán y Nayarit. Entre sus principales características geológicas están el Rift de Colima, el Rift de Chapala y el Rift de Tepic-Zacoalco, los cuales funcionan como límites geográficos de la región. Si bien el límite suroriental del BJ se delimita con el Rift de Colima, este límite es solo claro en la parte norte del mismo y hasta el Complejo Volcánico de Colima, su extensión hacia el pacífico parece estar marcado por la traza de la falla Tamazula (Garduño-Monroy et al., 1998). Al BJ también lo componen el graben del Gordo (EGG), la trinchera Mesoamericana y parte de la FVTM.

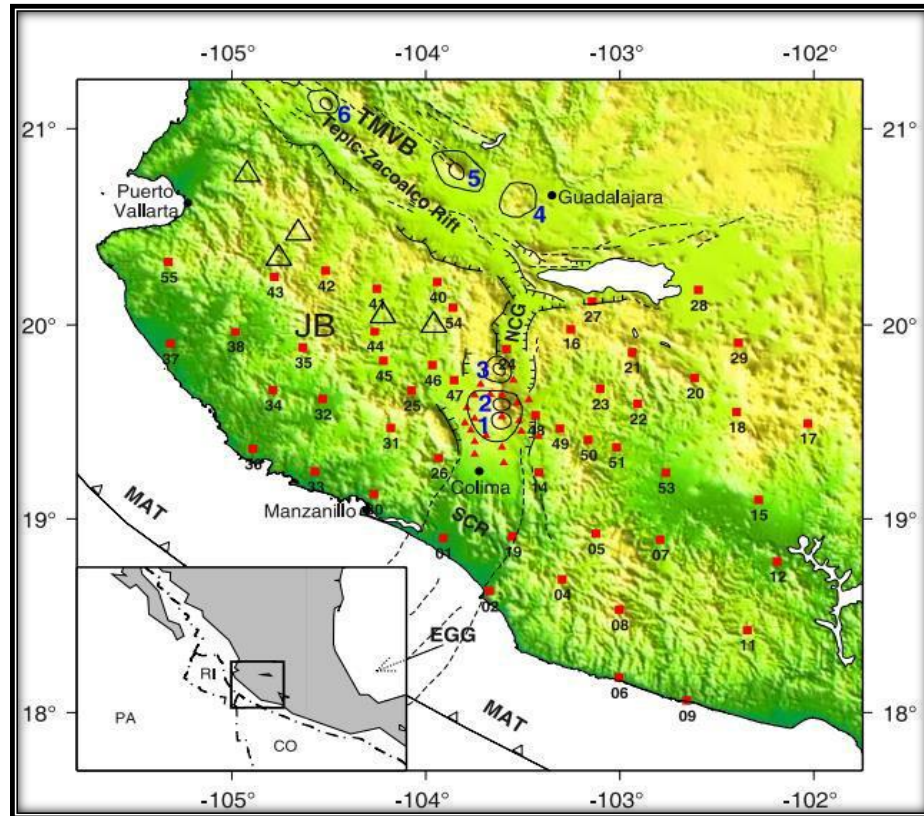


Figura 2. Mapa tectónico del Bloque de Jalisco (BJ). Se indican las principales características tectónicas; Graben el Gordo (EGG), Rift de Colima (SCR), Rift de Chapala, Rift de Tepic-Zacoalco, Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB) (Bandy et al., 2001), Trinchería Mesoamericana (MAT). Los números azules indican los centros volcánicos de la región. Las líneas punteadas representan fallas cartografiadas. Los cuadros rojos indican posiciones de las estaciones de MARS, (modificado de Yang et al., 2009).

El BJ está situado en el sur occidente de México, forma parte de la placa de Norteamérica y se considera que actualmente está sufriendo una separación tectónica de la parte continental de México (Luhr et al., 1985; Allan et al., 1991). La dinámica de las placas tectónicas en el sur de México se caracteriza por la subducción de las placas oceánicas de Rivera y Cocos bajo la placa de Norteamérica (DeMets et al., 1990; Stock, 1993; Pardo y Suárez, 1993; DeMets et al., 1994; Pardo y Suárez, 1995), cuya frontera tectónica hacia la parte sur y suroeste es la Trinchería Mesoamericana (Figura 3).

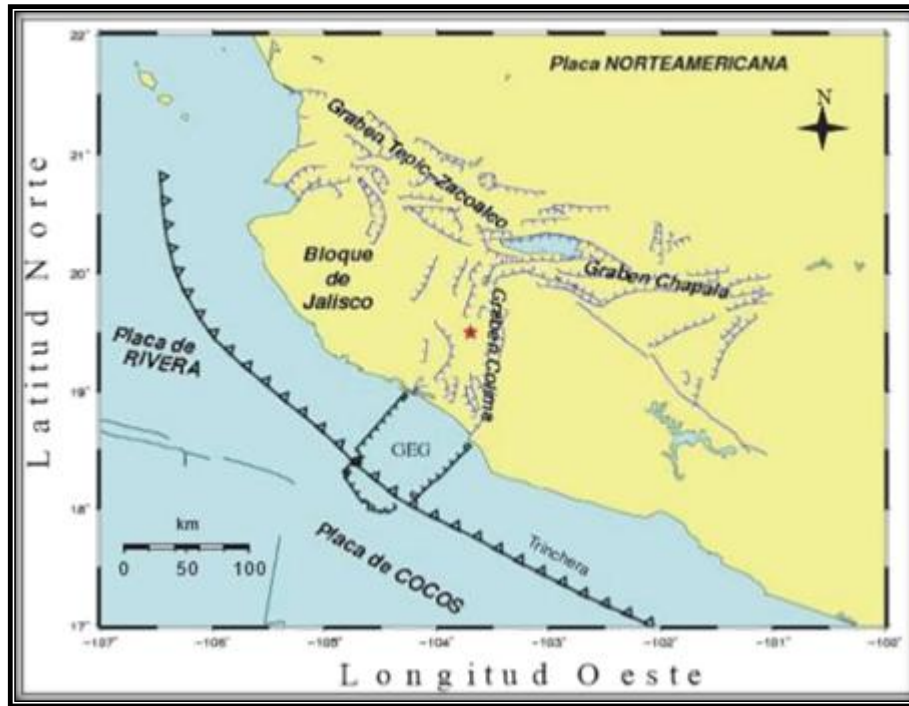


Figura 3. Mapa tectónico de la región del oeste de México. Se observan las principales características tectónicas, la Zona de Fracturas de Tamayo (TZF), Zona de fracturas de Rivera (RFZ), Cresta de Pacífico-Cocos (EPR), Graben el Gordo (GEG), Graben de Colima, Graben de Chapala, Graben de Tepic-Zacoalco (modificada de Rutz-López y Núñez-Cornú 2004).

2.5.1 Rift de Tepic-Zacoalco

El Rift de Tepic-Zacoalco (RTZ) es una estructura sismogénica de aproximadamente 250 km de largo por 50 km de ancho (Frey et al., 2007), dividido en dos secciones norte y sur. Funciona como límite norte del BJ, se trata de un sistema compuesto por varios grabens y semigrabens independiente entre sí y activo sísmicamente. El movimiento del RTZ tiene una tendencia WNW-ESE. La parte norte del RTZ está formada por el graben del Ceboruco, con una profundidad de 2,700 m, y el graben plan de Barrancas-Santa Rosa, que tiene 70 km de largo. La parte sur del RTZ controla el curso del río Ameca y está caracterizado por tener una alta sismicidad superficial (Pacheco et al., 1999; Rutz-López et al., 2002). El RTZ ensambla la tendencia NS del Rift de Colima (RC) y la tendencia EW del Rift de Chapala formando una unión triple al sur de Guadalajara (Allan, 1986; Rosas-Elguera et al., 1996). Estudios de sismicidad documentan una tectónica de carácter extensional durante el Plioceno y Cuaternario (Nieto-Obregón et al., 1992; Ferrari et al., 1994; Rosas-Elguera et al., 1996). Se han propuesto teorías de que el RTZ

presentó una deformación transcurrente durante el Mioceno Medio y Tardío (Ferrari, 1995).

2.5.2 Rift de Colima

El Rift de Colima es considerado como el límite este del BJ, posee un ancho de entre 20 y 60 km (Allan, 1986). Esta estructura está conformada por varios grabens y puede ser analizada tectónicamente en dos sectores (el norte y el sur), divididos por el volcán de Colima. En el sector norte el Rift de Colima se intercepta con el RTZ al sur de Guadalajara, éste continua hacia el sur hasta el nevado de Colima (Maillo et al., 1996), el cual está compuesto por el graben de Amacueca, al NE, y el de Sayula. La parte sur del Rift de Colima se localiza al sur del Nevado de Colima, se trata de una gran depresión topográfica y comprende una parte continental y otra oceánica, está localizada al este de la Trinchera Mesoamericana, donde se le denominada graben El Gordo (EGG) (Rosas-Elguera et al., 1986). Por su parte, Garduño-Monroy et al. (1998), expresan que la parte suroriental del BJ, desde el complejo Volcánico de Colima y hacia el Océano Pacífico, está mejor definida por la falla Tamazula y no por la continuidad del Rift de Colima, ello lo evidenció entre otras cosas en la reactivación de fallas con dirección NE-SW en la bahía de Manzanillo y a lo largo del margen del río Marabasco, producto del sismo de Manzanillo ocurrido el 9 octubre de 1995. Finalmente, en diferentes estudios de sismicidad y tectónica se ha propuesto que la divergencia generada en la subducción de las placas de Cocos y Rivera es la causante de la formación de este Rift, de allí su carácter sísmico y volcánico (Bandy et al., 1992, 1995).

2.5.3 Rift de Chapala

El Rift de Chapala es una zona de fallamiento activo en forma de banda afectado por una deformación de carácter distensiva, desde los 102°20' a los 103°30' de longitud oeste. Según Garduño-Monroy et al. (1993) su extensión alcanza 120 km, con un ancho de 60 km y tendencia NE, ellos propusieron que el inicio del Rift ocurrió a finales del Mioceno tardío, presentando en su apertura movimientos laterales izquierdos y luego un fallamiento normal. Por su parte, Rosas-Elguera et al. (1998), con base en estudios

paleomagnéticos, propusieron que el Rift de Chapala se desarrolló a comienzos del Mioceno a partir de una falla transcurrente presentada en la falla de Chapala-Tula (Garduño et al., 1993), la cual divide el Rift de Chapala en tres partes bien diferenciadas, tanto morfológica como estructuralmente y ellas son: El graben Axial, el cual contiene el lago de Chapala ubicado al sur del eje central del Rift; el cinturón del Norte, el cual presenta la deformación del Rift más fuerte y extensa, generando también una serie de grabens menores y cuencas. Por último, está el cinturón del sur cuyo elemento topográfico más sobresaliente es una amplia meseta intensamente deformada en su borde norte.

CAPÍTULO 3

MARCO TEÓRICO

La representación de la fuente sísmica mediante el tensor de momento sísmico (TMS) es un tema fundamental en la sismología, para lograrlo se requiere conocer la respuesta del medio en el que se propaga una onda y la respuesta del instrumento. Estas contribuciones se deconvolucionan posteriormente para eliminarlas de las señales, y así obtener solamente la información de la fuente. A continuación introduciremos a detalle algunos conceptos teóricos y matemáticos fundamentales en cálculo del TMS.

3.1 Funciones de Green

Las funciones de Green representan la contribución del medio en el registro de un sismo. Estas funciones relacionan el campo de la onda sísmica y la respuesta elástica de la Tierra. El cálculo de las funciones de Green es un proceso complicado, se requiere de un procedimiento matemático y un modelo de velocidad de corteza. El programa ISOLA se basa en un método discreto del número de onda horizontal (Bouchon, 1991).

Calcular las funciones de Green equivale a obtener el campo de desplazamiento excitado por un impulso unitario en la fuente $(\boldsymbol{\varepsilon}, \tau)$. Donde $(\boldsymbol{\varepsilon}, \tau)$ representan las características espacial y temporal de la fuente respectivamente. Si denominamos las funciones de Green en un punto cualquiera (\mathbf{x}, t) como $G_{in}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\varepsilon}, \tau)$, donde el subíndice i expresa la i -ésima componente del desplazamiento en un punto arbitrario y el subíndice n la dirección del campo, podremos calcular tales funciones al exigir que G_{in} satisfaga para un volumen dado V la siguiente ecuación de movimiento:

$$\rho \frac{d^2}{dt^2} G_{in} = \delta_{in} \delta(\mathbf{x} - \boldsymbol{\varepsilon}) \delta(t - \tau) + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(c_{ijkl} \frac{\partial}{\partial x_l} G_{kn} \right) \quad (1)$$

Donde ρ es la densidad del medio, G_{in} y G_{kn} representan las funciones de Green, δ_{in} es la función delta de Kronecker, \mathbf{x} y t son las coordenadas espacial y temporal de un punto cualquiera para evaluar las funciones de Green, $\boldsymbol{\varepsilon}$ y τ son las coordenadas específicas de la fuente y c_{ijkl} es el conjunto de todas las posibles constantes proveniente de la ley generalizada Hooke. Para esta ecuación debemos exigir invariabilidad en las condiciones iniciales y de frontera; así, $G(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\varepsilon}, \tau) = 0$ y $\dot{G}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\varepsilon}, \tau) = 0$ para cualquier $t \leq \tau$ y $\mathbf{x} \neq \boldsymbol{\varepsilon}$. Donde \dot{G} representa la derivada parcial de G respecto al tiempo. Sin embargo, para exigir la unidad de G debemos establecer las condiciones de frontera sobre el contorno de la superficie S . Por ejemplo, debemos exigir que G sea independiente del tiempo. Para lograrlo debemos desplazar el tiempo de origen y garantizar que satisfaga la ecuación de movimiento anterior, es decir:

$$\mathbf{G}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\varepsilon}, \tau) = \mathbf{G}(\mathbf{x}, t - \tau; \boldsymbol{\varepsilon}, 0) = \mathbf{G}(\mathbf{x}, -\tau; \boldsymbol{\varepsilon}, -t) \quad (2)$$

Utilizando el teorema de Betti's

$$\begin{aligned} & \int_{-\infty}^{\infty} dt \iiint \{ \mathbf{u}(\mathbf{x}, t) \cdot \mathbf{g}(\mathbf{x}, \tau - t) - \mathbf{v}(\mathbf{x}, \tau - t) \cdot \mathbf{f}(\mathbf{x}, t) \} dV \\ & = \int_{-\infty}^{\infty} dt \iint \{ \mathbf{v}(\mathbf{x}, \tau - t) \cdot \mathbf{T}(\mathbf{u}(\mathbf{x}, t), \mathbf{n}) - \mathbf{u}(\mathbf{x}, t) \cdot \mathbf{T}(\mathbf{v}(\mathbf{x}, \tau - t), \mathbf{n}) \} dS \end{aligned} \quad (3)$$

Donde $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ y $\mathbf{v}(\mathbf{x}, t)$ representan campos de desplazamientos, $\mathbf{T}(\mathbf{u}(\mathbf{x}, t), \mathbf{n})$ indica la tracción normal debida al campo de desplazamientos $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ y $\mathbf{f}(\mathbf{x}, t)$ representa las fuerzas de cuerpo generadoras del campo de desplazamiento $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$. Podemos obtener una importante relación reciproca para los tiempos de la fuente y el receptor. Si tomamos \mathbf{f} como un impulso de fuerza unitaria aplicada en la dirección y tiempo 1 y \mathbf{g} una fuerza 2 aplicada en la dirección 2 logramos:

$$G_{nm}(\boldsymbol{\varepsilon}_2, \tau + \tau_2; \boldsymbol{\varepsilon}_1, \tau_1) = G_{mn}(\boldsymbol{\varepsilon}_1, \tau - \tau_1; \boldsymbol{\varepsilon}_2, -\tau_2) \quad (4)$$

Finalmente, escogiendo $\tau_1 = \tau_2 = 0$ obtenemos la reciprocidad espacial. Mientras que tomando $\tau = 0$ obtendremos la reciprocidad espacio-temporal mostrada a continuación (Aki y Richards, 1980):

$$G_{nm}(\varepsilon_2, \tau_2; \varepsilon_1, \tau_1) = G_{mn}(\varepsilon_1, -\tau_1; \varepsilon_2, -\tau_2) \quad (5)$$

3.2 Teorema de representación

Para resolver el problema del cálculo de las funciones de Green debemos encontrar una expresión que represente el desplazamiento \mathbf{u} debido a una fuerza \mathbf{f} a través de un cuerpo de volumen \mathbf{V} y para unas condiciones de frontera sobre \mathbf{S} . Para lograr lo anterior sustituimos en la ecuación de Betti's la siguiente fuerza de cuerpo $g_i(\mathbf{x}, t)$:

$$g_i(\mathbf{x}, t) = \delta_{in} \delta(\mathbf{x}, \boldsymbol{\varepsilon}) \delta(t) \quad (6)$$

Cuya solución particular es la siguiente:

$$v_i(\mathbf{x}, t) = \mathbf{G}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\varepsilon}, \tau) \quad (7)$$

Y con esto, se encuentra:

$$u_n(\boldsymbol{\varepsilon}, \tau) = \int_{-\infty}^{\infty} dt \iiint f_i(\mathbf{x}, t) G_{in}(\mathbf{x}, \tau - t; \boldsymbol{\varepsilon}, 0) dV \\ + \int_{-\infty}^{\infty} dt \iint \left\{ \begin{array}{l} G_{in}(\mathbf{x}, \tau - t; \boldsymbol{\varepsilon}, 0) T_i(\mathbf{u}(\mathbf{x}, t), \mathbf{n}) \\ -u_i(\mathbf{x}, t) c_{ijkl} n_j G_{kn,l}(\mathbf{x}, \tau - t; \boldsymbol{\varepsilon}, 0) \end{array} \right\} dS \quad (8)$$

Intercambiando los símbolos $\mathbf{x}, \boldsymbol{\varepsilon}, t$ y τ , podremos evaluar el desplazamiento (\mathbf{x}, t) y la cual se considera como una integral sobre elementos de superficie y volumen y con variaciones $\boldsymbol{\varepsilon}$ con una convolución temporal. Lo cual nos permite encontrar:

$$u_n(\mathbf{x}, t) = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \iiint f_i(\boldsymbol{\varepsilon}, \tau) G_{in}(\boldsymbol{\varepsilon}, t - \tau; \mathbf{x}, 0) dV(\boldsymbol{\varepsilon}) \\ + \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \iint \left\{ \begin{array}{l} G_{in}(\boldsymbol{\varepsilon}, t - \tau; \mathbf{x}, 0) T_i(\mathbf{u}(\boldsymbol{\varepsilon}, \tau), \mathbf{n}) \\ -u_i(\boldsymbol{\varepsilon}, \tau) c_{ijkl}(\boldsymbol{\varepsilon}) n_j G_{kn,l}(\boldsymbol{\varepsilon}, t - \tau; \mathbf{x}, 0) \end{array} \right\} dS(\boldsymbol{\varepsilon}) \quad (9)$$

La expresión 9 corresponde a una primera representación del desplazamiento \mathbf{u} . La ecuación nos dice que este desplazamiento esta hecho de pequeñas contribuciones de la fuerza \mathbf{f} y tracciones \mathbf{T} , además de otros pequeños desplazamientos sobre la superficie \mathbf{S} .

3.3 Método de Bouchon para el cálculo de las funciones de Green

El método utilizado por el software de inversión ISOLA para el cálculo de las funciones de Green se basa en la metodología descrita por Bouchon (1991), donde estas funciones se calculan para un medio elástico estratificado. En ese trabajo, las funciones de Green se expresan como una doble integral sobre la frecuencia y el número de onda horizontal. De esta manera una perturbación sísmica puede ser reemplazada por un arreglo de fuentes tal como si se tratara de una superposición discreta de sub-fuentes. Partimos entonces de calcular el campo potencial del desplazamiento de la siguiente manera:

$$\phi(R; w) = \frac{e^{iw(t-\frac{R}{\alpha})}}{R} \quad (10)$$

donde w representa la frecuencia angular, t es el tiempo y R indica la distancia entre la fuente y el punto de observación y α es la velocidad de la onda compresional. Expresamos la ecuación anterior bajo la integral de Sommerfield, esto se logra realizando primero un cambio en el sistema de coordenadas, por ello ahora trabajaremos con las variables r , φ y α

$$\phi(r, z; w) = -ie^{iwt} \int_0^{\infty} \frac{\kappa}{v} J_0(\kappa r) e^{-iv|z|} d\kappa \quad (11)$$

donde J_0 denota a las funciones de Bessel de primera clase y K representa el número de onda horizontal. Ahora, para simplificar la ecuación se introducen los siguientes términos:

$$v = \sqrt{\kappa_{\alpha}^2 - \kappa^2}, \quad \text{Im}(v) < 0; \quad (12)$$

$$\kappa_{\alpha} = \frac{w}{\alpha} \quad (13)$$

de la integral de sommerfeld conseguimos una solución particular a la siguiente ecuación de onda.

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial r} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial \theta^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} - \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = 0 \quad (14)$$

su solución general está dada por:

$$\phi(r, \theta, z; w) = e^{iwt} \sum_{n=-\infty}^{\infty} e^{in\theta} \int_0^{\infty} g_n(w, k) J_n(kr) e^{-iv|z|} dk \quad (15)$$

como un caso especial de la ecuación anterior tenemos:

$$\phi_s(r, \theta, z; w) = -\frac{i}{\pi} e^{iwt} \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \varepsilon_n e^{i2n(\theta-\theta_s)} \int_0^{\infty} \frac{k}{v} J_{2n}(kr) e^{-iv|z|} dk \quad (16)$$

donde ϕ_s es el campo compresional elástico radiado por una fuente localizada en el origen y ε_n representa el factor de Newmann, este último definido como:

$$\varepsilon_n = 2 \quad \text{for } n \neq 0 \quad (17)$$

$$\varepsilon_n = 1 \quad \text{for } n = 0 \quad (18)$$

Considerando la solución ϕ_c , dada por un conjunto de fuentes elementales con radiación unitaria ϕ_s , en $d\theta_s$, uniformemente distribuidas a lo largo de una circunferencia unitaria de radio L, y centrada en el origen tenemos:

$$\phi_c(r, z; L; w) = -2i \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \varepsilon_n \int_0^{\infty} \frac{k}{v} J_0(kr) J_{2n}(kL) e^{-iv|z|} dk \quad (19)$$

Por tanto, teniendo en cuenta la solución para la fuente localizada en el origen y las del arreglo anterior, la solución total para el campo de onda elástico radiado tiene la forma:

$$\phi_a(r, z; w) = -\frac{i\pi}{L} \sum_{n=0}^{\infty} \varepsilon_n \frac{k_n}{v_n} J_0(k_n r) e^{-iv_n |z|} \quad (20)$$

Así, la respuesta impulso de este arreglo de fuentes es la misma que la de una fuente única. Lo que permite expresar las funciones de Green como:

$$\frac{\delta(\frac{R}{\alpha} - t)}{R} = -\frac{i\pi}{L} \int_{-\infty}^{\infty} e^{iwt} dw \sum_{n=0}^{\infty} \varepsilon_n \frac{k_n}{v_n} J_0(k_n r) e^{-iv_n |z|} \quad (21)$$

este resultado indica que la discretización se simplifica como una doble integral sobre el dominio de las frecuencias y el número de onda horizontal.

3.4 Tensor de Momento sísmico

El tensor de momento sísmico **M** es una cantidad utilizada en Sismología para describir las características de la fuente tales como el impulso de la fuerza sobre la fuente (momento escalar) y la orientación de la falla. Esta información se obtiene de la lectura de las ondas sísmicas, cuya longitud es mayor que las dimensiones de la fuente. Por simplicidad en el cálculo teórico del tensor de momento por parte de ISOLA, se considerará una fuente puntual y su patrón de radiación asociado, en el que el tensor de momento se construye a partir fuerzas de cuerpo equivalentes dadas por pares de fuerza.

La descripción del tensor de momento se compone de la combinación nueve pares de fuerza, los cuales se muestran a continuación e incluso permiten obtener fuerzas equivalentes para una discontinuidad de desplazamiento generalmente orientada en medios anisotrópicos (Aki y Richards, 1980).

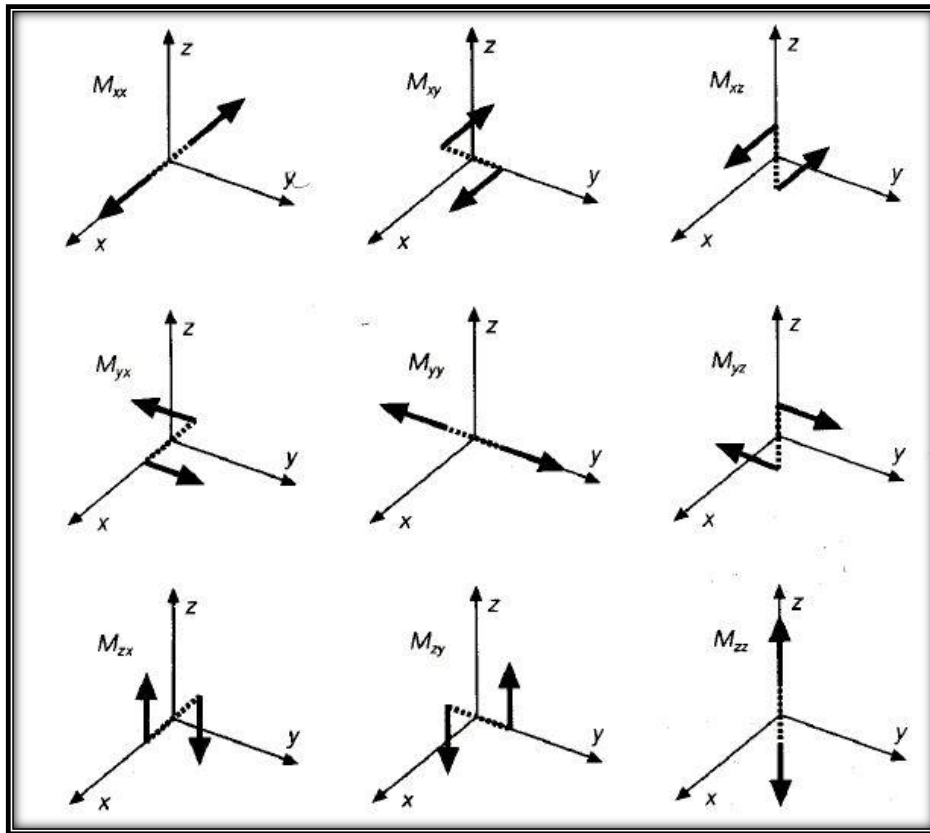


Figura 4. Los nueve posibles pares de fuerza, requeridos para representar fuerzas equivalentes (tomado de Aki y Richards, 1980).

Del teorema de representación visto anteriormente, sabemos que el desplazamiento generado por una fuente puntual para una posición y un tiempo de origen dado puede expresarse como una combinación lineal del tensor de momento \mathbf{G} y su derivada. El problema anterior se denomina problema directo, el cual busca determinar datos \mathbf{d} a partir de unos parámetros \mathbf{m} bien definidos. Sin embargo, en la sismología ocurre el caso contrario, se tienen datos observados (sismogramas) y una relación entre los parámetros de la fuente del sismo y los datos observados obtenidos a partir de la matriz \mathbf{G} y se buscan determinar tales parámetros; es decir, partiendo de:

$$u_i(t) = \sum_{p=1}^3 \sum_{q=1}^3 M_{pq} * G_{ip,q} \quad (22)$$

el símbolo $*$ denota convolución, y el tensor de momento como se ha mostrado puede escribirse como la combinación lineal de 6 tensores elementales:

$$M_{pq} = \sum_{i=1}^6 a_i M_{pq}^i \quad (23)$$

Esta parametrización permite calcular el tensor de momento para una fuerza arbitraria mediante una combinación lineal de tensores elementales, los cuales son implementados a partir del número de onda discreto del código AXITRA (Bouchon, 1981; Countant, 1989) y los cuales se representan a continuación:

$$\begin{aligned} M^1 &= \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}, M^2 = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{pmatrix}, M^3 = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{pmatrix}, \\ M^4 &= \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}, M^5 = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}, M^6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \end{aligned} \quad (24)$$

La combinación de estos 6 tensores elementales permite resolver estados de esfuerzos complejos, ya sea, para soluciones de doble par e incluso para situaciones más complicadas como CLVD (compensated linear vector dipole).

3.5 Representación y descomposición del Tensor de Momento Sísmico

Para entender cómo se obtuvieron cada una de los tensores y sus respectivos mecanismos focales mostrados previamente, es necesario, entender la representación matricial de un tensor y su significado. La Figura 4 corresponde a un tensor de orden 2 con nueve componentes asociados a cada par de fuerzas. Si llamamos M a la matriz del tensor de momento y M_{ij} a una componente del tensor de momento, tenemos:

$$M = (M_{xx} M_{xy} M_{xz} M_{yx} M_{yy} M_{yz} M_{zx} M_{zy} M_{zz}) \quad (25)$$

Podemos escribir el tensor de momento en cualquier sistema coordenado ortogonal. Por ejemplo, si queremos representar una explosión con una momento escalar M_0 tendríamos:

$$M = M_0(1\ 0\ 0\ 0\ 1\ 0\ 0\ 0\ 1) \quad (26)$$

En este caso el tensor muestra simetría porque la dirección de la falla y el deslizamiento (*slip*) tienen la misma orientación en el sistema coordenado. Otros estados de esfuerzo tendrán una representación más compleja cuando las direcciones de la falla y del *slip* no coincidan con el sistema coordenado. Por ejemplo, las componentes del tensor de momento para un par de fuerzas, están dadas por el momento escalar M_0 , las componentes del vector normal unitario \hat{n} y el vector de *slip* unitario \hat{d} de la siguiente manera:

$$M_{ij} = M_0(n_i d_j + n_j d_i) \quad (27)$$

o lo que es lo mismo:

$$M = M_0 \begin{pmatrix} 2n_x d_x & n_x d_y + n_y d_x & n_x d_z + n_z d_x \\ n_y d_x + n_x d_y & 2n_y d_y & n_y d_z + n_z d_y \\ n_z d_x + n_x d_z & n_z d_y + n_y d_z & 2n_z d_z \end{pmatrix} \quad (28)$$

De esta representación se obtienen 2 puntos importantes. En primer lugar observamos una simetría del tensor ya que es posible intercambiar el orden de \hat{n} y \hat{d} , lo cual corresponde a un patrón de radiación idéntico para deslizamientos en el plano de la falla o el auxiliar. En segundo lugar, se encuentra que la traza de la matriz es cero. Una traza diferente de cero, implica necesariamente un cambio de volumen y una matriz con \hat{n} y \hat{d} intercambiables nos arroja tensores de momento con componentes CLVD. A Continuación se muestran algunas representaciones matriciales de tensores de momento y su mecanismo focal asociado.


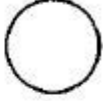










Moment tensor	Beachball	Moment tensor	Beachball
$\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$-\frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$-\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & 0 & 0 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -2 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$		$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} -2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$	
$\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -2 \end{pmatrix}$		$-\frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -2 \end{pmatrix}$	

Figura 5. Algunos tensores de momento y sus mecanismos focales asociados. La primera fila de izquierda a derecha representa una explosión y una implosión. Las 3 posteriores filas expresan mecanismos de doble par, mientras que las 2 últimas filas muestran componentes CLVD (tomado de Stein y Wyssession, 2003).

3.6 Parámetros de incertidumbre

ISOLA cuenta con diferentes parámetros de error que utiliza para cuantificar la incertidumbre de cada inversión. Cada uno de estos parámetros no es significativo por sí solo, por ello, se debe realizar una interpretación conjunta de todos los parámetros. Además de su lectura, el usuario es responsable de la correcta interpretación de los resultados para evitar interpretaciones que carezcan de sentido físico.

3.6.1 Relación señal-ruido

La relación señal ruido (SNR, por sus siglas en inglés) es un parámetro que cuantifica cuan sobresaliente es un evento sísmico con respecto al ruido. El cálculo de este valor se obtiene a partir de la amplitud espectral de la señal. Es decir, el programa (“ISOLA”) toma la señal en el dominio del tiempo y la lleva a un dominio en frecuencia, mediante una transformada de Fourier. Después, se calcula la relación de la amplitud espectral de la señal con respecto al ruido. Así, un valor alto de SNR me indica que el evento es fácilmente reconocible dentro de una ventana de tiempo, mientras que un valor bajo de SNR me dice que la amplitud del evento es comparable al ruido presente en la forma de onda (Sokos y Zahradnik, 2013).

La importancia de este parámetro radica en: Primero, me ayuda a determinar el límite de frecuencia inferior utilizable en la inversión. Para valores más bajos que esta frecuencia, el modelado no tiene sentido puesto que la inversión está ajustando ruido y no sólo señal como debería. Segundo, es otra medida que en conjunto con otros criterios que veremos más adelante me avalan la confiabilidad de la inversión. Vale la pena mencionar que este valor de SNR se ve afectado cuando los registros están contaminados por perturbaciones de largo periodo (Zahradnick and Plesinger, 2005, 2010).

3.6.2 Reducción de varianza

La reducción de varianza (**VR**, por sus siglas en inglés) es un método estadístico para reducir el intervalo de confianza en tamaño de una medida. En este caso, es un parámetro que ayuda a cuantificar la calidad de una inversión y se basa en el ajuste entre los sismogramas observados y sintéticos. Matemáticamente se expresa como:

$$VR = \frac{1 - \sum(o - s)^2}{\sum o^2} \quad (29)$$

Donde **o** es la forma de onda observada y **s** es la forma de onda sintética reproducida por métodos numéricos.

Posteriormente, se evalúan las normas euclidianas en el numerador y denominador como una suma sobre todas las estaciones y componentes. Sin embargo, este parámetro por si solo puede ser engañoso ya que presenta algunas limitaciones: La primera, es que basa su valor principalmente en las estaciones que tienen las mayores amplitudes. Por tanto, **VR** puede tener un alto valor incluso cuando muchas estaciones presentan un mal ajuste. En segundo lugar, **VR** no indica necesariamente una buena inversión cuando el número de estaciones utilizadas en la inversión es bajo. Por ello, es recomendable tener en cuenta este valor en conjunto con otros parámetros que midan el error y la estabilidad de la solución

3.6.3 Número Condición

Matemáticamente se define como la relación entre los máximos valores singulares de una matriz y los mínimos, obtenidos mediante el cálculo de los eigenvalores de la matriz de funciones de Green $\mathbf{G}^T\mathbf{G}$. Este parámetro relaciona los datos observados \mathbf{u} y los parámetros del modelo \mathbf{m} . Estos últimos son los coeficientes de una combinación lineal de seis sismogramas elementales correspondientes a 6 mecanismos focales básicos (Sokos y Zahradnik, 2013). La ecuación lineal que relaciona estos datos \mathbf{u} , \mathbf{m} y la matriz \mathbf{G} es:

$$\mathbf{u} = \mathbf{G}\mathbf{m} \quad (30)$$

ISOLA calcula este parámetro mediante la siguiente ecuación:

$$\text{CN} = \sqrt{\frac{\text{max_eigenvalor}}{\text{min_eigenvalor}}} \quad (31)$$

El número de condición (**CN**, por sus siglas en inglés) mide la confiabilidad de la inversión teniendo en cuenta la distribución de estaciones con respecto a la fuente, el rango de frecuencias utilizado en la inversión y el modelo de corteza. Así entonces, un alto valor de **CN** nos indica que el problema está mal condicionado.

3.6.4. Factor de variabilidad del mecanismo focal

Este parámetro nos indica la variabilidad del mecanismo focal en la vecindad espacio-temporal de la solución con mejor ajuste, Es decir, cuantifica el grado de variabilidad de una solución alrededor de la fuente con mejor correlación. ISOLA establece la vecindad como una región en la malla de búsqueda con un coeficiente de correlación mayor al 90%. Entonces, un valor grande de FMVAR indica que el tensor de momento es inestable, en cambio, cuando el mecanismo focal es estable en la vecindad de una fuente con máxima correlación su FMVAR tendrá un valor pequeño (Sokos y Zahradnik, 2013).

El FMVAR se obtiene a partir del ángulo de Kagan (Kagan, 1991) el cual mide la rotación mínima entre 2 soluciones sucesivas aceptables, es decir, entre 2 sistemas de coordenadas formadas por los ejes T-P-N (ejes de tensión, presión y normal respectivamente) de 2 mecanismos focales en comparación. El ángulo de Kagan será el promedio de todas las soluciones aceptables, es decir aquellas ocurridas dentro de una vecindad con un valor de correlación límite y que además provengan solo de contribuciones de doble par. Este ángulo puede variar de 0° a 180° , mostrando un acuerdo perfecto entre los sismogramas para resultados cercanos a 0° y un desacuerdo total en las cercanías de los 180° . Las soluciones aceptables deben garantizar valores menores a 40° y muy confiables con un FMVAR menor a 20° .

3.6.5 Índice de variabilidad espacio temporal del mecanismo focal

Este parámetro cuantifica el tamaño de la región en un diagrama espacio-temporal con valores superiores a un límite de correlación predefinido, es decir, el tamaño de la vecindad. Este índice es de cierta manera independiente de la variación del mecanismo focal y su valor esta normalizado por el área total de la región espacio-temporal de búsqueda investigada. El STVAR como medida complementaria del FMVAR ayuda a medir la estabilidad de la posición y el tiempo de la fuente en una malla de búsqueda, ya que relaciona el coeficiente de correlación y el tamaño del área donde el mecanismo

focal se mantiene estable. Por ejemplo, un valor grande de STVAR indica que una gran parte de la malla de búsqueda tiene valores de correlación cerca del mayor valor de correlación, lo que nos dice, que la ubicación en espacio y tiempo del centroide no están bien definidos. Por otro lado, si existe un pico bien definido de máxima correlación el valor de STVAR será pequeño. Con base en los diferentes parámetros analizados previamente creemos que algunos de ellos ponderan más que otros la confiabilidad de la solución del TMSR y por ello se hace un pequeño resumen de su importancia a continuación (Tabla 1).

Tabla 1. Parámetros analizados en el cálculo del TMSR ordenados según su prioridad.

Parámetro estudiado	Descripción
Correlación magnitud-Tiltlikes	Determina la presencia de perturbaciones de largo periodo con base en la magnitud del evento. Para eventos de magnitud $M_w > 5.0$ registrados en México con la red del SSN la posibilidad de encontrar estaciones con tales perturbaciones es mínima.
Frecuencia máxima de inversión	Determina la frecuencia máxima de filtrado de las señales de acuerdo a la distancia epicentral, la profundidad y la velocidad de ruptura. Lo anterior se basa en la regla empírica 10 MSW.
Var. Red	Me indica el porcentaje de coincidencia entre sismogramas sintéticos y reales (arriba de 50 % muestra resultados confiables)
% DC	La importancia de este parámetro radica en obtener el mayor porcentaje doble par en la solución del tensor (porcentajes arriba de 80 indican confiabilidad)
FMVAR	Mide la variabilidad del mecanismo focal (basado en el ángulo de Kagan) y expresa el rango de variación de los planos nodales del mecanismo focal. (valores menores a 40° fueron considerados como adecuados en este trabajo)
STVAR	Relaciona el coeficiente de correlación y el tamaño del área donde el mecanismo focal se mantiene estable.
CN	Relaciona los datos observados y los parámetros del modelo. Valores mayores a 5.0 indican que el problema está mal condicionado, ya sea por el rango de frecuencias utilizadas, el modelo de corteza ó el número de datos disponibles.
SNR	mide la razón de amplitudes entre la señal y el ruido (esta última considerada como la señal previa al tiempo de origen).

Los dos primeros parámetros evalúan la calidad de los datos para ser utilizados en la inversión, los demás parámetros miden de manera cuantitativa la calidad de la solución obtenida.

CAPÍTULO 4

METODOLOGÍA

Una vez introducidas las generalidades tectónicas de nuestra zona de estudio y luego de llevar a cabo un breve repaso sobre el fundamento teórico de la representación de la fuente sísmica y el método utilizado por ISOLA, tanto para el cálculo de las funciones de Green, como para la inversión del tensor de momento sísmico a distancias regionales, es importante describir paso a paso el procedimiento llevado a cabo para el desarrollo de este trabajo. Entonces, la metodología puede dividirse en 3 bloques fundamentales: La selección de eventos y revisión de estaciones, el preprocesamiento de las señales y finalmente, el cálculo de las funciones de Green y la inversión del tensor de momento y con ello, poder correlacionar los datos sismológicos con la geología y la tectónica.

4.1 Selección de eventos y revisión de estaciones

Para seleccionar los eventos a invertir, el primer paso fue determinar un área de oportunidad, no solo por su importancia tectónica sino por la cantidad de datos disponibles para la inversión. De esta manera, el BJ se mostraba idóneo para ejecutar nuestro procedimiento. En primer lugar, por su complejidad tectónica al tratarse de un bloque actualmente considerado como una mini placa tectónica sometida a esfuerzos extensivos en sus límites (rift de Chapala, rift Tepic Zacoalco y el rift de Colima) y presentar una triple interacción tectónica dada por la subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo la placa de Norteamérica. En segundo lugar, el BJ dispone de una gran cantidad de datos recolectados en proyectos previos, como es el caso del proyecto MARS (Mapping the Rivera Subduction Zone; Figura 2). Sin embargo, no se pudo utilizar de buena manera este catálogo y por tanto profundizar en el estudio de esta zona. Lo anterior ya que muchas de las estaciones de la red temporal de MARS estaban contaminadas por frecuencias anómalas (perturbaciones de largo periodo imposibles de filtrar por procedimientos estándares; Figuras 6 y 7).

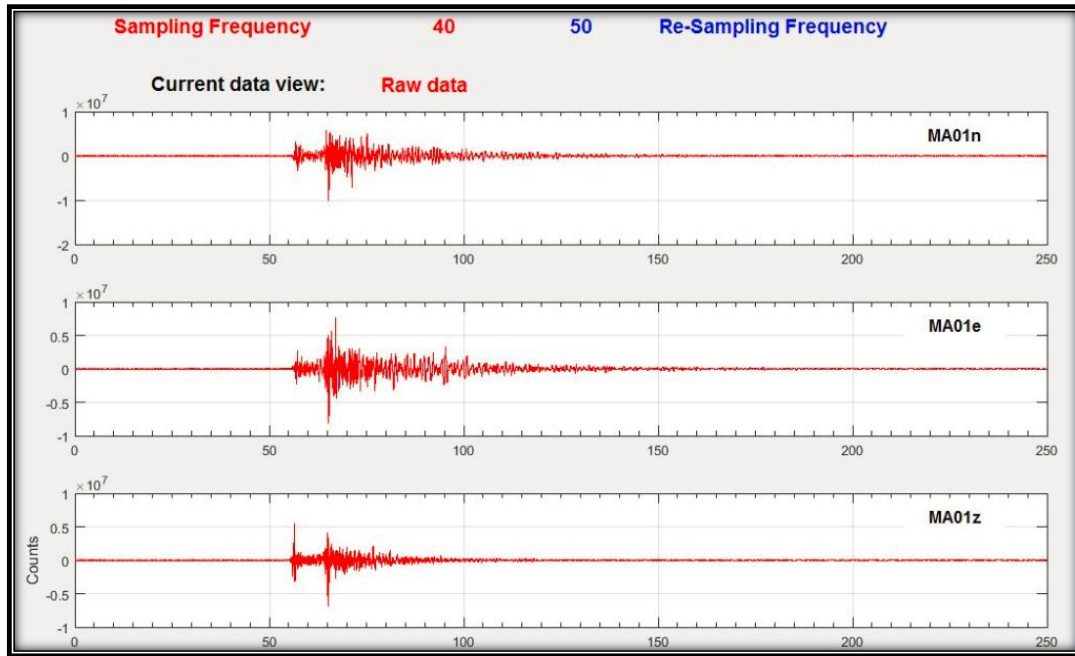


Figura 6. Señal observada para un evento de Jalisco ocurrido el 29/04/2017 y registrado en la estación MA01 de la red temporal MARS.

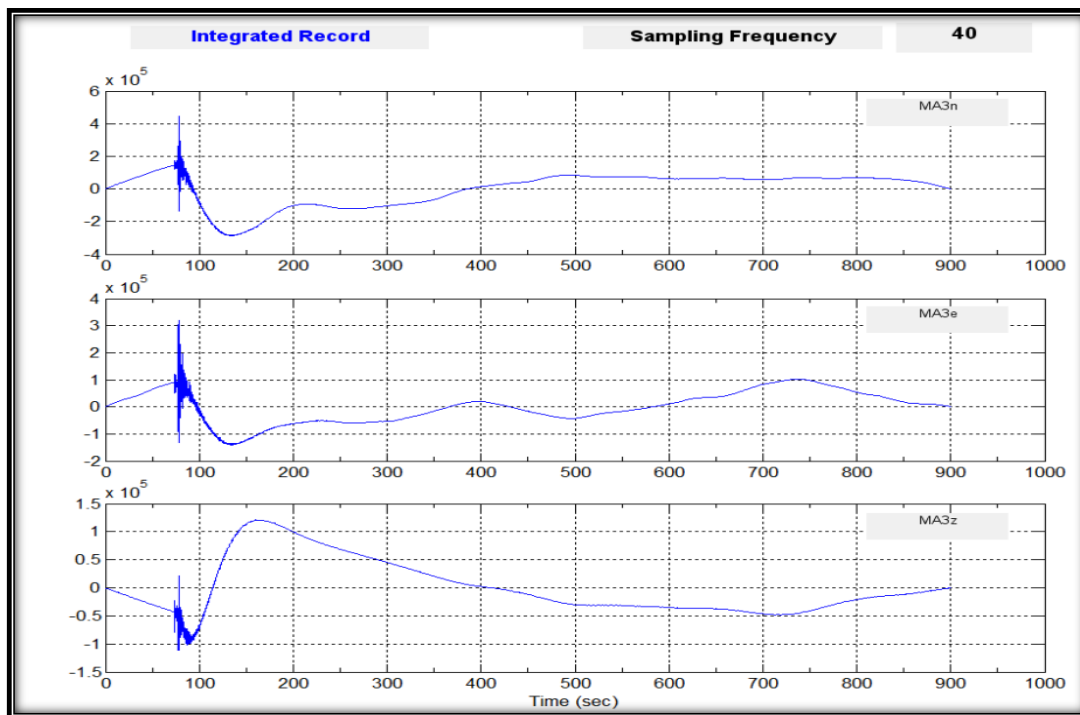


Figura 7. Perturbación transitoria de largo periodo ("ratón") encontrada en la estación MA01 del evento ocurrido el 29/04/2007.

Las figuras 6 y 7 muestran que pese a que la señal del evento ofrecía un buen registro (Figura 6), no pudo ser utilizada en el proceso de inversión, ya que para ello el programa realiza internamente una integración de la señal (ISOLA modela en desplazamientos pero recibe las señales en velocidad y aceleración). La señal integrada (Figura 7) muestra una perturbación, la cual está presente en las 3 componentes. Por lo anterior, cada vez que se realizó una inversión fue necesario revisar las estaciones para descartar este tipo de perturbaciones. Zahradnik y Plesinger (2010) sugieren que estas perturbaciones están relacionadas con una leve desorientación del sensor; problema que como en el caso de la red MARS se ve acrecentado por tratarse de una red temporal.

Posteriormente, se utilizó la red sismológica del Servicio Sismológico Nacional (SSN), la cual nos permitió no sólo una búsqueda rápida de los eventos sino también una descarga de datos de manera libre e inmediata mediante el uso del servidor del Instituto de Geofísica (IG) de la UNAM (ver apéndice 1). Vale la pena mencionar que pese a que en los últimos años la red del SSN ha crecido en densidad y cobertura (52 estaciones al día de hoy) aún es limitada para el modelamiento e inversión de eventos pequeños ($M_w < 4.0$) en un territorio tan grande como lo es México, incluso en el BJ donde la densidad de estaciones no es muy buena. Otra información relevante obtenida de esta red, es la presencia en algunas de sus señales de perturbaciones de largo periodo y las cuales dificultan la inversión.

Finalmente, se graficaron los epicentros para decidir cuáles eran más convenientes de ser invertidos con base en los siguientes criterios ordenados de mayor a menor importancia:

- Magnitud: A partir de los eventos más grandes a los más chicos. Por lo general utilizamos como límite inferior eventos de magnitud 4.
- Profundidad: Sobre todo eventos menores a 30 km de profundidad. Sin embargo, profundidades mayores también fueron consideradas.
- Fecha: De los más recientes a los más antiguos. Utilizamos principalmente eventos ocurridos después del año 2010.

- Número de estaciones cercanas (en un rango menor a 300 km). Que haya al menos 3 estaciones donde se registre claramente el evento.
- Eventos que forman parte de “clusters” o zonas sísmicas de interés, por ejemplo, entre Barra de Navidad y Manzanillo, en las cercanías del rift de Chapala y Tepic-Zacoalco, Chiapas, Golfo de California, etc.

4.2 Preprocesamiento de las señales

Antes de realizar la inversión de la forma de onda para el cálculo de mecanismos focales fue importante el realizar pruebas de sensibilidad con softwares hechos para el cálculo del tensor de momento sísmico regional. Este trabajo está realizado con el código ISOLA, sin embargo, el trabajo comparó las soluciones obtenidas por las reportadas en importantes agencias como el USGS y Global CMT (Harvard). Posteriormente con la ayuda de Google Earth y cartas geológicas obtenidas del Servicio Geológico Mexicano (SGM) e INEGI, se incluyó un Shell con las principales estructuras geológicas, incluyendo fallas cuaternarias, lineamientos, entre otras, para su posterior correlación con posibles tendencias o lineamientos de sismos y planos de fallas. Además, se hizo una búsqueda de estructuras reportadas en la literatura geotectónica de las zonas de estudio. Se descargaron en IRIS los eventos correspondientes a esas zonas, se realizó un cambio de formato (SEED a SAC) y se procedió a descartar estaciones contaminadas por ruido y perturbaciones de largo periodo.

El preprocesamiento de las señales incluye también; la eliminación de la respuesta instrumental con base en información detallada del tipo de instrumento utilizado en el registro de datos (Tabla 2), la eliminación de la medía y de la tendencia, el suavizado (taper) en los extremos de la señal, el re muestreo a un valor fijo para todas las componentes de una estación, la sincronización de las componentes por estación y la prueba de filtros. Todo lo anterior, mediante el uso del software SAC (Seismic Analysis Code) en ambiente Linux e ISOLA.

Tabla 2. Descripción instrumental de los sismómetros de la red del SSN

Sensor	sensitivity	A0	# Polo s	# cero s	Digitiza dor	Sensitivity	Estaciones que actualmente tienen ese equipo (dic 2014)
STS2 G1	1,500	5.706240E+12	5	9	Q330	4.194300E+05	CA,CJ,HU,LV,MA,ME,OX,PL,PN,PP,SC,TG,TS,TU,UP,YA,ZI,DH,ZA,NZ
STS2 G3	1,500	3.468400E+17	6	11	Q330	4.194300E+05	AN,AR,CG,HP,HS,IG,LN,LP,MM,MY,PC,SR,TH,TL,CM
STS 2.5	1,500	1.572860E-04	7	8	Q330	4.194300E+05	CM
STS1	2,660	6.535950E+03	4	3	Q330HR	1.677720E+06	PZ
STS2 G1	1,500	5.706240E+12	5	9	Q4126	4.254062E+05	ZA
Trillium12 OP	1,201	3.080000E+05	5	7	Q330	4.194300E+05	FT,PE,TO,TX,YO
Trillium 240 G1	1,197	4.532000E+05	5	7	Q330	4.194300E+05	CR,HL,TJ

El nombre de las estaciones omite las letras IG al final de cada palabra por economía de espacio. Ej, HU corresponde a la estación HUIG.

Donde:

Ao : Es la constante de normalización

CM: Va desde el 10/2015

TJ: Va desde el 09/10/2014

HU: Va hasta el 30/06/2017

CM: Va hasta el 10/2015

4.3 Cálculo de las funciones de Green e Inversión de las señales

Para el proceso de inversión realizado en el programa ISOLA se llevaron a cabo los siguientes pasos:

- Conversión de formato, de archivos .SAC a ASCII necesario para su lectura en ISOLA.
- Editar y graficar archivos de polos y ceros con el fin de garantizar respuestas instrumentales planas y congruentes para el ingreso de las señales en velocidad (Figura 8).

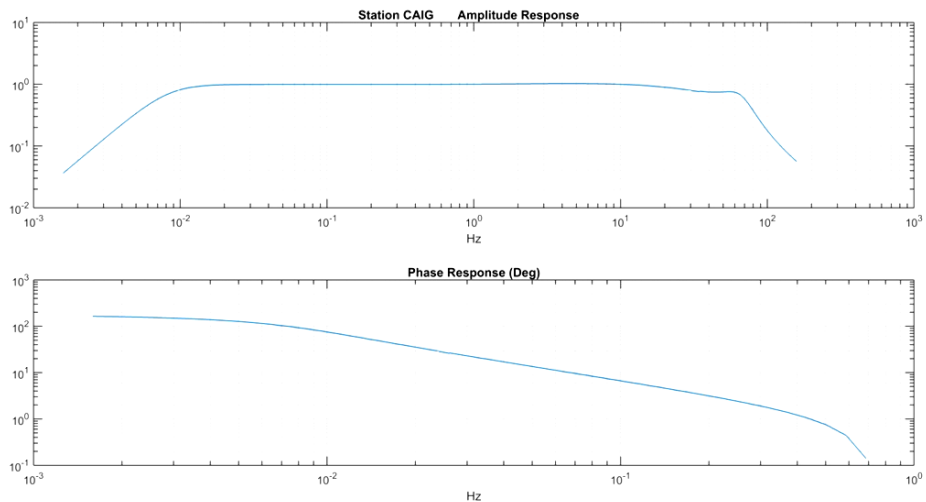


Figura 8. Respuesta instrumental correspondiente a la estación CAIG perteneciente al SSN.

En la figura 8 se observa que la respuesta instrumental suministrada por la agencia SSN el valor de la parte plana de la respuesta de amplitud (parte superior derecha de la gráfica) está normalizada a 1, lo cual implica que cuando se quita la respuesta instrumental, la amplitud de las onda sísmica no presenta una ganancia adicional.

Además de lo anterior, ISOLA utiliza los siguientes pasos:

- Editar información del evento, para ello necesitamos de una localización previa.
- Generar un archivo ASCII que incluya el nombre, la latitud y la longitud de cada estación. Archivo que será utilizado internamente por el programa para desplegar un mapa en formato GMT que me permite visualizar la ubicación de las estaciones.
- Preparación de datos, vale la pena aclarar que esta herramienta es diferente al proceso de preprocesamiento de los datos hechos con SAC, puesto que esta parte se ejecuta directamente con el software ISOLA.
- Definición de la fuente sísmica: Aquí se utilizó en la mayoría de los casos una fuente puntual bajo el epicentro.
- Prueba de filtros: Uno de los pasos más importantes de la inversión, puesto que de ello depende en primera medida la calidad de la inversión. Los filtros más utilizados en la inversión fueron: $0.01\text{ Hz} - 0.05\text{ Hz}$, $0.03\text{ Hz} - 0.06\text{ Hz}$, $0.03\text{ Hz} - 0.08\text{ Hz}$ y $0.08\text{ Hz} - 0.15\text{ Hz}$, para eventos más alejados de las estaciones a eventos con estaciones más cercanas, respectivamente. Ello se verá en detalle en el análisis de cada inversión obtenida en este trabajo.

El cálculo de las funciones de Green es vital para obtener buenas inversiones, para obtenerlas acertadamente es necesario conocer a priori un modelo de velocidad de corteza adecuado. En este trabajo se utilizó el programa TomoMexWin (Spica et al., 2016) para encontrar modelos de corteza para cualquier región en México. Algunos de los modelos de corteza utilizados se presentan en los resultados individuales de cada inversión. Este programa se basa en un estudio de tomografía previo. Tanto la localización de los perfiles, sus respectivas secciones (Figura 9), así como la interfaz del programa (Figura 10) se muestran a continuación:

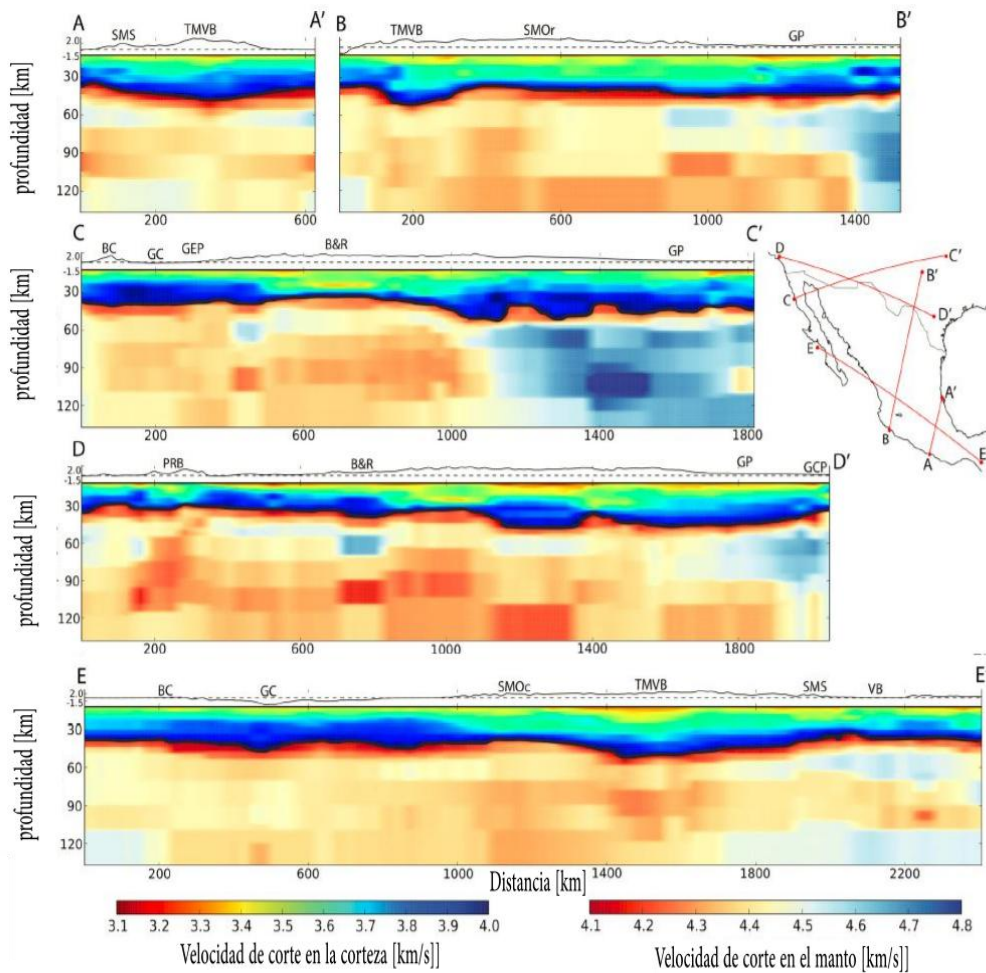


Figura 9. Secciones transversales verticales del modelo de velocidad para ondas de corte y la correspondiente localización de cada uno de los perfiles realizados sobre el mapa de México. Resultado de un estudio tomográfico de tomografía 3D (modificado de Spica et al., 2016).

Es importante mencionar, que de acuerdo a la ubicación del epicentro de los eventos invertidos se tomaron puntos estratégicos cercanos a los perfiles. Por ejemplo, eventos

cuyas estaciones de registro eran atravesadas por más de un perfil fue conveniente utilizar en ISOLA la herramienta Modelo de corteza Múltiple.

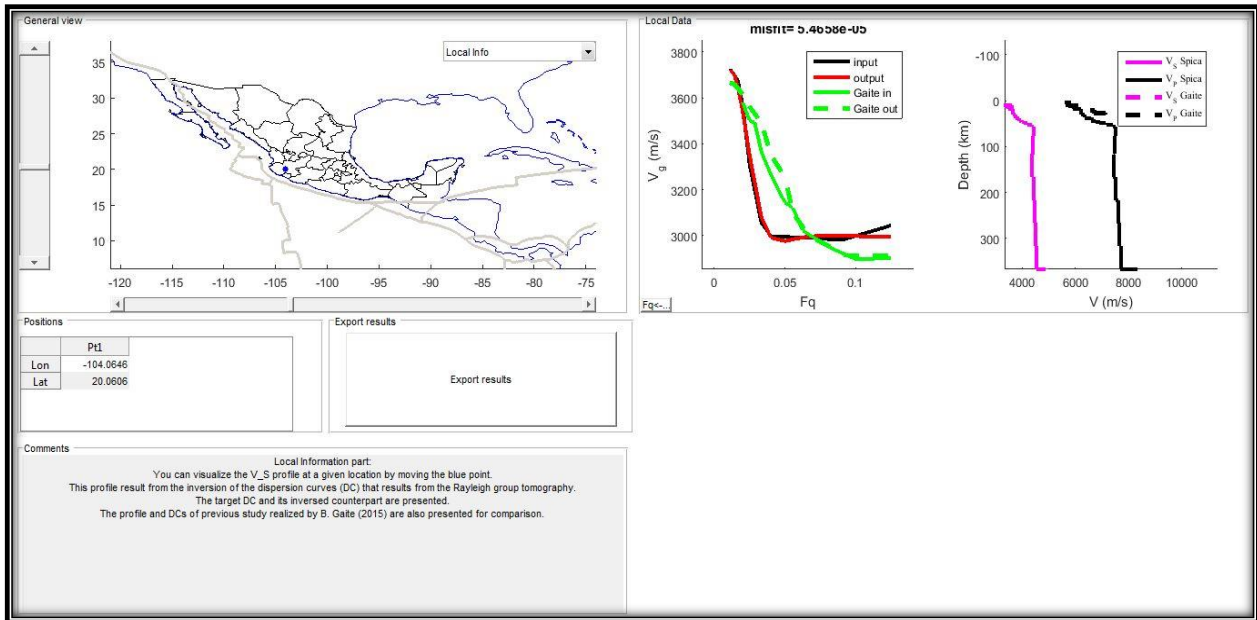


Figura 10. Interfaz gráfica de usuario del programa TomoMexWin. Software producido por Spica et al., 2016.

El programa TomoMexWin del cual se muestra su interface gráfica de usuario (Figura 11) <http://www.igum.unam.mx/mperton/MexTomo/> posibilita encontrar un modelo de velocidad de corteza aproximado para eventos ocurridos en México. El programa sólo requiere las coordenadas del epicentro para acceder a unas gráficas de velocidad de ondas P y S versus la profundidad. Una vez los datos hayan sido procesados y se cuente con un modelo de velocidad de corteza confiable, se procede con el cálculo de las funciones de Green. Este paso necesita establecer a priori un límite máximo de frecuencia permitida. Este valor será obtenido por la regla empírica 10 MSW la cual establece que:

$$F_{m\acute{a}x\ inv} = \frac{1}{T_{min\ inv}} = \frac{Distancia\ m\acute{a}xima\ de\ la\ estaci3n\ de\ registro}{Vel\ rup * 10} \quad (32)$$

Esta frecuencia indica que la frecuencia máxima invertible depende de la distancia máxima a la cual se registro el evento y la velocidad de ruptura, la cual estamos considerando para México como 3 km/s (Zaharadnick y Sokos, 2016). Sin embargo,

como se verá en los resultados, dicha frecuencia puede variar un poco de acuerdo a la magnitud y profundidad del evento.

Luego de haber realizado un preprocesamiento de las señales y disponer de un modelo de corteza adecuado, así como conocer la máxima frecuencia permitida para el cálculo de las funciones de Green, se procede a realizar el modelamiento e inversión de las señales sísmicas. Para lograr lo anterior se requiere disponer de un filtro pasa-bandas en el cual se va a realizar el filtrado de los datos observados y el cálculo de los sismogramas sintéticos. ISOLA cuenta con la herramienta **try filters** la cual como su nombre lo indica permite probar algunos filtros predefinidos e incluso usar diferentes valores sin necesidad de que el programa ejecute la inversión. En este momento es útil empezar con filtros pasa-bandas de orden 3 de muy baja frecuencia e ir aumentando hasta los filtros de alta frecuencia. Finalmente, es importante iniciar con un solo subevento y considerar la búsqueda temporal lo suficientemente amplia para incluir la duración de ruptura de la fuente, es decir, ir de lo sencillo hacia lo más complejo.

En el momento de la inversión, ISOLA utiliza un filtro causal pasa bandas Butterworth de cuarto orden (código XAPIIR de Harris, 1990), el cual ya está predefinido en el programa y por tal razón el usuario, solo tiene permitido jugar con los valores de corte del filtro pasa bandas utilizado. El mismo filtro es aplicado internamente por el software a datos sintéticos y reales. Sokos y Zahradnick (2008), establecieron el uso de este filtro ya que se dieron cuenta que evitaba la aparición de la señal filtrada previa al tiempo de llegada, simplificando con ello el tratamiento de estaciones muy cercanas al epicentro.

Además de los anteriores pasos en el proceso de inversión, ISOLA cuenta con otras herramientas útiles para realizar pruebas de sensibilidad y medición de errores en la solución del tensor, tales como: Relación señal-ruido, Simulación directa, Estimación de la incertidumbre, Jackknifing y Gráficos 3D. Si bien no se hace un uso extenso de las anteriores herramientas si están disponibles por el software ISOLA para futuras inversiones.

CAPÍTULO 5

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los mecanismos focales obtenidos en este trabajo (Figura 11) se obtuvieron mediante la inversión del TMSR con base en el uso del software ISOLA (Sokos y Zahradnick, 2008). Se escogió a México como la zona de estudio puesto que el SSN facilita la descarga de datos sísmológicos, además, México presenta una complejidad tectónica importante que amerita un estudio detallado de la sismicidad. Una de las mejores maneras de hacerlo, es mediante el cálculo del tensor de momento, el cual nos brinda información de la fuente sísmica.

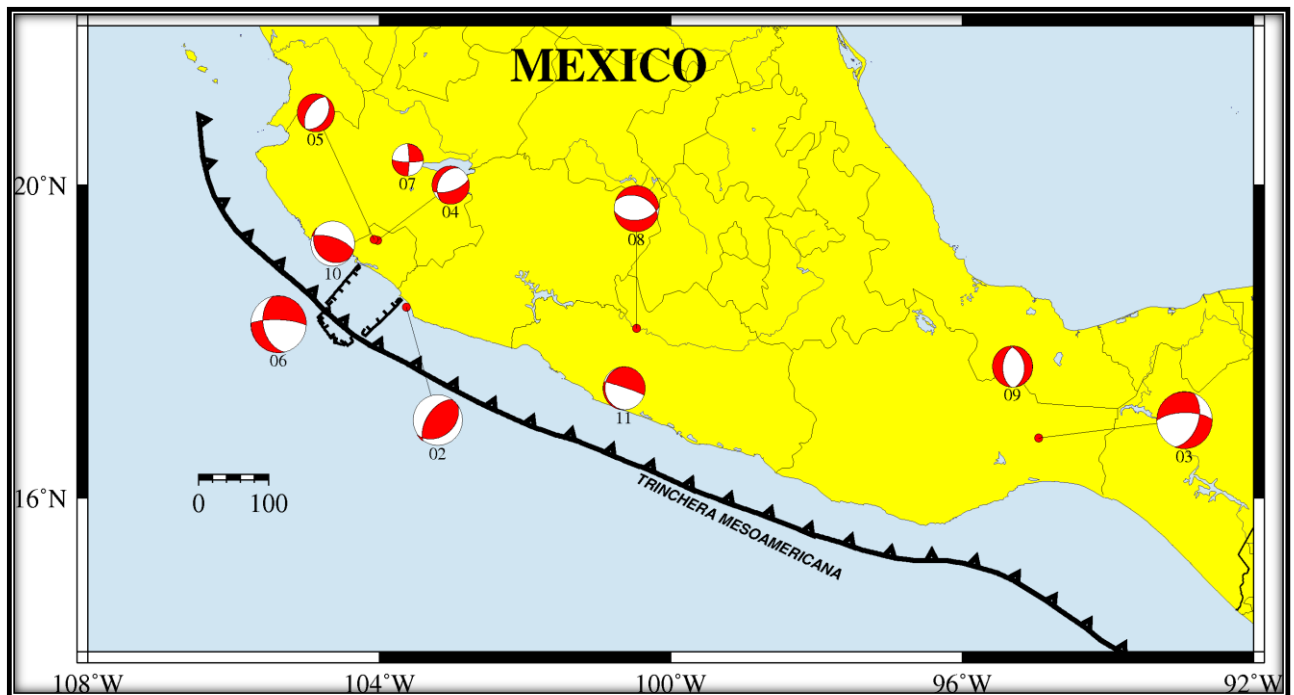


Figura 11. Mecanismos focales obtenidos en este trabajo mediante el cálculo del TMSR. El tamaño de las pelotas de playa se asocia a la magnitud del evento.

5.1 Eventos invertidos en este trabajo

La relocalización epicentral de estos eventos (Tabla 3), así como sus respectivos mecanismos focales obtenidos (Figura 11), se obtienen mediante el modelado de formas de onda y de una búsqueda de fuente en profundidad y en un plano horizontal.






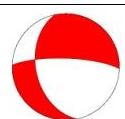

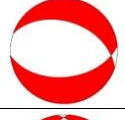
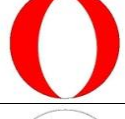
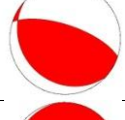

Tabla 3. Eventos invertidos con éxito en este trabajo

# Evento	Fecha	Hora	Lat	Lon	Lugar	Prof (km)	Mw	Red
1	17/11/2015	07:10:07	38.66	20.59	Isla de Lefkada Grecia	11	6.2	University of Athens
2	13/08/2006	15:14:26	18.45	-103.63	Jalisco	23.5	5.2	MARS
3	23/09/2017	12:53:02	16.95	-94.81	Chiapas(replica del sismo de Tehuantepec Mw 8.2)	7	6.1	SSN
4	31/08/2015	06:47:40	19.30	-104.02	Jalisco	11	3.9	SSN
5	29/04/2017	12:41:18	19.31	-104.07	Jalisco	7.6	3.9	SSN
6	07/06/2016	10:51:36	18.23	-105.38	A las afueras de la costa de Jalisco	5.1	5.8	SSN
7	24/06/2007	07:10:02	20.31	-103.611	Guadalajara	5.8	3.3	MARS
8	16052018	14:20:29	18.18	-100.47	Guerrero	54	4.7	SSN
9	03062011	14:21:25	17.69	-95.31	Oaxaca-Veracruz	110	4.2	SSN
10	22042012	18:12:00	19.26	-104.64	Jalisco	7.1	4.6	SSN
11	10052014	17:26:34	17.41	-100.64	Guerrero	13.1	4.9	SSN

La figura 11 contiene las soluciones estables de los múltiples eventos analizados. Los mecanismos focales conservan gran correspondencia con el estado de esfuerzos actual, por ejemplo, el mecanismo 09 concuerda con las características de las fallas transformantes oceánicas (strike) en las afueras de la costa de Jalisco. Los mecanismos 4 y 5 corresponden a geometrías de fallamiento normal, propias de estructuras extensivas superficiales, tales como la falla el Mamey o la falla Minatitlán, las cuales forman parte de la tectónica transtensional del BJ. El mecanismo 03 ocurrió el 23 de septiembre del 2017 (Mw 6.1) y es considerado como una réplica del sismo de Tehuantepec del 7 de septiembre (Mw 8.2). La solución obtenida en este trabajo ayuda a resolver la discrepancia que existe entre las soluciones ofrecidas por varias agencias y lo cual será discutido más adelante. El detalle de las diferentes soluciones encontradas en

este trabajo se resume en la Tabla 4. El sismo 02 coincide con el esfuerzo tectónico presente en el límite este del BJ y el graben el Gordo.

Tabla 4. Tensores de momentos sísmicos regionales obtenidos en este trabajo mediante la herramienta ISOLA

No. Evento	Mw	Prof (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	%DC	FMVAR	Var. Red	Frec. de inversión (Hz)	Mec. Focal
1	6.2	7.1	112	85	-37	51.4	13±7	0.46	0.03-0.08	
2	5.2	22.1	50	35	103	80.1	6±3	0.80	0.08-0.15	
3	5.9	7	264	58	-49	82.6	52±26	0.63	0.03-0.06	
4	3.9	11	209	33	-128	97.2	14±7	0.52	0.05-0.074	
5	3.9	7.6	32	38	-91	95.3	31±41	0.63	0.05-0.09	
6	5.8	5.1	272	77	-132	83	16±8	0.65	0.01-0.03	
7	3.3	5.8	91	79	-173	48.1	50±37	0.49	0.25-0.5	
8	4.7	54	289	44	-72	81.9	8±11	0.72	0.08-0.15	
9	4.2	110	352	41	-99	51	6±4	0.78	0.04-0.11	
10	4.6	7.1	133	23	113	85.4	40±29	0.71	0.03-0.08	
11	4.4	13.1	288	86	-99	96.1	9±4	0.63	0.04-0.09	

El tamaño de las pelotas de playa es independiente de la magnitud. Se resumen los principales índices de error y estabilidad del TRMS.

5.2 CASOS DE ESTUDIO MÁS SOBRESALIENTES

En esta sección se realiza un estudio detallado del proceso de inversión del TMSR y los resultados obtenidos para 4 sismos con características diferentes (magnitud, profundidad y ambiente tectónico). Se analizaron diferentes parámetros y se determinaron aquellos que son más influyentes en la solución del tensor y que por ende necesitan ser ponderados previos a la aplicación de esta metodología. El primer evento invertido se trata de un caso ejemplo proporcionado por la agencia distribidora del software y su importancia radica en lograr un primer acercamiento a la herramienta, mostrar una representación del tensor de momento como una superposición de 2 sub-eventos fuente y resaltar el hecho, de obtener una inversión satisfactoria a pesar de tener una litología heterogéneamente complicada (estaciones distribuidas en Islas pequeñas). El segundo evento estudiado y con epicentro en Jalisco, México, posibilitó estudiar los alcances de la herramienta en cuanto al mínimo número de estaciones necesarias para invertir se refiere. El tercer evento lleva a profundizar en las diferentes herramientas y ventajas que ofrece ISOLA no solo a la hora de determinar el tensor de momento, si no también, en la relocalización de los eventos, logrando solucionar discrepancias entre las diferentes soluciones reportadas por varias agencias. Finalmente, el cuarto evento explora los alcances de la herramienta para invertir eventos de baja magnitud.

5.1 Caso de estudio 1: Sismo de la isla de Lefkada Grecia de Mw 6.2 del 17 de Noviembre de 2015

Se analiza el sismo ocurrido el 17 de noviembre del 2015 (07:10:07 GMT; Mw 6.4), el cual afectó el sur oeste de la costa de la Isla de Lefkada, Grecia (Figura 12) y el cual hizo parte de la falla transformante de Cephalonia (Sokos et al., 2015). Los datos utilizados pertenecen al Instituto de Geodinámica del Observatorio Nacional de Atenas, Grecia (GI-NOA, por sus siglas en inglés; <http://www.gein.noa.gr/en/seismicity/recent-earthquakes>). Este evento nos permitió lograr un primer acercamiento al cálculo del TMSR mediante la herramienta computacional ISOLA. Si bien, la agencia responsable de la distribución del programa ofreció todos los datos necesarios para invertir el evento de una manera

inmediata, la gran cantidad de variables involucradas en la inversión limitó la obtención de un mejor resultado. Por lo anterior, el mayor avance logrado en el estudio de este evento fue la evaluación y ponderación de algunos parámetros importantes a la hora de obtener buenos ajustes en el modelado de las formas de onda.

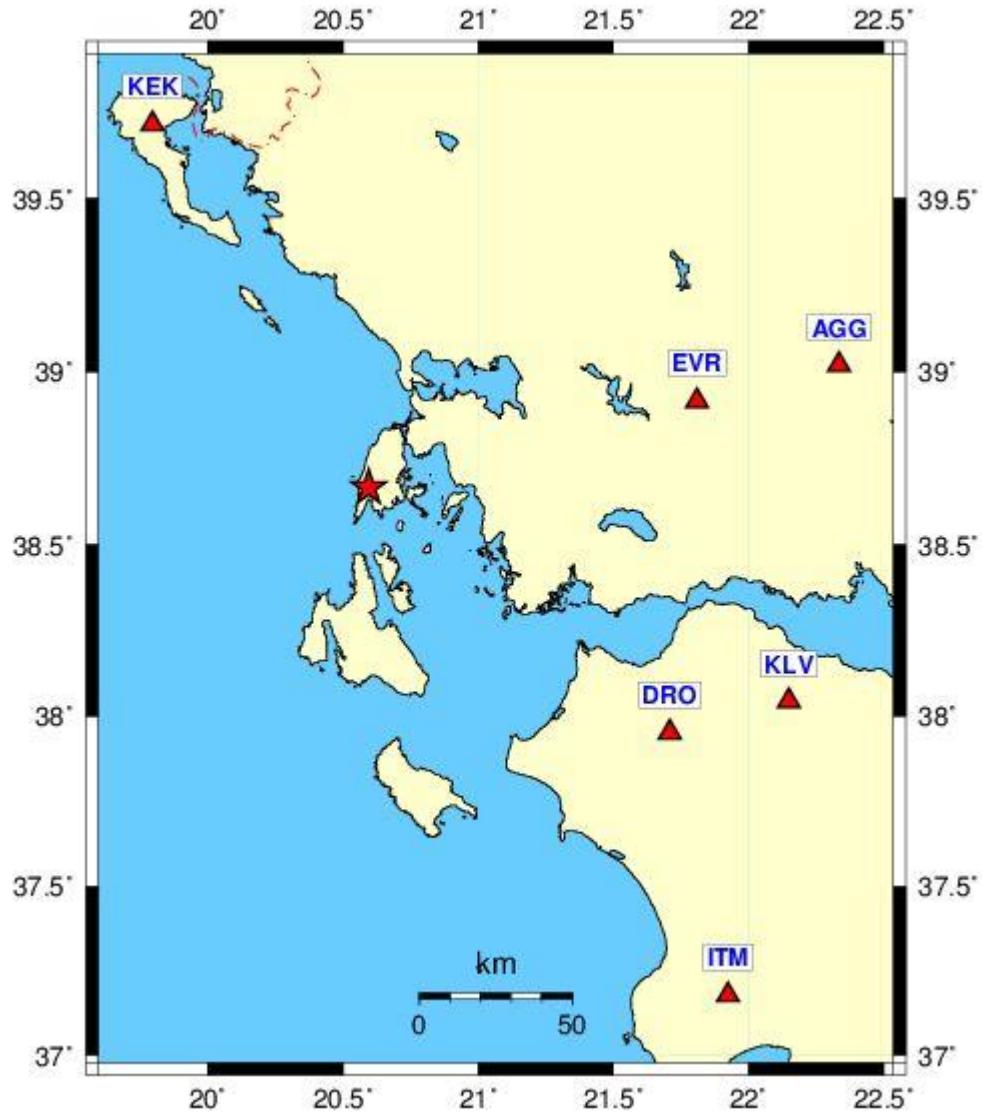


Figura 12. Epicentro del sismo de la Isla de Lefkada, Grecia del 17/11/2015 (estrella azul) y distribución de las estaciones sismológicas utilizadas en las inversiones de este sismo (triángulos rojos).

Se observa que pese a la buena densidad y cobertura acimutal de las estaciones, la heterogeneidad del territorio (Estaciones distribuidas en Islas pequeñas) dificulta el cálculo de las funciones de Green, puesto que los modelos de velocidad de corteza requieren mayor detalle y otras consideraciones (múltiples modelos de corteza). Por lo

anterior, fue conveniente utilizar estaciones cercanas y ubicadas en zonas que comparten litología similar (triángulos rojos en la figura 12). Esta consideración permitió utilizar un único modelo de velocidad de corteza para todas las estaciones y obtener un ajuste entre sismogramas sintéticos y observados adecuados (Figura 13).

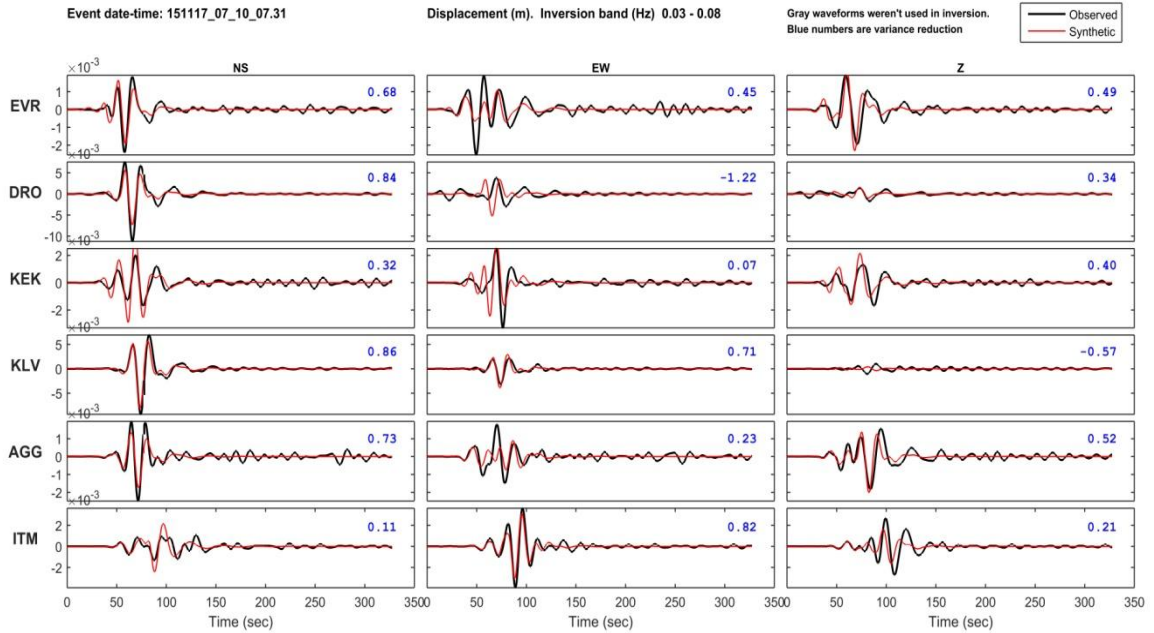


Figura 13. Ajuste de sismogramas sintéticos y observados para el sismo de Grecia del 17/11/2015. En color negro se tiene el sismograma observado y en rojo la forma de onda sintética. Los valores en azul representan la reducción de varianza entre los sismogramas.

Este ajuste refleja el desconocimiento de muchos factores, los cuales al incorporar su conocimiento mejorarán el ajuste de las formas de onda y la solución del tensor. Ello provoca una contribución aparentemente alta de CLVD (44.9%) en el caso del segundo subevento (Figura 16), cuando en realidad el evento corresponde a un mecanismo con alto porcentaje de doble par puro. Sin embargo, el mecanismo focal obtenido (Figura 14) similar al obtenido por Sokos et al. (2016) (Figura 16). El filtro pasabandas aplicado tanto a sismograma sintéticos como observados, fue de 0.03 a 0.08 Hz. Por otro lado, se observa que las 6 estaciones utilizadas en la inversión muestran señales cuasi-monocromáticas, limpias y simples de ser reproducidas por métodos numéricos, excepto la componente vertical de la estación KLV, la cual por la amplitud observable parece coincidir con la dirección del plano focal. Vale la pena resaltar que esta solución se pudo lograr mediante el uso de 2 subeventos (figuras 14 y 15).

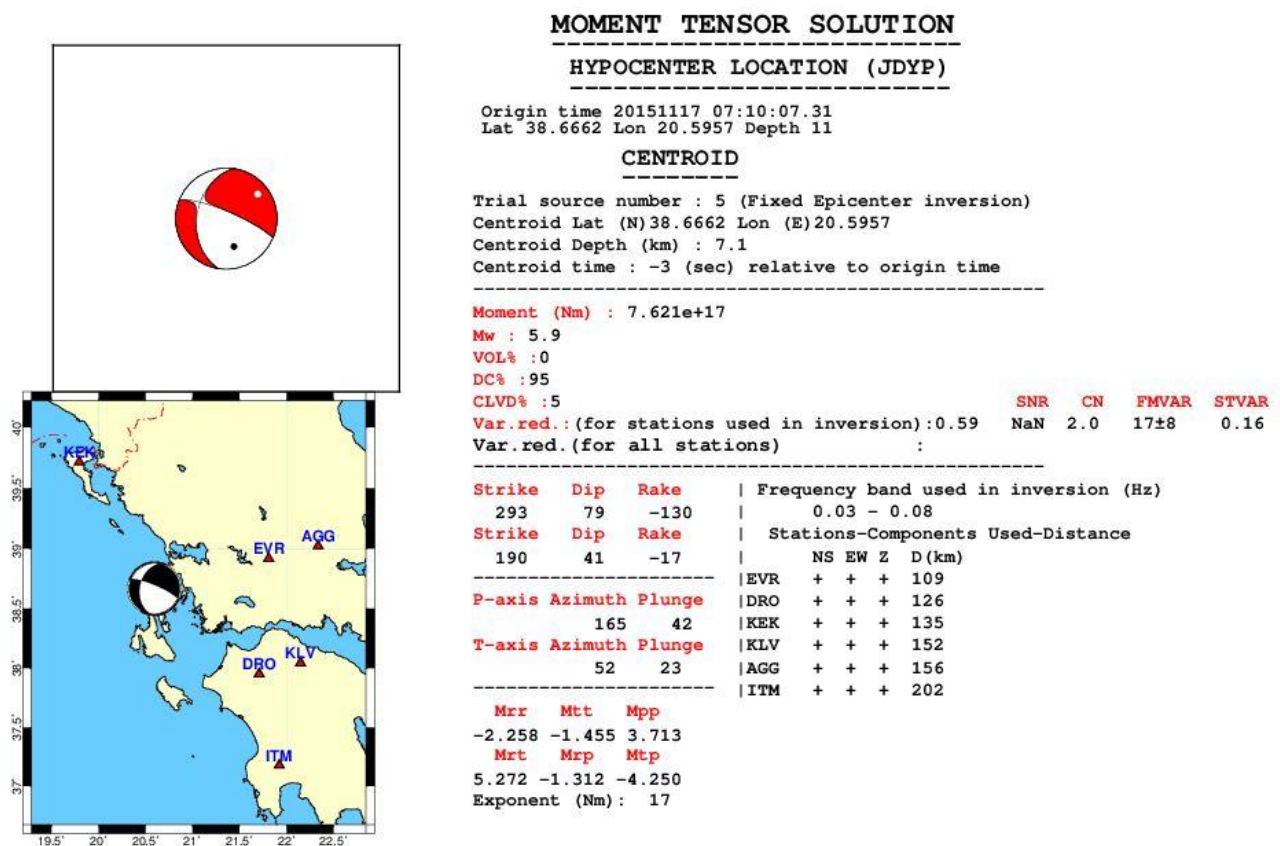


Figura 14. Solución para el primer subevento correspondiente al sismo de Grecia del 17/11/2017 obtenido en este trabajo.

Se observa una magnitud de 5.9 y la cual es levemente inferior con respecto a la magnitud Mw6.4 reportada por Sokos et al., 2016. La solución muestra un mecanismo focal normal con una importante componente lateral derecha. El tensor de momento desviatórico mostro una solución casi completamente doble par (95%) y solo un 5% de componente CLVD. Se tomó una inversión de epicentro fijo, lo cual quiere decir, que el epicentro era una condición inicial del problema y solo se realizaba una búsqueda de fuente en profundidad (bajo el epicentro). Esta búsqueda arrojó que la profundidad de mejor correlación es a los 7.1 km. Con respecto a la búsqueda temporal de la fuente se obtuvo que la primera solución se anticipo 3 segundos con respecto al tiempo de origen del evento. El alto valor de correlación entre sismogramas observadores y sintéticos, así como su baja contribución CLVD anticipan una solución confiable del tensor. Posteriormente, se muestra la solución obtenida para el segundo subevento (Figura 15), observando que la complejidad de este sismo radica en que la solución del tensor resulta

de la superposición de dos fuentes (subeventos) separadas 10.56 segundos la una de la otra.

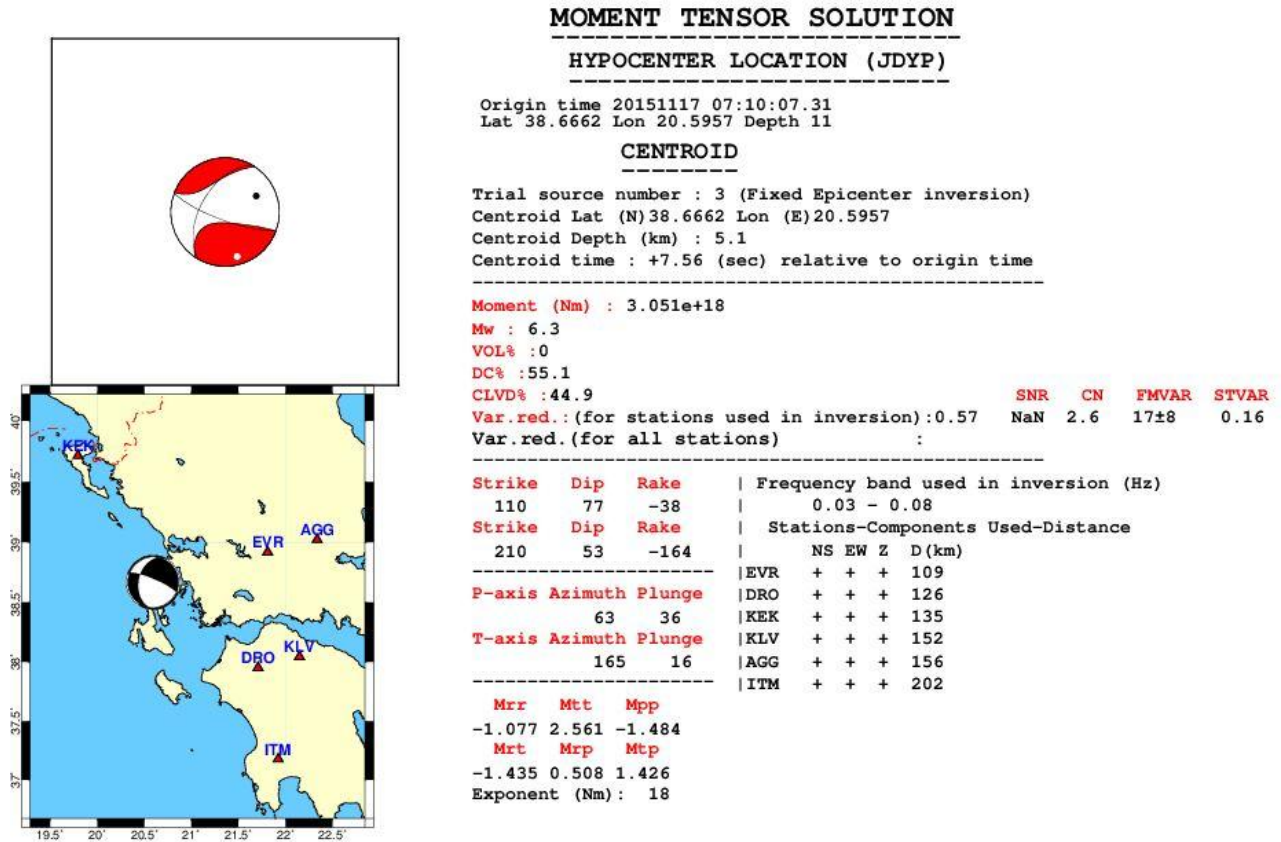


Figura 15. Solución para el segundo subevento correspondiente al sismo de Grecia del 17/11/2017 obtenido en este trabajo.

El cálculo del TMSR fue llevado a cabo con datos regionales cercanos (distancias entre 109 y 208 km) y asumiendo una representación puntual de 2 fuentes (en esta metodología llamados subeventos). Las funciones de Green se obtuvieron a partir del modelo de corteza incluido en la distribución del software (Hasslinger et al., 1999; Tabla 5).

Tabla 5. Modelo de corteza sismo Grecia

Prof	Vp (km/s)	Vs (km/s)	$\rho(g/cm^3)$	Q_p	Q_s
0	3.5	1.9	2.56	300	150
0.5	5.47	2.7	2.56	300	150
2.0	5.50	2.86	2.80	300	150
5.0	6.00	3.23	2.94	300	150
10.0	6.20	3.24	2.94	300	150
15.0	6.48	3.4	2.98	300	150
20.0	6.70	3.8	2.98	300	150
30.0	6.75	3.81	2.98	300	150
40.0	8.00	4.66	3.36	1000	1000

El máximo número de capas permitidas para ingresar en el software ISOLA es 15. (Tomado de Hasslinger et al., 1999).

Donde **Prof** representa la profundidad de la capa, **ρ** la densidad, **Vp** la velocidad de la onda P en el estrato, Vs la velocidad de la onda S en la capa, **Q_p** es el factor de calidad de la onda P y **Q_s** el Factor de calidad de la onda S. La posición y el tiempo del centroide fueron recalculadas a partir de un “Grid Search”. El pasa bandas utilizado fue de 0.03 a 0.08 Hz y el valor máximo de frecuencia utilizada para el cálculo numérico de las funciones de Green fue de 0.16 Hz (El doble del valor utilizado en el filtro). La mejor solución mostro valores para de *strike/dip/rake* = 293°/79°/-130° para el primer subevento y *strike/dip/rake* = 110°/77°/-38° para el segundo subevento. Por otro lado, para evaluar la estabilidad de la inversión examinaremos algunos índices, entre ellos, el número de condición, el cual nos indica que el problema estuvo bien determinado (CN= 2.0 y 2.6). Otro valor importante en la medición de la estabilidad de la solución corresponde al FMVAR cuyo valor de 17±8 para ambos subeventos nos indica que el mecanismo focal es estable, puesto que los planos de los mecanismos tienen solo un intervalo de variación menor a 13°. Finalmente y quizás el índice de mayor preocupación fue el porcentaje CLVD del segundo subevento, ya que este presento una importante contribución (44.9%), sin embargo, ello puede ser explicado al considerar que el terremoto estuvo compuesto de 2 fuentes detonadoras del evento.

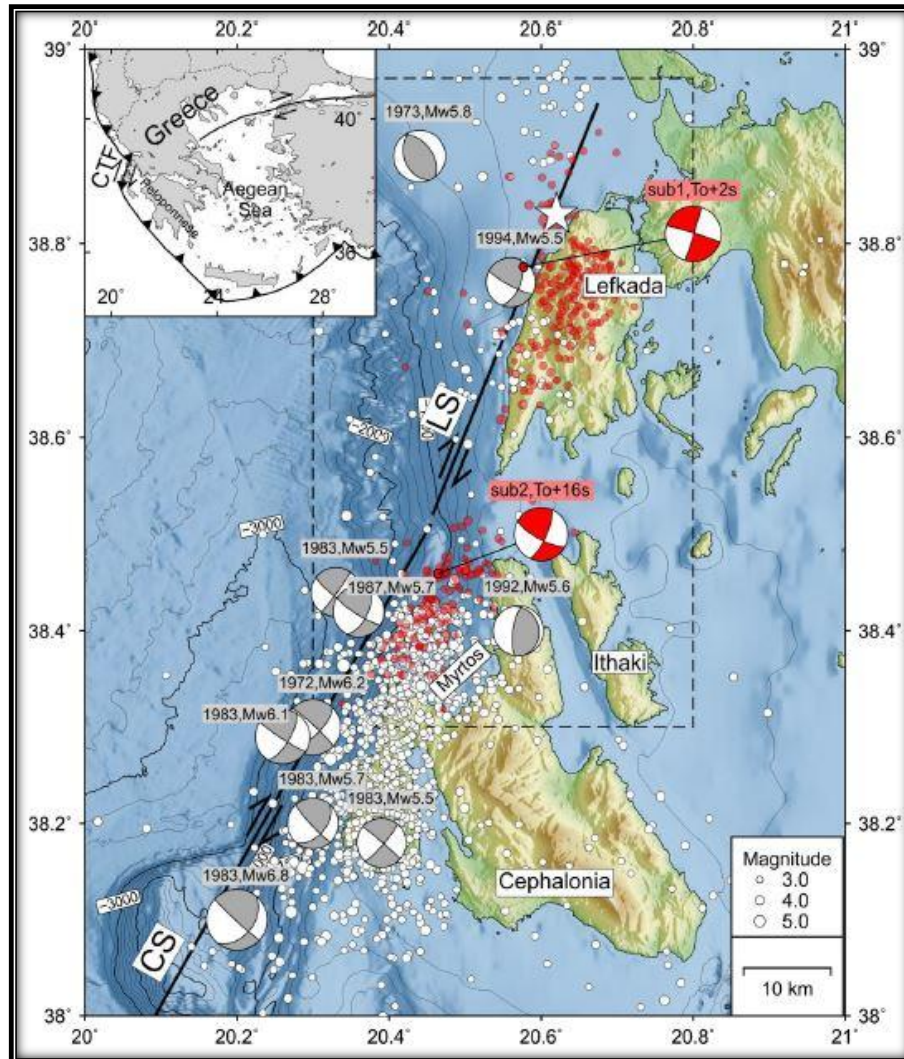


Figura 16. Mecanismos focales asociados a la sismicidad histórica más relevante a lo largo de los segmentos de Lefkada y Cephalonia de la zona de fallas transformantes de Cephalonia. Las pelotas de playa en rojo muestran las dos soluciones asociadas al sismo del 17/11/2015 (tomado de Sokos et al., 2016).

En general, la inversión del sismo de Grecia fue una tarea complicada debido a que muchas de las estaciones de registro se encuentran separadas por océano (mar de Ionian, ver Fig 2.16) y ello dificultó encontrar un modelo de velocidad de corteza único para todas las estaciones, además la zona presenta características variables con respecto al grueso de la corteza de 40 km en el oeste de Grecia a 20 km en el mar de Aegean (Karastathis et al., 2015). Sin embargo, el mecanismo obtenido es muy semejante al reportado por Sokos et al. (2016), en el cual se utilizaron 2 subeventos al momento de la inversión. Dicho trabajo también consideró una secuencia de eventos réplica y por tanto, su solución tiene mayor fundamentación. Nuestro trabajo, a diferencia, consideró solo la réplica mayor y su fuente se trabajó a partir de un solo

subevento. Lo anterior, pudo afectar tanto el valor de correlación en los sismogramas como la contribución CLVD que aparece en la solución.

En cuanto a una correlación tectónica con el evento, sabemos que la actividad tectónica en Grecia y por tanto la sismicidad en ese país es originada principalmente por la interacción de 3 placas tectónicas: la placa de Eurasia, la placa Africana y la placa de Arabia. Sin embargo, para analizar la tectónica involucrada en el sismo de la Isla de Lefkada, Grecia, fue necesario analizar el movimiento de algunas microplacas. Así entonces, gran parte de la sismicidad en esta región es debida al movimiento de la placa del Mar Egeo con respecto a la placa de Eurasia. De hecho el mecanismo focal obtenido en este trabajo, muestra un movimiento transcurrente lateral derecho en dirección SW-NE y está en total concordancia con el movimiento de la placa del Mar Egeo hacia el suroeste con respecto a la placa de Eurasia. Además, es importante notar (Figura 15) que el territorio se compone de varias Islas, a las cuales se les atribuye rocas de diferentes edades, específicamente en las Islas de Korfu y Lefkada que tienen características del suelo que datan del Cenozoico (Bosch et al., 2008). Lo cual justificó la selección de estaciones llevada a cabo y el hecho de considerar un solo modelo de velocidad de corteza (Hasslinger et al., 1999), lo anterior con el propósito de facilitar el cálculo de las funciones de Green en la inversión.

5.2 Caso de estudio: Sismo de Jalisco de Mw 5.2 del 13/08/2006

Se realizó una inversión detallada para un sismo de magnitud intermedia ocurrido en el límite suroriental del BJ el 13 de agosto de 2006 (15:14:24 GMT; Mw 5.2; Figura 17) con el propósito de determinar el mínimo número de estaciones necesarias para obtener una solución del tensor adecuada. Para este caso se utilizó datos del proyecto Mapping the Rivera Subduction Zone (MARS).

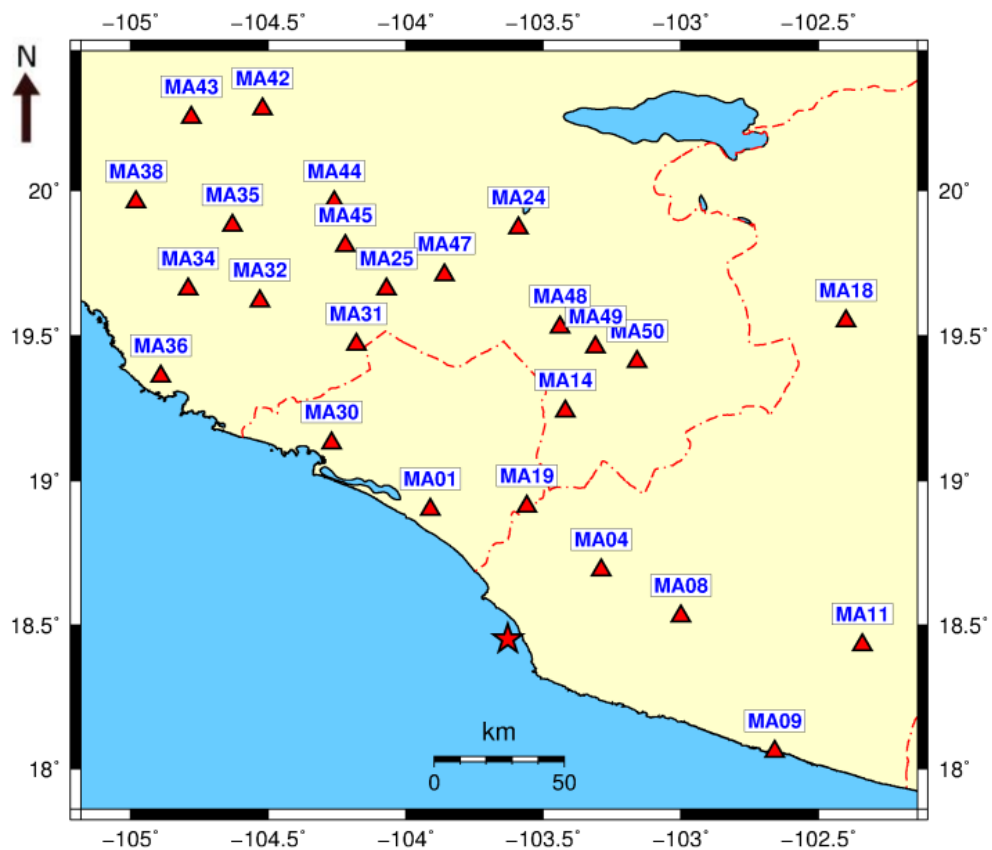


Figura 17. Ajuste de sismogramas sintéticos y observados. En negro se muestran los sismogramas observados y en rojos los observados. Los valores en azul representa la correlación entre ellos.

Gracias a la densa red de estaciones y a la buena cobertura acimutal del proyecto MARS en el BJA (52 estaciones) que registraron con claridad el evento, fue posible realizar diferentes pruebas para el cálculo del TRMS, reduciendo y variando el número de estaciones utilizadas en la inversión hasta encontrar el mínimo número de estaciones necesarias para lograr una solución estable del tensor. Es importante resaltar que la ubicación del evento en la costa, limita la cobertura de la red a no más de 180°. Sin embargo, notamos que el ajuste obtenido entre sismogramas sintéticos y observados utilizando 25 estaciones (número máximo permitido por ISOLA) es aceptable (45 % de coincidencia; Figura 18).

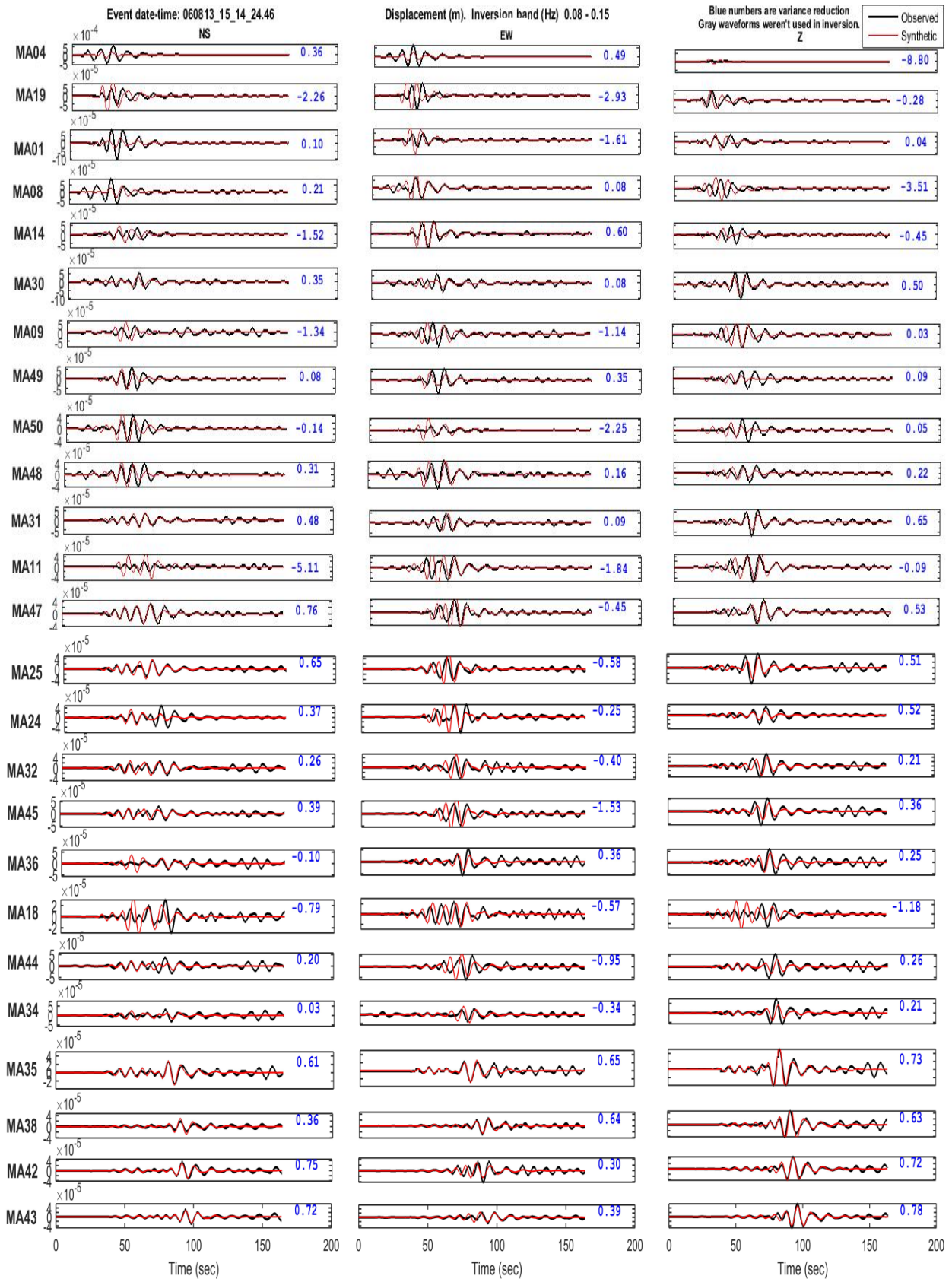


Figura 18. Ajuste de sismogramas sintéticos y observador. En negro se muestran los sismogramas observados y en rojos los observados. Los valores en azul representa la correlación entre ellos.

En general, el ajuste de los sismogramas sintéticos y observados pese a la gran cantidad de estaciones utilizadas en la inversión es aceptable (45%). Sin embargo, analizando a detalle los ajustes individuales, se observa que aquellas con mayor desajuste recaen en un intervalo acimutal específico, que coincide con aquellas estaciones ubicadas fuera del BJ. La complejidad del ajuste puede estar asociada al gran número de datos que el programa debe ajustar. Sin embargo, el hecho de contar con tantas estaciones que ajustan de buena manera nos permite realizar diferentes pruebas de selección, variando y disminuyendo las estaciones utilizadas. Además, pese a no lograr un mejor ajuste, se obtuvo un mecanismo focal estable (Figura 19) y el cual es similar al reportado por la agencia Global CMT (Figura 20).

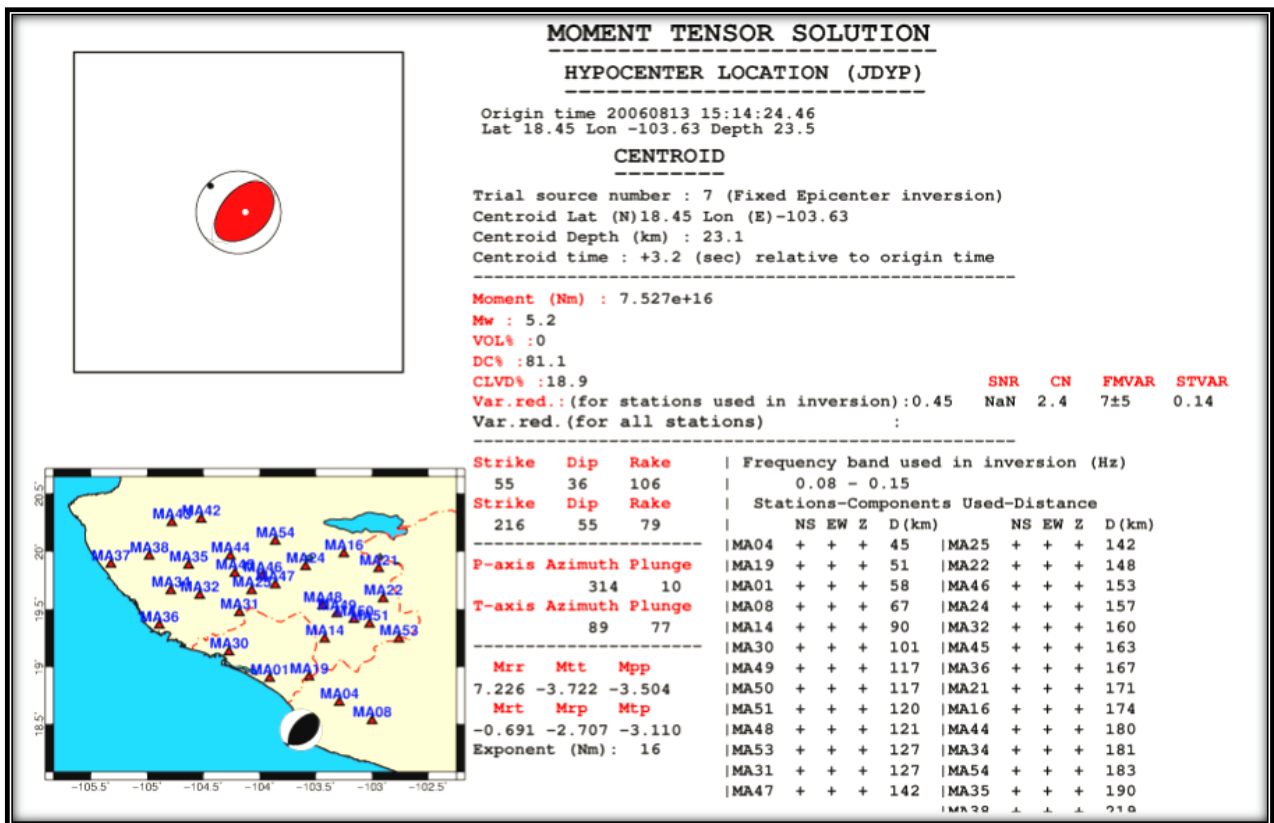


Figura 19. Solución del Tensor de momento sísmico obtenido en este trabajo con el uso de ISOLA. En la superior izquierda se muestra el mecanismo focal incluyendo su contribución de CLVD, En la parte inferior izquierda se grafica las estaciones utilizadas en la inversión y el mecanismo focal con un porcentaje de 100% doble par. A la derecha de la imagen el resultado del tensor de momento.

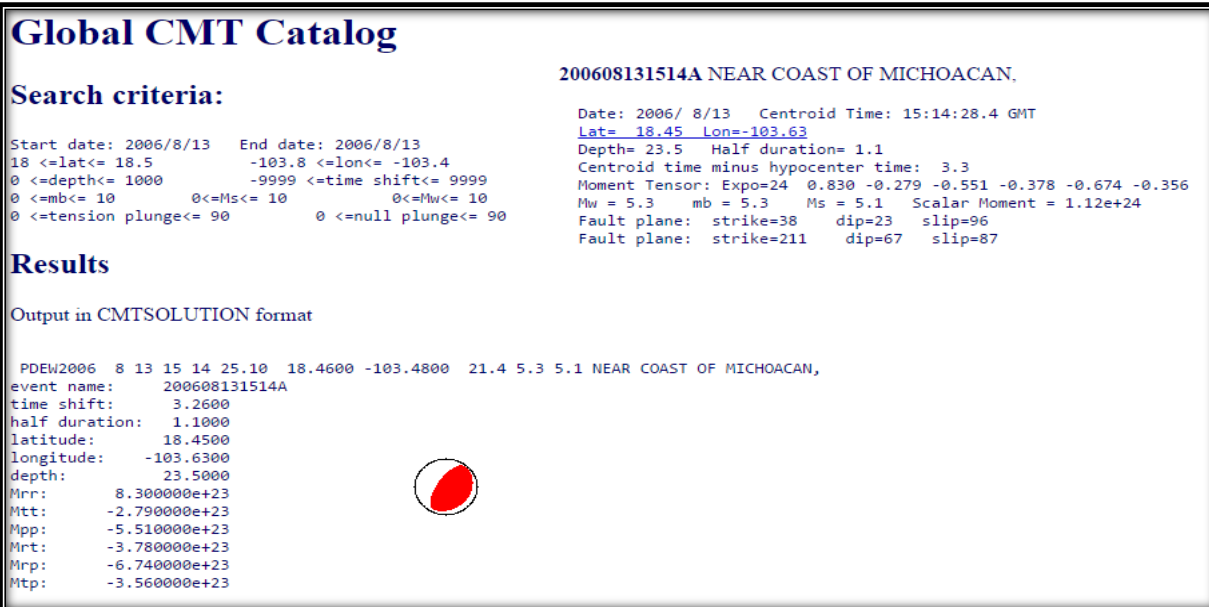


Figura 20. Solución del Tensor de momento sísmico del sismo de Jalisco del 13/08/2006 obtenido por la agencia internacional Global CMT.

De las soluciones mostradas anteriormente (Figuras 19 y 20) observamos una gran similitud en el mecanismo focal obtenido. El primero tuvo una solución caracterizada por los valores *strike/dip/slip* = 211°/67°/87° (Figura 20), mientras que la primera solución optima obtenida en este trabajo obtuvo 216/55/79 (Figura 19). A diferencia del evento anterior, la homogeneidad en la litología del territorio sugirió la utilización de un único modelo de corteza (Pacheco et al., 1999; Tabla 6).

Tabla 6. Modelo de corteza sismo de Jalisco

Espesor (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ (g/cm ³)
1.2	3.6	2.0	1.9
6.8	5.2	2.9	2.4
22.0	5.8	3.3	2.6
Semiespacio	7.3	4.2	3.1

La velocidad de la onda S, se obtiene de la relación $Vp/Vs = 1.78$. (Tomado de Pacheco et al., 1999).

El valor de la magnitud se reduce en una unidad (de Mw 5.3 a Mw 5.2). Por otro lado, se observa que el porcentaje de doble par es alto (81%), lo que le da mayor certeza a nuestro resultado al no poseer una significativa contribución CLVD. En cuanto al “grid search” temporal de la fuente, observamos que tanto nuestro resultado como el reportado difieren solo 1 s y toman un valor de 3.3 s después de la ocurrencia del hipocentro. Con respecto a los diferentes parámetros involucrados, utilizamos un filtro pasa bandas de 0.08 a 0.15 Hz, el cual coincide con los valores del filtro en el caso del sismo de Grecia, esto ya que las distancias epicentrales de las estaciones son muy similares (varían de 45 a 219 km). En cuanto a los índices de estabilidad de la inversión (CN) y del mecanismo focal (FMVAR) se obtuvieron valores adecuados (CN = 2.4, FMVAR = 7 ± 4), lo que indica un problema de inversión con los suficientes datos (bien determinado) y un mecanismo focal con planos de falla con poco margen de error (7°).

Como ya se mencionó anteriormente, un caso específico a resaltar de este análisis ocurre para las estaciones ubicadas a partir de los 25° al NE del epicentro (Figura 21), las cuales presentaron ajustes muy pobres (Figura 18) y por tanto se descartarán en la inversión, y se tomarán solo aquellas contenidas entre los 68° al NW y los 25° al NE.

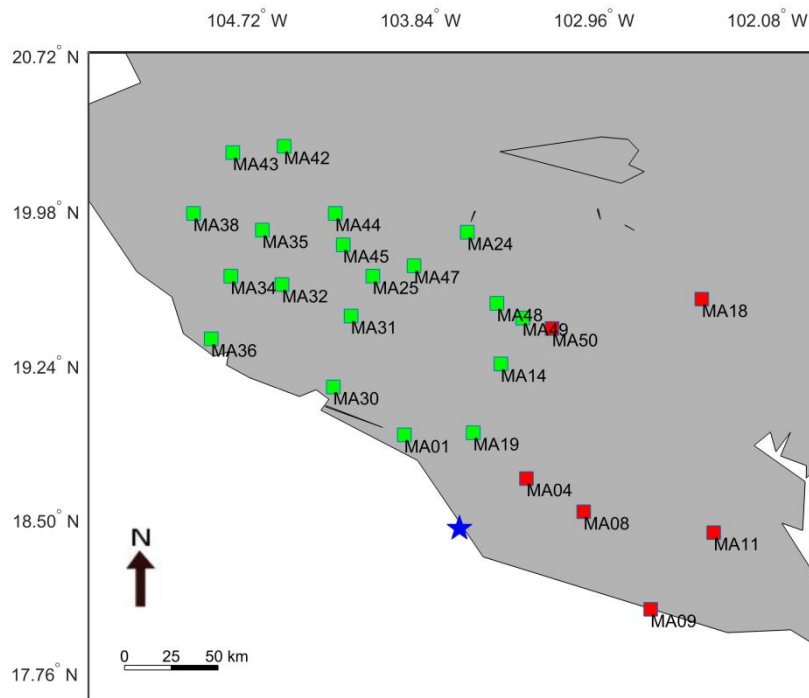


Figura 21. Epicentro del sismo de Jalisco del 13/08/2006. Los cuadros verdes representan las estaciones sismológicas de red temporal MARS utilizadas en la inversión.

Es importante resaltar de la figura anterior que las estaciones seleccionadas (cuadros verdes) recaen dentro del BJ, ya que como se aprecia, el epicentro del evento está justo en las cercanías del límite suroriental del BJ, más exactamente, en el graben el Gordo (EGG). En este punto, es importante destacar que si bien el mecanismo focal obtenido coincide con el esfuerzo local distensivo esperado, por encontrarse en la zona de desgarre entre las placas de Cocos y Rivera (Yang et al., 2009), no asegura que el mismo represente un punto superpuesto en el margen de delimitación suroriental del bloque, más bien, ello sólo asegura la presencia de una estructura local, ubicada a pocos kilómetros al Este del Graben de Colima. Posteriormente, se realizó otra inversión únicamente para estas estaciones. El ajuste logrado (Figura 22), así como la solución del tensor (Figura 23) revelan información relevante, tanto en el contexto tectónico como en el metodológico, que será objeto de discusión.

Luego de realizar la inversión con las estaciones seleccionadas, se observó que la solución del tensor mejoró considerablemente (Figura 23), esto se puede notar al observar el alto valor de reducción de varianza ($VR = 0.69$), el alto porcentaje de doble par (93.2%), unos valores adecuados de estabilidad de la inversión y del mecanismo focal ($CN=2.5$ y $FMVAR=15\pm 7$) y una solución del MF caracterizada por los valores de *strike/dip/rake* = $212^\circ/62^\circ/78^\circ$ más cercanos a aquellos proporcionados por Global CMT ($211/67/87$). Por otro lado, el ajuste de formas de onda logrado con las estaciones fuera del BJ es muy pobre. Lo anterior puede ser explicado, ya que el modelo de velocidad de corteza utilizado en el cálculo de las funciones de Green se construyó con base en las características geológicas y litológicas del BJ, por tanto se requiere un modelo de velocidad de corteza adicional para ajustar las otras estaciones ubicadas en el Bloque de Michoacán.

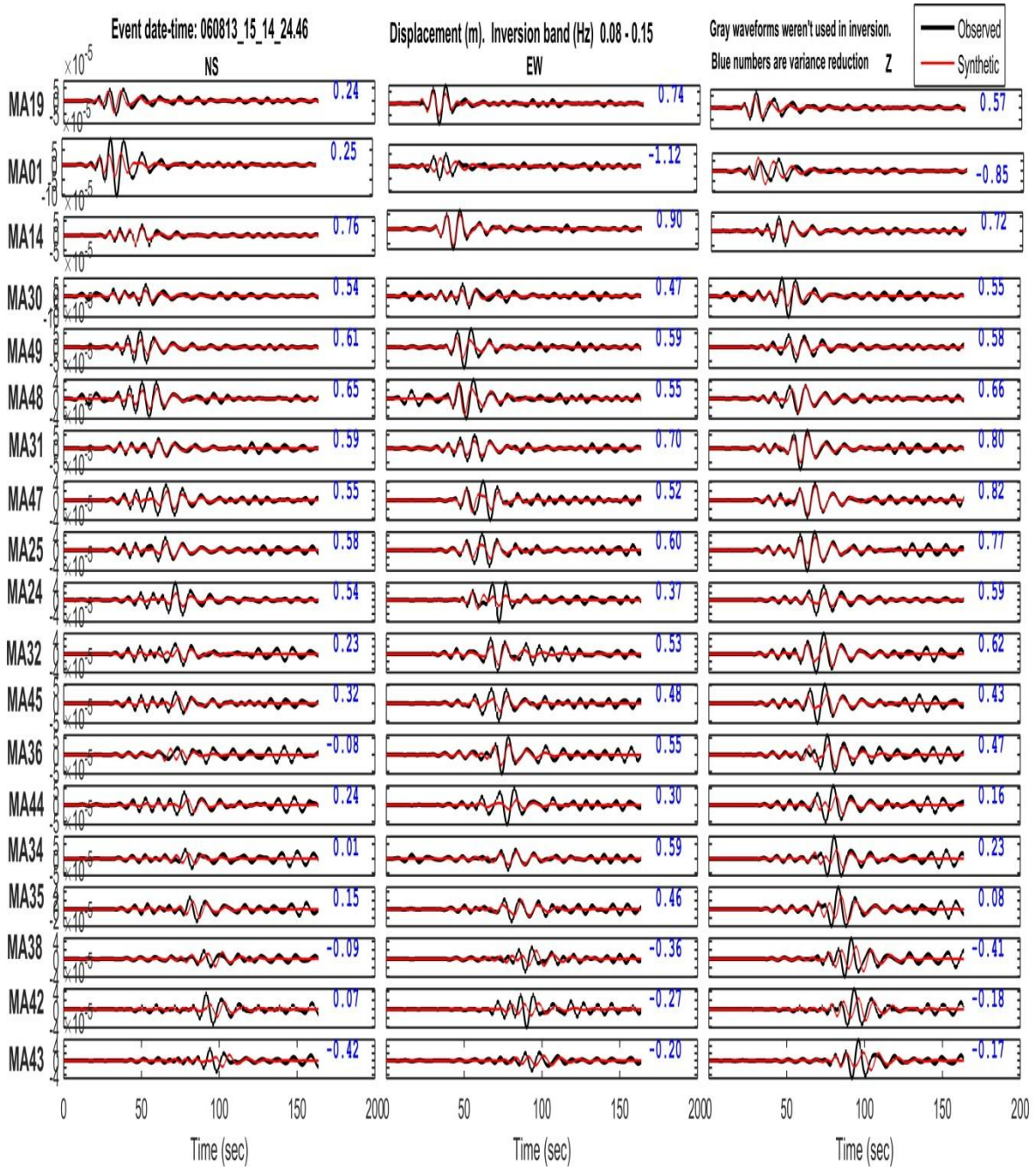


Figura 22. Ajuste de sismogramas sintéticos y observados. En negro se muestran los datos observados y en rojo los sintéticos. El valor en azul corresponde a la correlación entre ellos.

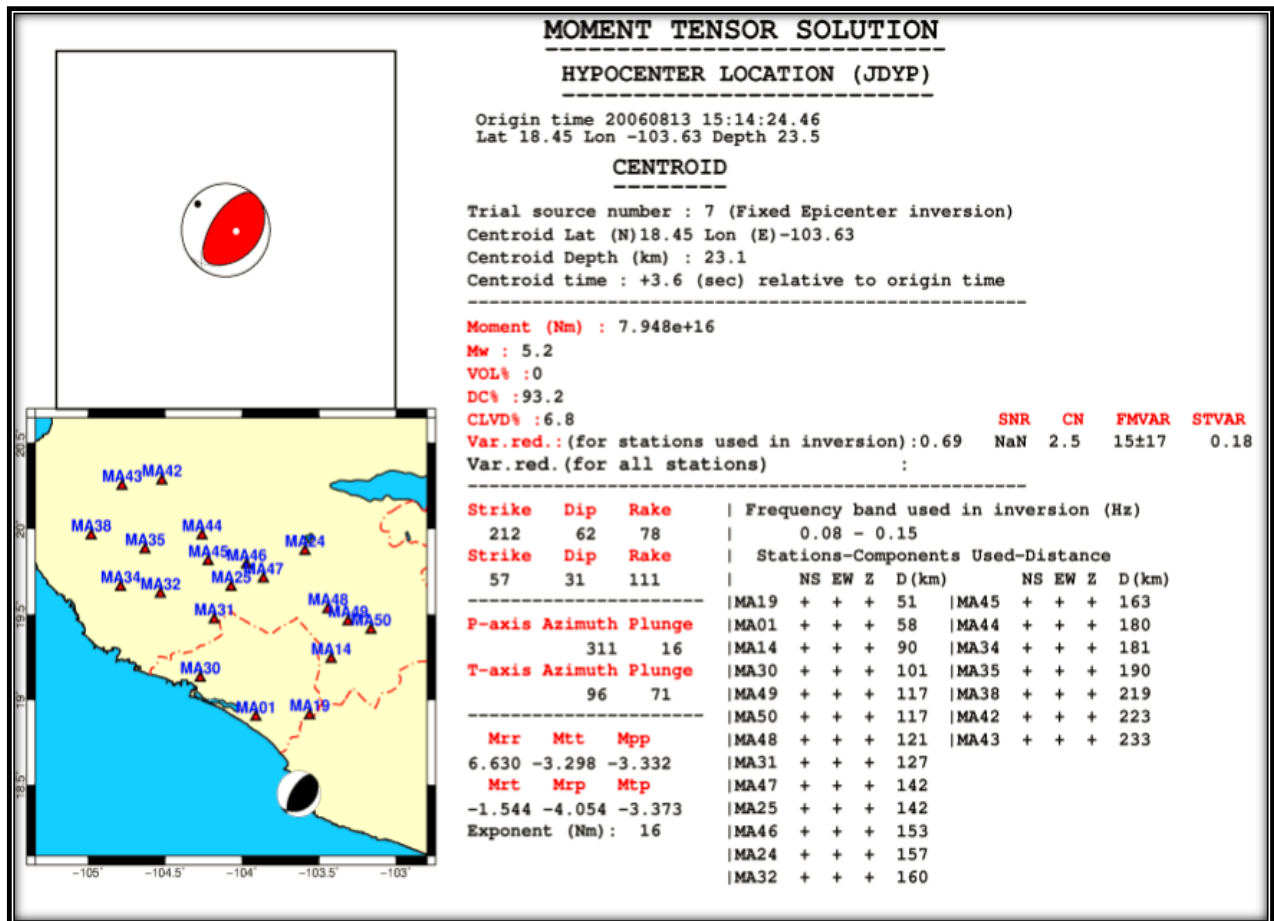


Figura 23. Solución del tensor de momento sísmico de Jalisco del 13/08/2006 obtenido con estaciones ubicadas al NW del epicentro.

Una vez realizada la inversión para las 20 estaciones localizadas únicamente dentro del BJ, haber obtenido un buen modelado de las formas de onda y por tanto, una mejor solución del tensor, se realizó una búsqueda de aquellas estaciones que presentaron los mejores ajustes (valores promedio de reducción varianza; Tabla 7). Con la idea, de lograr una inversión adecuada con un número pequeño de estaciones, se reprodujo el cálculo del TRMS con las 6 estaciones que presentaron el mejor ajuste (Figuras 24 y 25). La solución obtenida sugiere que el proceso de ruptura está compuesto por un mayor porcentaje de doble par del tensor (93%), mientras que en el caso de la reducción de varianza, la cual mide el ajuste promedio entre los sismogramas sintéticos y observados, es del 69% un 24% más alto que el obtenido con 20 estaciones. Esto se debe a que las estaciones que no se tomaron en cuenta en la inversión estaban en los límites o fuera del BJ y por tanto, no corresponde al mismo modelo de velocidad de corteza (Pacheco et

al., 1999). Lo anterior muestra que las características litológicas del B_j difieren de forma importante con respecto a las del Bloque de Michoacán.

INVERSIÓN CON 6 ESTACIONES

Tabla 7. Valores de correlación por estación.

Estación	MA01	MA30	MA48	MA31	MA47	MA25
Ajuste	0.80	0.76	0.80	0.78	0.76	0.79

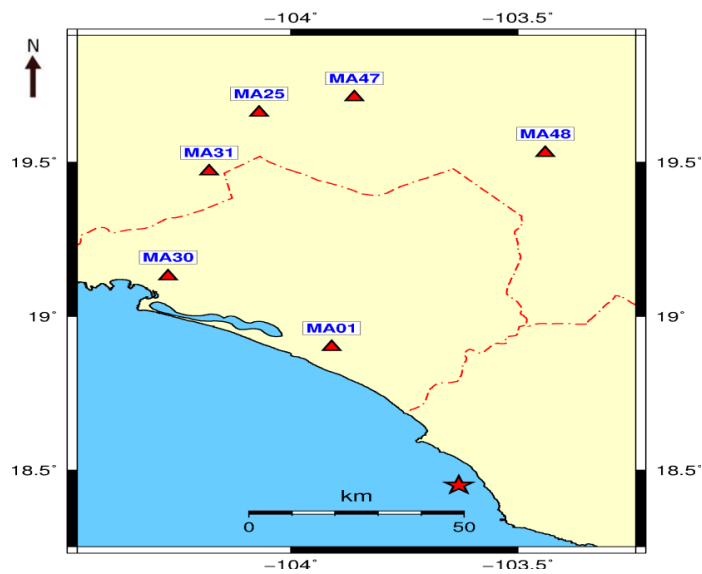


Figura 24. Epicentro del sismo de Jalisco del 13/08/2006 y las estaciones utilizadas en la inversión del TMSR calculado en este trabajo.

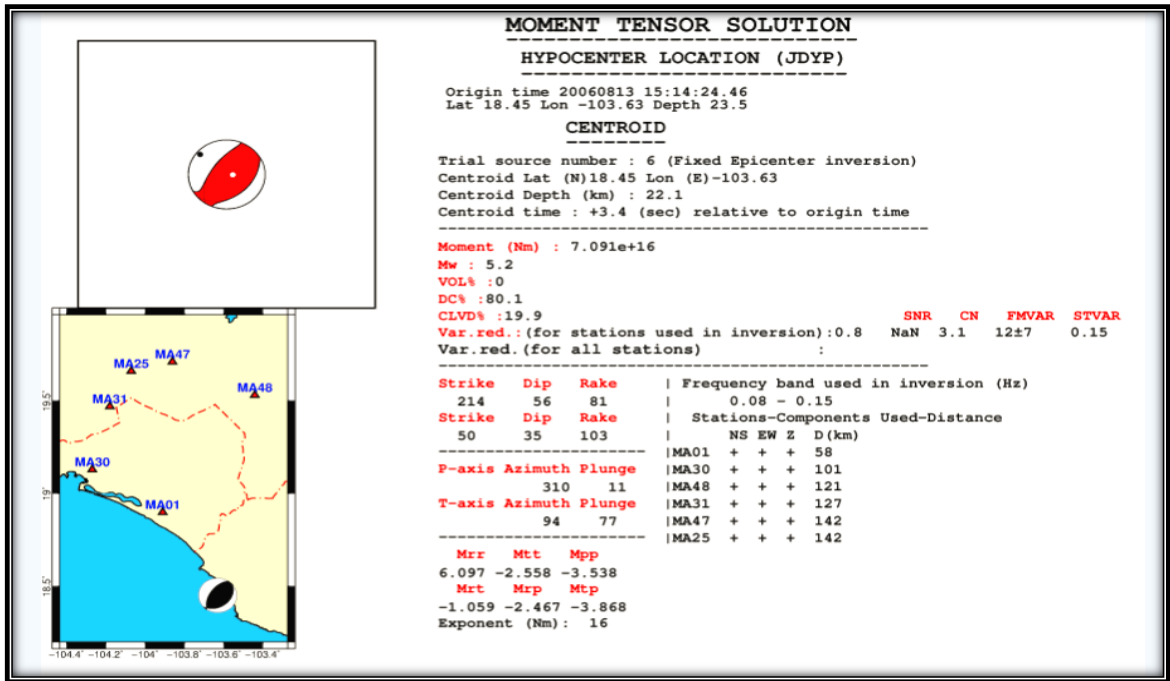


Figura 25. Solución del TMSR del sismo de Jalisco del 13/08/2006 obtenida en este trabajo mediante el uso de 6 estaciones.

Al tomar las 6 estaciones que mostraron mejor ajuste (Tabla 7) las cuales como era de esperarse son algunas de las más cercanas al epicentro dentro del BJ, observamos que La solución del tensor es estable y congruente (Figura 25) con los estados de esfuerzos regionales y los ajustes logrados con más estaciones. Vale la pena mencionar que pese a que no se muestran los ajustes de los sismogramas individuales, la solución del tensor muestra un índice de reducción de Varianza (Var. red. = 0.8), el cual indica que hay un 80% de congruencia promedio entre los sismogramas sintéticos y reales de las 6 estaciones. Dicho valor es notablemente mayor al obtenido con 20 estaciones (0.69). La solución del MF está caracterizada por los valores de *strike/dip/rake* = 214°/56°/81°. De igual manera la solución presenta un alto porcentaje DC (80.1%), y valores de estabilidad del tensor y del mecanismo focal adecuados (CN=0.81 y FMVAR= 12 ±7). Una vez, se obtuvo una solución adecuado con 6 estaciones, se repitió el proceso de inversión para 2 estaciones (Figuras 26 y 27).

INVERSIÓN CON 2 ESTACIONES

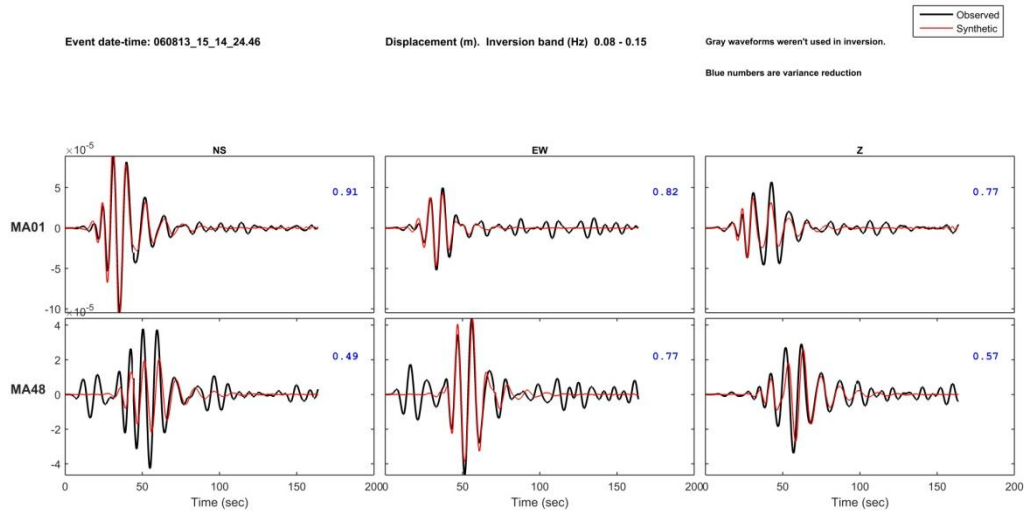


Figura 26. Ajuste de sismogramas del sismo del 13/08/2006 utilizando 2 estaciones.

El modelado de las formas de ondas mejoró notablemente al tratarse sólo de 2 estaciones (84%), conforme a lo esperado, ello debido a que en este caso el programa solo necesitó ajustar 2 estaciones. Sin embargo, es necesario analizar el parámetro CN de la solución del tensor (Figura 27), para determinar si el problema estuvo completamente determinado (número de datos \geq número de parámetros).

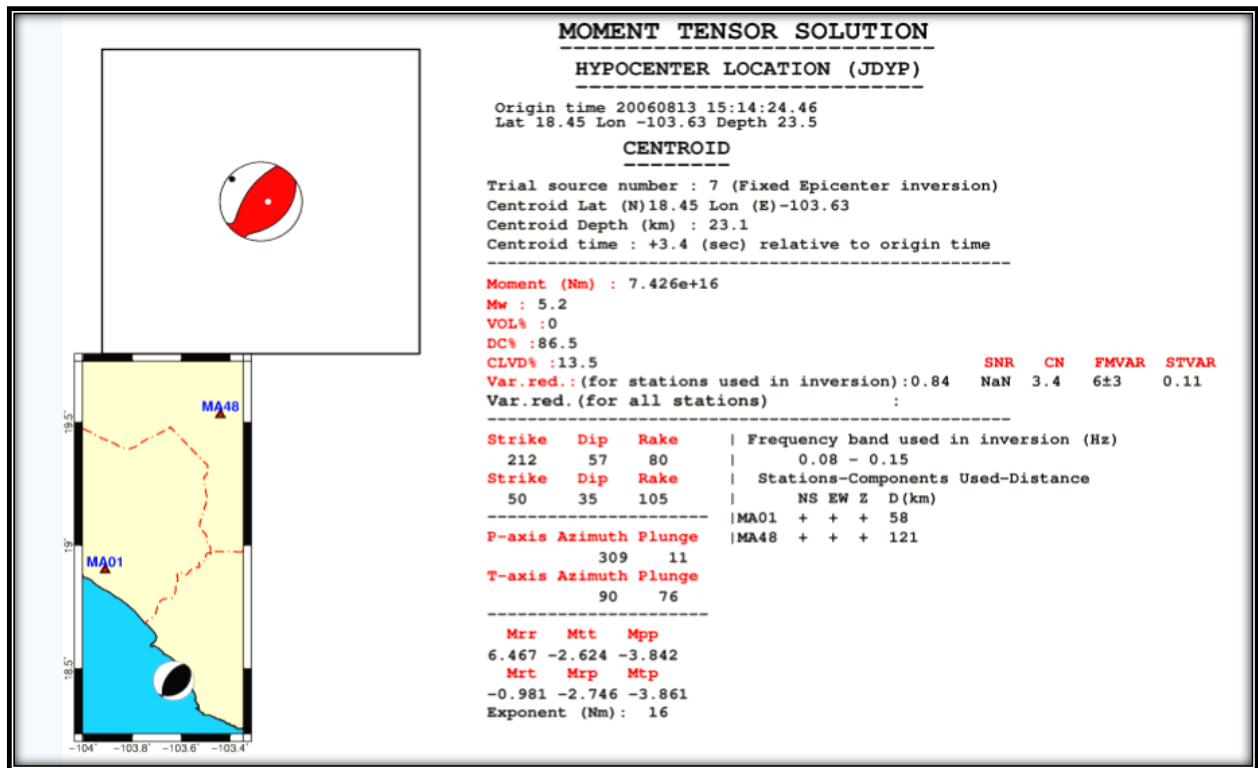


Figura 27. Resultado del TMSR del sismo del 13/08/2006 utilizando 2 estaciones.

De la solución anterior observamos que el tipo de mecanismo se mantiene estable. El ajuste entre sismogramas sintéticos y observados es del 86%, el mejor hasta el momento. Se obtuvo un alto porcentaje doble par (86.5%) y la profundidad no varía más de 1 km con respecto a las obtenidas en anteriores inversiones ($\cong 23.5$ km). Las únicas diferencias notorias en la solución del tensor se observan en la evaluación de los índices de estabilidad, presentando un valor del número de condición $CN= 3.1$ (indicando aún un problema bien planteado) y un valor de $FMVAR = 6\pm 3$, por lo tanto es hasta ahora la mejor inversión y la más eficaz. Para validar la hipótesis de que es posible obtener una buena solución del tensor con tan sólo 2 estaciones necesitamos evaluar otra combinación de ellas (estaciones MA31 Y MA48; Figura 28).

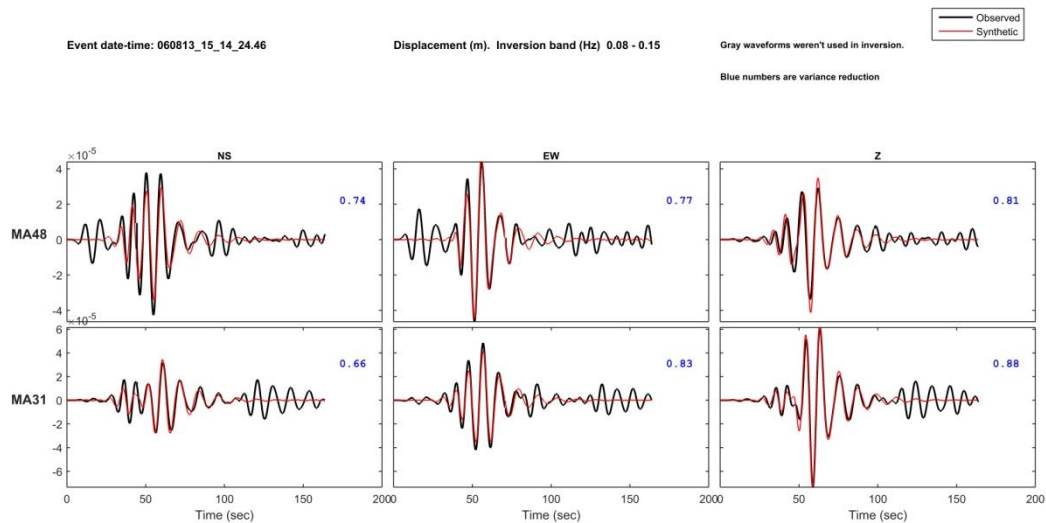


Figura 28. Ajuste de sismogramas para el sismo del 13/08/2006 utilizando 2 estaciones (MA48 y MA31).

Se observa un buen ajuste de sismogramas. La solución del tensor de momento encontrada para este nuevo caso, presenta un MF estable y similar a las inversiones previas (Figura 29).

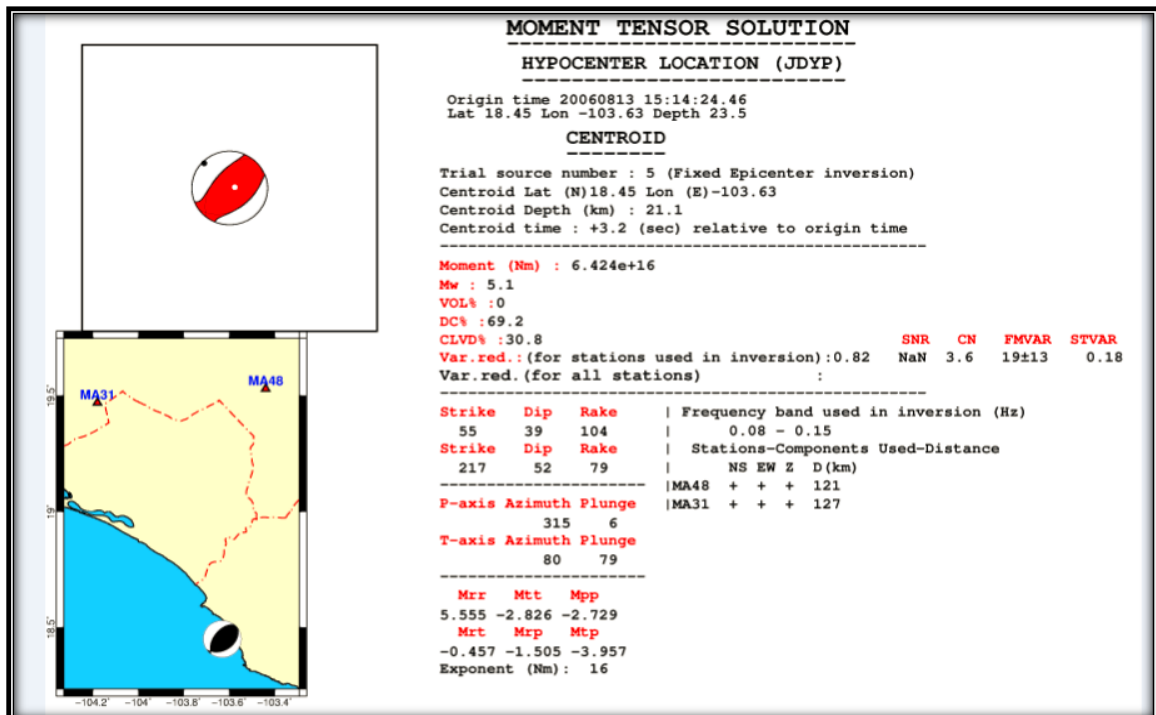


Figura 29. Solución del TMSR para el sismo del 13/08/2006 utilizando 2 estaciones (MA48 y MA31).

De la inversión anterior vemos que el tipo de mecanismo es muy similar (217/52/79) y además los valores de reducción de varianza (0.82), número condición (3.6) y FMVAR (19±13) nos indican un resultado confiable. Sin embargo, se pierde resolución en la búsqueda de la profundidad (21.1 km) con respecto a las soluciones anterior ($\cong 23.5$ km; Figura 29) y aparece un porcentaje CLVD considerable (30.8).

INVERSIÓN CON 1 ESTACIÓN

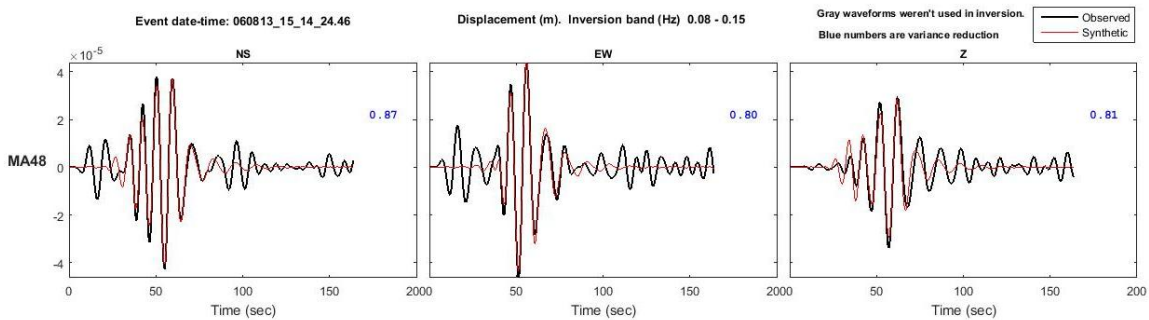


Figura 30. Ajuste de sismogramas para el sismo del 13/08/2006 utilizando sólo 1 estación (MA48).

De la figura 30 se observa que pese a lograr un ajuste muy bueno (84.3 % de congruencia), ello no garantiza una solución confiable del TMSR (Figura 31). De igual manera, esto es apreciable para la estación MA01 (Figura 32). Se destaca que los mecanismos focales obtenidos en ambas inversiones (Figuras 31 y 32) son completamente inconsistentes con los valores de *strike/dip/rake* = 298°/72°/167° reportados por la agencia Global CMT (211°/67°/87°).

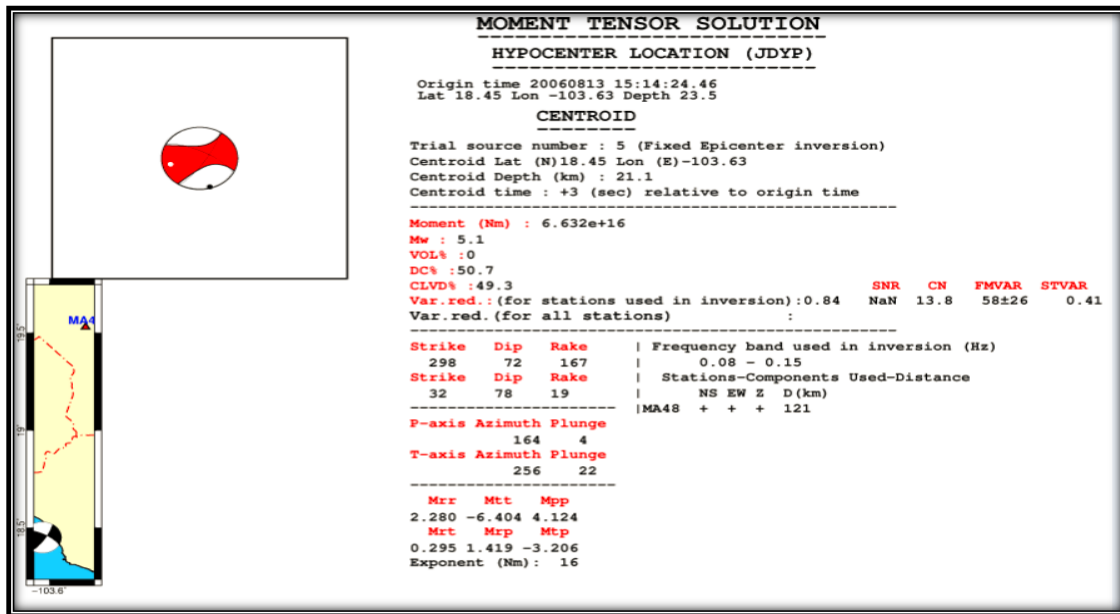


Figura 31. Solución del TMSR para el sismo del 13/08/2006 utilizando una sola estación (MA48).

También es importante resaltar el valor elevado que presenta el índice CN (13.8) el cual como hemos venido explicando, cuantifica la estabilidad de la solución, por tanto si valores superior a 5 caracterizan a problemas mal planteados (número de datos \geq número de parámetros), quiere decir, que en nuestro caso el problema no estuvo bien determinado. Además, la contribución CLVD es muy alta (49.3), cuando el resultado esperaba un porcentaje doble par cercano al 100 %, indicando que la fuente del sismo puede ser representada como una sumatoria de fuerzas de doble par. Finalmente, examinaremos otra inversión para tomando 1 estación diferente (Figura 32).

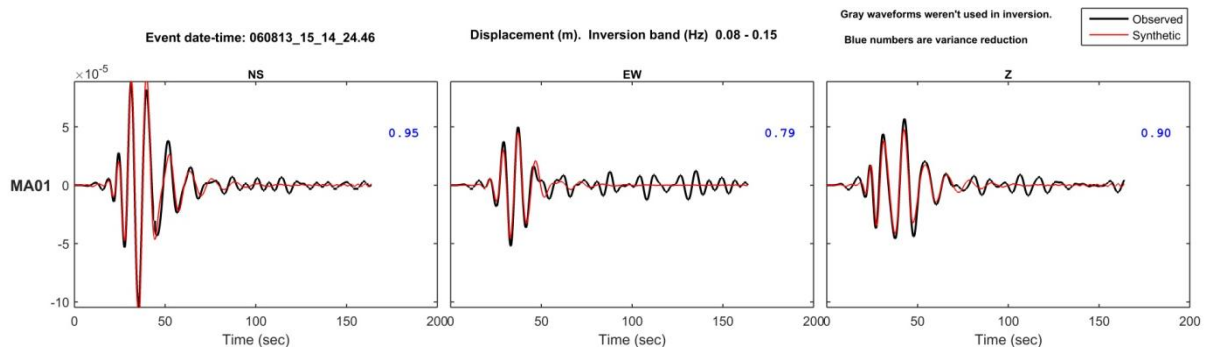


Figura 32. Ajuste de sismogramas sintéticos y observados para la estación MA01. En rojo se muestran los datos sintéticos y en negro los observados.

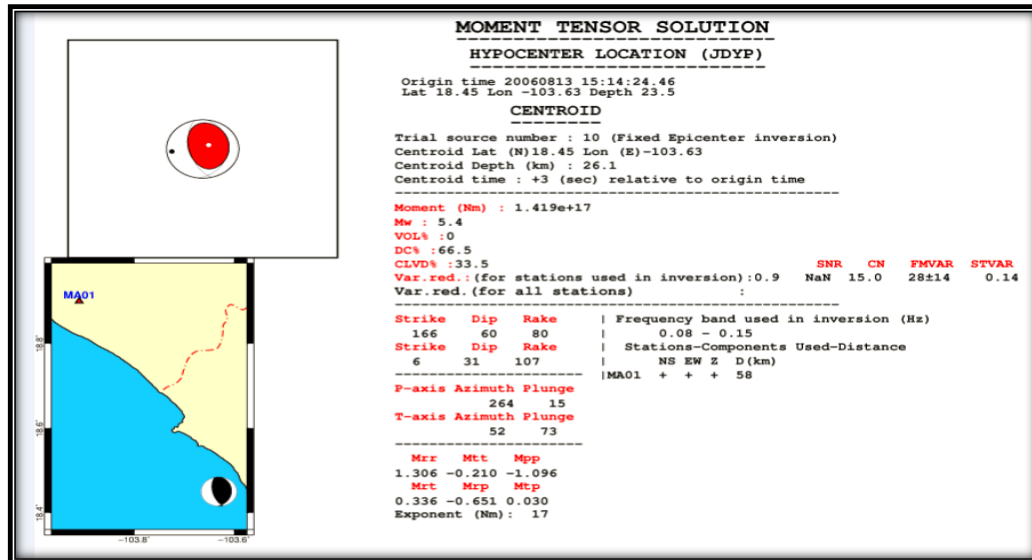


Figura 33. Resultado del TMSR utilizando 1 sola estación (MA01).

En estos últimos 2 casos encontramos que el tipo de mecanismo ya no es consistente con las soluciones anteriores a pesar de que el ajuste de sismogramas es muy bueno (84% y 90%). Además, la inversión alcanza altos porcentajes CLVD (49% y 33.5%) y valores para el índice número de condición arriba de lo normal (13.8 y 15). También, se pierde resolución en la búsqueda de la profundidad (21.1 km y 26.1 km). Por lo tanto, concluimos que para este evento, la inversión fue posible solo con un mínimo de 2 estaciones.

4.5 Caso de estudio: Sismo de Chiapas de Mw 6.1 del 23/09/2017

Este análisis corresponde a un sismo ocurrido el 23 de septiembre del 2017 (Mw 6.1) y el cual se considera como réplica del sismo de Tehuantepec del 7 de septiembre del 2017 (Mw 8.2; Figura 34). Para esta réplica varias agencias propusieron diferentes profundidades y localizaciones del epicentro (Figuras 36, 37 y 38), por lo cual se hizo necesario, además del correspondiente cálculo del TMSR, explorar una malla de búsqueda de la fuente en profundidad (Figura 35) y luego en un plano horizontal (Figura 36).

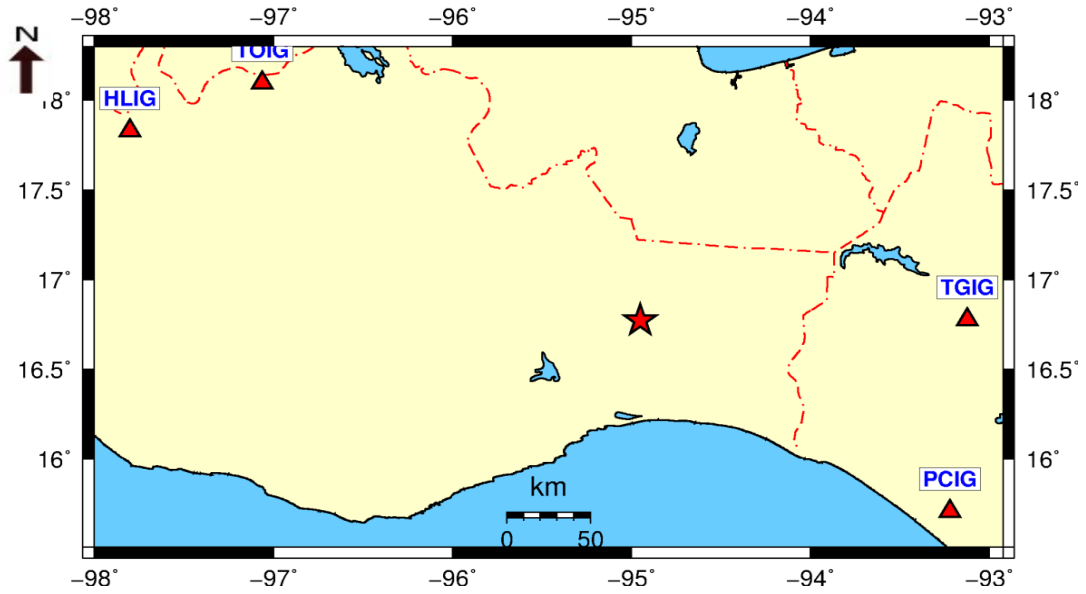


Figura 34. Localización epicentral del sismo de Chiapas del 23/09/2017. Las estaciones disponibles para la inversión se representan con triángulos rojos.

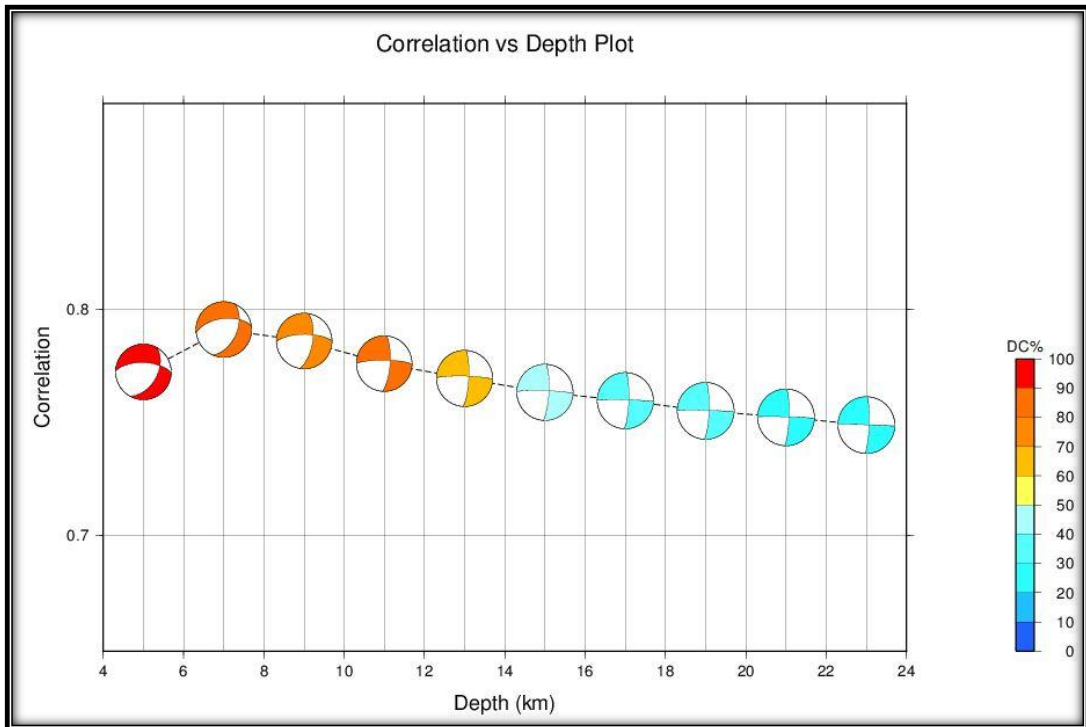


Figura 35. Búsqueda y correlación de la fuente bajo el epicentro del sismo de Chiapas del 23/09/2017. Se muestra también el porcentaje de doble par para cada profundidad.

De la gráfica anterior, se observa que a la profundidad de 7 km la fuente posee el mayor valor de correlación (0.9), lo que quiere decir, que el ajuste entre los sismogramas sintéticos y observados a esta profundidad logra una coincidencia del 90%. Observamos también, que el cambio en el mecanismo focal es estable, ya que conforme varía la profundidad (principalmente para los 3 primeros mecanismos), el evento continúa mostrando un carácter extensivo (evento normal) con una componente lateral derecha importante, la cual se incrementa luego del tercer mecanismo, hasta convertirse en un evento strike-slip. Posteriormente, se fija esta profundidad y se realiza una búsqueda en un plano horizontal (Figura 33).

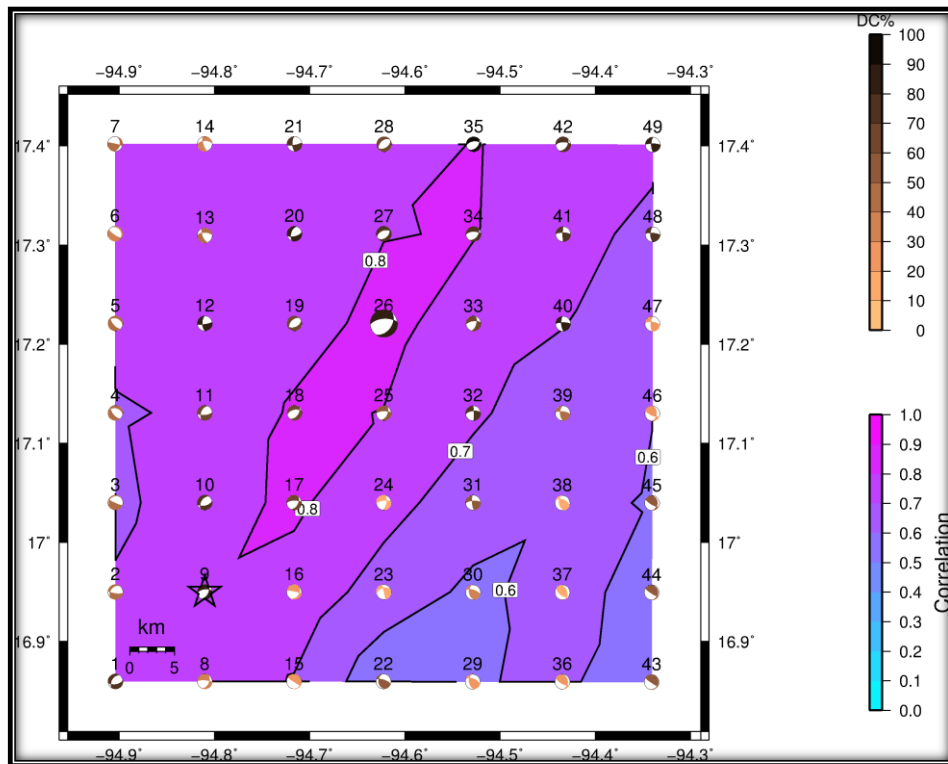


Figura 36. Búsqueda de fuente en un plano horizontal a una profundidad fija de 7 km para el sismo del 23/09/2017. El mecanismo dentro de la estrella representa la posición epicentral inicial tomada del SSN, mientras que la pelota de playa (número 26) representa la relocalización del evento realizada en este trabajo mediante el uso de ISOLA.

La relocalización observada anteriormente se basa en una búsqueda en un plano horizontal con pasos de 5 km y fijando la profundidad a los 7 km. La metodología utilizada por ISOLA realiza modelados de onda para cada fuente de prueba y escoge como mejor solución aquella que presenta una menor discrepancia entre los datos observados y sintéticos, y en este caso correspondió a la pelota de playa número 26

(Figura 33). Finalmente, podemos observar que el ajuste y la solución del tensor (Figuras 38 y 34) sugieren una relocalización del evento a 18 km hacia el NE con respecto a la localización inicial tomada de otras agencias (Figuras 38, 39 y 40).

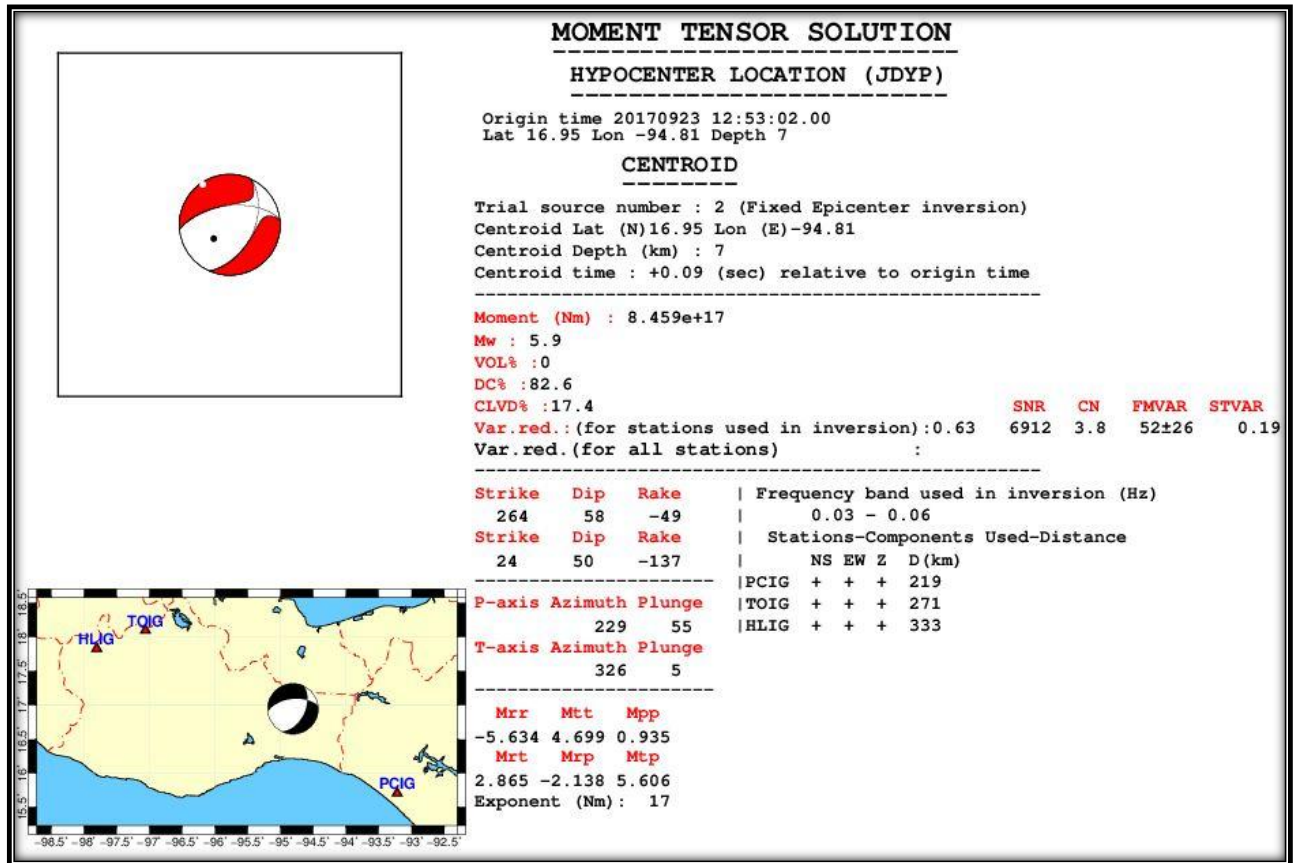


Figura 37. Solución del TMSR para el sismo del 23/09/2017 utilizando 3 estaciones sismológicas (HLIG, TOIG y PCIG).

El cálculo del TMSR fue llevado a cabo utilizando datos regionales cercanos (distancias entre 219 y 333 km) y asumiendo una representación puntual de la fuente. El cálculo de las funciones de Green se llevo a cabo a partir de un modelo de velocidad de corteza tridimensional (3D), obtenido del programa TomoMexWin (Spica et al., 2016) y el cual se resume en la Tabla 8.

Tabla 8. Modelo de corteza sismo Chiapas

Prof	Vp (km/s)	Vs (km/s)	$\rho(g/cm^3)$	Q_p	Q_s
0.00	5.013	2.978	2.560	300	150
3.92	5.447	3.204	2.560	300	150
9.53	5.732	3.372	2.800	300	150

15.17	6.102	3.589	2.940	300	150
22.68	6.393	3.761	2.940	300	150
29.35	6.740	3.965	2.980	300	150
34.36	7.084	4.167	2.980	300	150
38.11	7.350	4.324	2.980	300	150
41.87	7.616	4.480	3.360	300	150
48.26	7.847	4.616	3.360	300	150
63.26	7.624	4.485	3.360	300	150
78.26	7.402	4.354	3.360	300	150
88.26	7.420	4.365	3.360	1000	1000

Modelo de corteza obtenido mediante el uso del software TomoMexWin situado en el epicentro del evento. (Spica et al., 2016).

La posición y el tiempo del centroide fueron recalculadas a partir de un “Grid Search”, observando un desfase del tiempo irrelevante de 0.09 s. El pasa-bandas utilizado fue de 0.03 a 0.06 Hz y el valor máximo de frecuencia utilizada para el cálculo numérico de las funciones de Green fue de 0.12 Hz (El doble del valor utilizado en el filtro). La mejor solución mostro valores de *strike/dip/rake* = 264°/58°/-49°. Por otro lado, para evaluar la estabilidad de la inversión notamos que el problema estuvo bien determinado (CN=3.8). El FMVAR tuvo un valor de 52 ± 26 , que si bien es un poco alto en relación a los obtenidos anteriormente nos indica un mecanismo focal estable, puesto que los planos del mecanismo tienen alcanzan un error de 52°. Finalmente, el porcentaje CLVD, fue relativamente bajo (17.4%) lo cual conforme a lo esperado se obtiene principalmente un mecanismo de doble par. Es importante observar que el mecanismo focal obtenido concuerda con el publicado por otras agencias (Figuras 38 y 39).

201709231253A OAXACA, MEXICO

Date: 2017/ 9/23 Centroid Time: 12:53: 4.6 GMT
 Lat= 16.72 Lon= -95.11
 Depth= 12.8 Half duration= 2.6
 Centroid time minus hypocenter time: 3.1
 Moment Tensor: Expo=25 -1.230 1.300 -0.067 0.079 -0.309 0.689
 Mw = 6.0 mb = 0.0 Ms = 6.1 Scalar Moment = 1.46e+25
 Fault plane: strike=265 dip=47 slip=-65
 Fault plane: strike=50 dip=49 slip=-114



Figura 38. Tensor de momento obtenido por la agencia internacional Global CMT para el sismo del 23/09/2017.



Figura 39. Tensor de momento calculado por la agencia internacional USGS para el sismo del 23/09/2017.

Observamos que pese a que las tres soluciones mantienen tendencias similares para los valores de *strike/dip/rake*; 234°/38°/-110° para la USGS, 265°/47°/-65° para Global CMT y 254°/48°/-59° obtenida en este trabajo, nuestra solución coincide de mejor manera con la de Global CMT. Se resalta también, que la profundidad es menor a 13.5 km para las 3 soluciones e incluso con aquella reportada por el SSN (Figura 40), sin embargo, la diferencia con esta última podría justificarse al obtenerse de dos métodos diferentes de

localización; en este trabajo mediante el TMSR y para el SSN un proceso iterativo de tiempos de llegada de ondas P y S.



Figura 40. Localización reportada por el SSN para el sismo de Chiapas del 23/09/2017 (GMT 07:53:04, Mw6.1).

De las diferentes soluciones notamos que la nuestra concuerda más con las reportadas por las agencias internacionales (USGS y Global CMT) por presentar una profundidad mucho más superficial. Sin embargo, el resultado obtenido está limitado sólo al modelado de 3 estaciones (Figura 41).

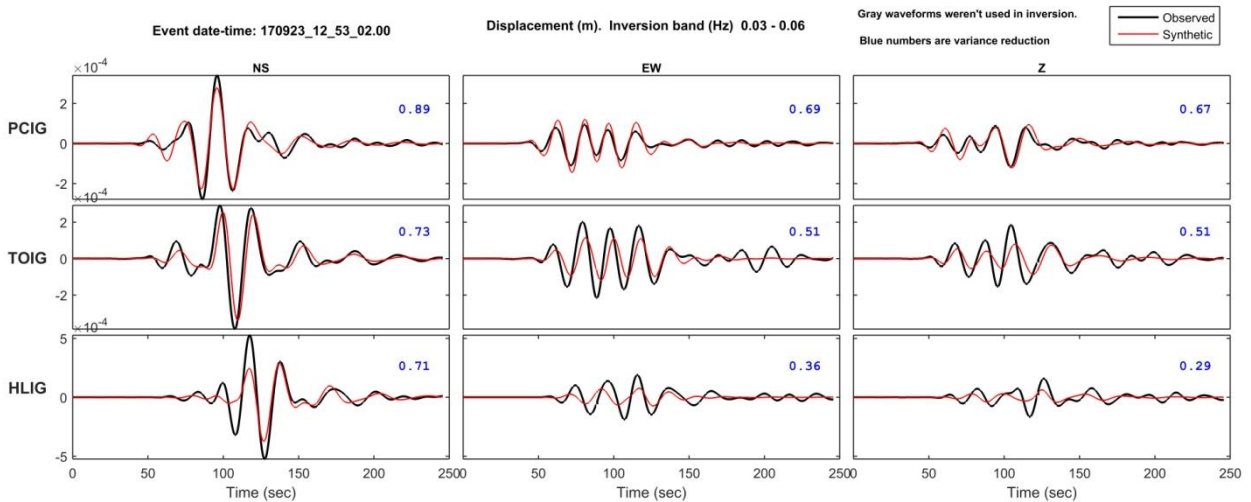


Figura 41. Ajuste de sismogramas sintéticos y observados calculados en este trabajo para el sismo de Chiapas del 23/09/2018 utilizando 3 estaciones (PCIG, TOIG y HLIG).

Vale la pena mencionar que a pesar de la gran cantidad de estaciones de la red del SSN que registró el evento, sólo se pudo contar con 3 de ellas para la inversión (HLIG, PCIG, TOIG). La eliminación de estaciones se debió a tres factores, el primero, toma en cuenta la regla 10 MSW (ver sección 4.3, ecuación 32), según la cual, a medida que aumenta la distancia epicentral de las estaciones, la frecuencia máxima utilizable en la inversión disminuye, lo cual implica que para algunas estaciones un filtro inferior a estas frecuencias imposibilita identificar la señal de manera clara. El segundo factor que llevó a descartar estaciones para la inversión mediante ISOLA es que este programa necesita que las estaciones utilizadas en la inversión sean aproximadamente equidistantes, ya que el programa utiliza una ventana de tiempo común de inversión para todas las señales; es decir, la ventana de tiempo escogida deberá incluir la señal de la estación más cercana, así como de la más lejana y como bien sabemos, la red de estaciones del SSN si bien es buena aún es limitada y es difícil encontrar esta característica con muchas estaciones. Finalmente, el tercer factor de descarte fue la presencia de frecuencias anómalas “*tiltlikes*” en las señales (Figuras 42 y 43). Estas señales son difíciles de filtrar por tener una frecuencia variable a lo largo del tiempo.

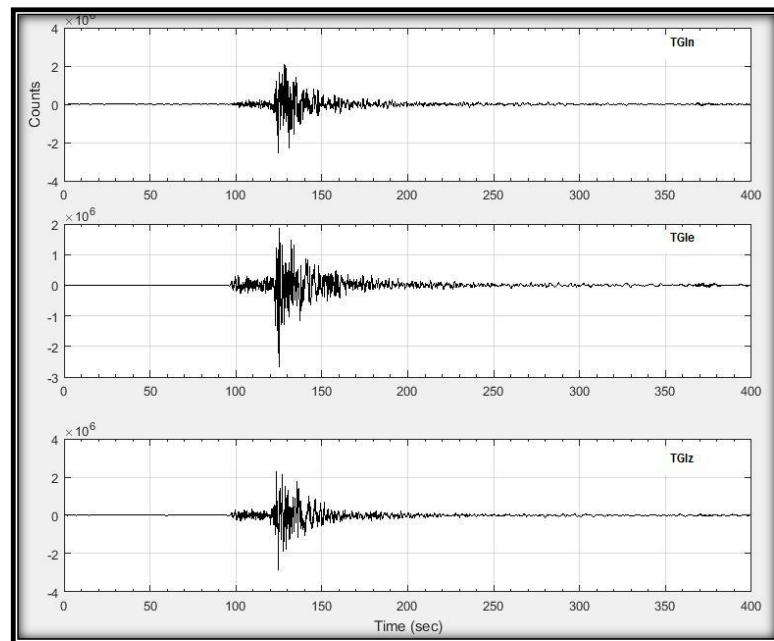


Figura 42. Componentes de la Señal de la estación sismológica TGIG del evento del 23/09/2017 antes de ser integrada.

La figura 42 muestra la señal de velocidad recibida por la estación TGIG, la cual no presenta anomalías en su registro. Sin embargo, luego de integrar la señal, aparecen perturbaciones de largo periodo imposibles de filtrar (Figura 43) y que por tanto, exigen la discriminación de esta estación en la inversión.

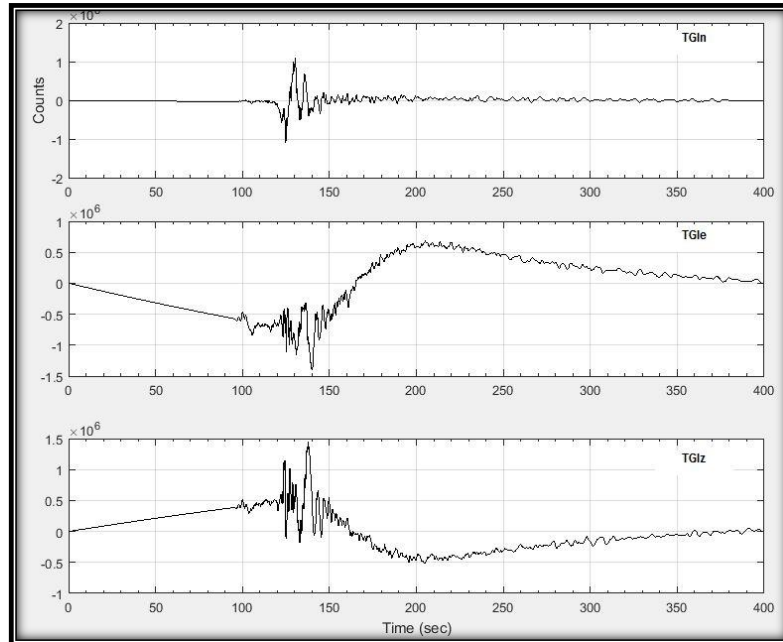


Figura 43. Formas de onda correspondiente a las 3 componentes de la estación TGIG para el evento de Chiapas del 23/09/2017 después de ser integrada.

Las perturbaciones observadas en la estación TGIG (Figura 43) impidió que las señales fueran ajustadas y por consiguiente no fue incluida en el proceso de inversión. A pesar de no poder haber utilizado más estaciones por las razones ya mencionadas la solución es estable y como ya hemos mostrado, congruente con la reportada por varias agencias. Otro recurso importante que ofrece esta metodología es la herramienta “*Jackknifing*”, la cual permite descartar y permutar el uso de estaciones, para visualizar los diferentes valores de *strike*, *dip* y *rake* obtenidos en cada inversión. Lo anterior incluso, puede extrapolarse con el uso de las componentes, con el objetivo primordial de evaluar el grado de estabilidad de la solución (Figura 44).

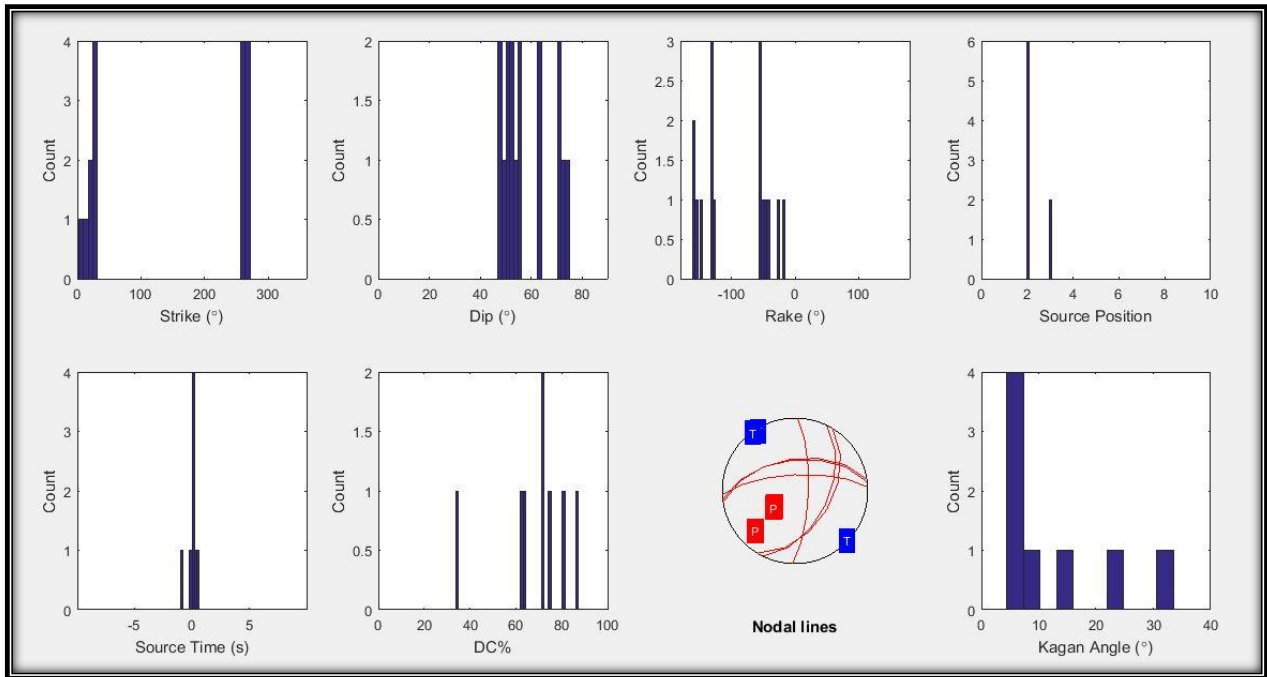


Figura 44. Jackknifing llevado a cabo por ISOLA para evaluar la estabilidad del TMSR para el sismo del 23/09/2017.

La importancia de éste recurso, radica en la posibilidad de realizar varias inversiones permutando y eliminando el uso de estaciones y componentes en el proceso de inversión. Las líneas nodales en la gráfica permiten observar un comportamiento estable, ya que los puntos de presión y tensión se reúnen en una misma región. Los histogramas relacionados con el *strike*, el *dip*, el *rake*, la posición de la fuente, el tiempo de la fuente, el porcentaje doble par y el ángulo de Kagan nos indican los diferentes valores obtenidos en cada prueba. Más específicamente, de los histogramas acerca del ángulo de Kagan notamos que el mayor valor es de 30° lo cual quiere decir que los planos del mecanismo focal tienen un error de máximo 30°.

Finalmente, se observa que la solución del tensor obtenida (Figura 37) corresponde a un mecanismo focal normal con una importante componente lateral izquierda. Las características del tensor obtenido concuerdan con la zona de cizalla controlada principalmente por las fallas Rio Verde, Rio Alegre, Rio Oaxaca – Rio Opinal, entre otras (Figura 45). Por tanto, se sugiere en este trabajo que el sismo principal de Tehuantepec ocurrido el 7 de septiembre del 2017 (Mw 8.2) pudo reactivar algunas de las fallas antes mencionadas, generando este evento replica.

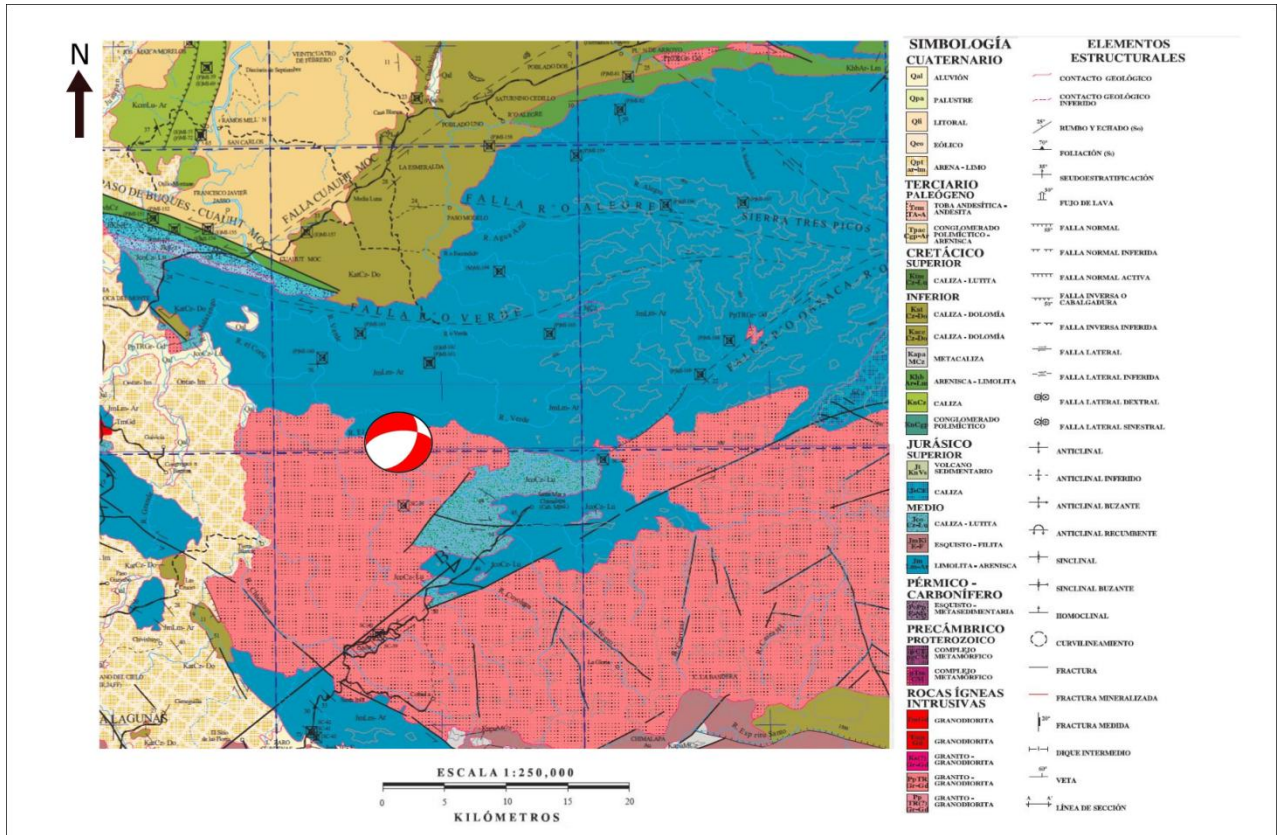


Figura 45. Correlación del mecanismo focal obtenido en este trabajo para el sismo del 23/09/2017 con las características geológicas de la región. Cartas geológico-mineras Minatitlán E15-7 y Juchitán E15-10 D15-1 del SGM (modificado de Aguilera-Martínez et al., 2000 y Martínez-Amador et al., 2000).

5.3 POSIBLES ESTACIONES DEL SSN CONTAMINADAS CON “TILTLIKES”

De acuerdo a Zahradnik y Plesinger (2010) acerca de “tiltlikes”, y a la experiencia obtenida en la realización de este trabajo, llamaremos estaciones contaminadas a aquellas estaciones del SSN (Tabla 9) que luego de registrar 2 eventos diferentes y ser integradas presentan “tiltlikes” (Figura 43). Estas perturbaciones aún en discusión pueden estar relacionadas a un error de carácter instrumental, posiblemente a una leve desorientación del sensor o la metodología utilizada por el software en la integración de la señal mediante la transformada de Fourier. Sin embargo, es un estudio que deberá realizarse con cuidado en futuras investigaciones.

Tabla 9. Eventos invertidos en este trabajo con su conteo de ratones.

Eventos (Fecha, Mw)	Número de estaciones analizadas	Número de estaciones con ratón	Estaciones con ratón
2015/08/31,3.9	17	14	AR,HL,MY,RP,TO,ME,PN,JR,MO,PP,PZ, AA,TL,MM
2017/04/29,3.9	10	10	AR,ZI,PL,CJ,MM,MO,YA,AA,AN,TX
2012/04/22,4.6	11	11	AR,CA,HL,TL,ZI,PL,CJ,JR,MM,MO,YA
2006/05/11,4.8	8	6	AR,CJ,IG,MM,MO,ZA
2012/04/22,4.9	21	16	AR,CA,DH,HL,LV,OX,TL,TP,ZI,PN,PP,JR, LN,PZ,YA,ZA
2014/05/10,4.9	7	2	ZI,CR
2011/06/03,5.0	13	12	HL,HU,LV,PC,TL,TP,TU,ME,PL,PN,PP,YA
2006/02/20,5.0	8	6	CA,DH,ME,PP,YA,TX
2018/05/16,5.2	8	4	AR,CR,DA,ME
2016/05/07,5.6	14	7	AA,DH,LV,MO,RP,TL,ZA
2016/06/07,6.1	21	1	TX
2017/09/23,6.1	23	3	HU,RP,TG
2017/09/19,7.1	15	6	DA,ME,PL,PN,TL,TP

La nomenclatura utilizada en el nombre de la estación omite la terminación IG.

Inicialmente, se quería realizar la inversión con datos de la red temporal MARS (Mapping the Rivera Subduction Zone), no obstante, por el hecho de no tratarse de una red permanente, las estaciones presentaban en su mayoría señales con perturbaciones anómalas variables en el tiempo (Zahradnick y Plesinger, 2010), por lo cual, las inversiones fracasaban. Ese fue el primer filtro en la selección de los datos utilizados. Así entonces, la inversión se realizó con datos del SSN. Sin embargo, el problema de tales perturbaciones seguía presentándose, esta vez, en menor cuantía. Este hecho obligo a realizar un análisis previo de las señales en busca de “*tittlikes*” con el fin de pronosticar

inversiones fallidas, de este estudio se obtuvo la Tabla 9, la cual resume el evento invertido con su magnitud, el número de estaciones analizadas que registraron la señal, y el número de estaciones que presentaban este ruido anómalo. Se puede concluir, que para eventos de magnitudes intermedia a grandes ($M_w > 5$) las estaciones con presencia de ratones es mínimo, sin embargo, existen eventos con magnitudes menores que logran ser invertidos. Si bien estos no son muchos, es recomendarlos no descartarlos sin haber realizado un preprocesamiento de estas señales, ello ayudaría a revelar cuáles de ellos son factibles de ser invertidos.

Luego de realizar un análisis para todas las señales, se obtienen algunas impresiones. La presencia o no de ratones en las señales, no está relacionada con la distancia epicentral de las estaciones, es más notoria una relación con la magnitud de los eventos como se observa en la Tabla 9, donde a mayores magnitudes ($M_w > 5$) el número de estaciones sin ratones es considerablemente mayor al número de estaciones contaminadas (más del doble), en cambio, para magnitudes pequeñas ($M_w < 5$) el número de estaciones con ratones es mayor o levemente inferior a las estaciones limpias, lo que claramente descartaría gran parte de las estaciones e impediría llevar a cabo el cálculo del TMSR.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS

Se analizaron varios sismos regionales de diferentes ambientes tectónicos, la mayoría de ellos localizados cerca de la trinchera Mesoamericana mediante La inversión del Tensor de Momento Sísmico Regional. La metodología contenida en ISOLA es apropiada para estudiar sismos de magnitudes de intermedias a pequeñas. La inversión y modelado de la forma de onda incluye el análisis de características propias de las señales y algunos parámetros estadísticos. Entre las conclusiones más sobresalientes podemos mencionar:

1. La inversión del TMSR, mediante el modelado de la forma de onda, permite conocer las características de la fuente sísmica, su resolución puede disminuir con la reducción de estaciones; aunque la mayor afectación ocurre con la disminución de la magnitud del sismo, ya que de ésta depende del intervalo de frecuencias analizado, incluso la calidad de los datos. En este trabajo la magnitud mínima (M_{\min}) de inversión dependió de la densidad de estaciones que tiene una red sismológica. Con los datos de la red del SSN fue posible resolver eventos con una M_{\min} de hasta 3.9. Mientras que con los datos de la red MARS fue posible analizar un evento de $M_{\min}=3.3$, el cual ocurrió en el graben de Tepic-Zacoalco, cerca del graben de Chapala. Ello fue posible gracias a una mayor densidad de estaciones en un menor rango de distancias, sin embargo, este fue un caso especial. En este trabajo encontramos que la M_{\min} invertible depende de varios factores, pero el más sensible es probablemente la distancia fuente-estación más lejana. Ello sugiere que pese al incremento actual de estaciones que está llevando a cabo el SSN, aún serán pocos los eventos en México que se podrán invertir con magnitudes inferiores a 4, la probabilidad mejorará para las magnitudes entre 4 y 5, y la mayor probabilidad será para mayores a 5. En el caso de microsismicidad se requerirán distancias más pequeñas entre estaciones.

2. La inversión de evento de Jalisco del 13 de agosto de 2006 mostró que existe una diferencia litológica sobresaliente entre en Bloque de Jalisco y el Bloque de Michoacán. Esta diferencia dificulta el cálculo de las funciones de Green para sismos ocurridos en los límites de los bloques, por lo que se requieren dos modelos de velocidad para realizar la inversión. La metodología del TMSR permitió corroborar la posición del límite Este del BJ propuesta por otros autores.
3. El número mínimo de estaciones necesarias para lograr inversiones confiables es de 2, aunque este valor debe considerarse como extremo, ya que puede haber casos en los que 2 estaciones sean insuficientes para lograr una inversión aceptable.
4. El análisis del número mínimo de estaciones en el TMSR es de utilidad en Latinoamérica por la limitada cantidad de estaciones. En México es preferible realizar la inversión utilizando un mínimo de 3 estaciones equiespaciadas acimutalmente. La inversión debe estar respaldada por la evaluación de diferentes parámetros que midan el error y la estabilidad de la solución, como el análisis de la relación de incertidumbre, exploración del espacio de soluciones (“Jackknifing”), reducción de varianza, porcentaje doble par, entre otros. El número de condición, de acuerdo a las soluciones obtenidas, debe ser inferior a 5. Las inversiones fallidas en este trabajo tenían en común valores mayores a 5, un valor inferior a 5 indica que el problema está bien determinado (número de datos > número de parámetros). Las inversiones exitosas presentan ciertos intervalos de valores para los índices de variabilidad del mecanismo focal ($FMVAR < 30$), porcentaje doble par ($\%DC > 80 \%$) y reducción de varianza ($Var. red > 0.5$).
5. Los resultados de la inversión del TMSR con pocas estaciones deben corroborarse con diferentes estimaciones de error y con datos complementarios. Es recomendable utilizar estaciones triaxiales y equidistantes del epicentro, con una posición acimutal diferente. Una inversión adecuada debe estar libre de

cualquier tipo perturbación transitoria en las señales. En el código de inversión ISOLA se sigue la regla empírica de 10 MSW, la cual relaciona la magnitud y la máxima distancia epicentro-estación para obtener la mayor frecuencia utilizable en el cálculo de las funciones de Green, y definir el filtro pasa-bandas más adecuado en cada inversión. Otro factor que debe tomarse en cuenta para la inversión es la relación señal-ruido, la cual debe ser lo más alta posible. Una sugerencia empírica para evitar invertir demasiado tiempo es integrar las señales previamente a la inversión, ello permite eliminar aquellas señales contaminadas con perturbaciones transitorias de “largo periodo”.

6. La geometría de la mayoría de los tensores obtenidos coinciden con la tectónica regional reportada, lo que corrobora la calidad de nuestros resultados. Sin embargo, para los eventos 7 y 10 no se encontró ninguna correlación teórica con estructuras reportadas. Es posible que los eventos estén asociados a estructuras ciegas. También se puede deber a que el evento 07 fue invertido utilizando las componentes verticales de 3 estaciones, lo que aumenta la incertidumbre. En el evento 10 aunque se utilizaron sólo 2 estaciones se muestra que con un mínimo de estaciones es posible lograr una estimación adecuada de la geometría de la fuente.

7. No existe una explicación clara sobre el origen de los “*tiltlikes*”, la mayoría de las componentes afectadas son las horizontales (N y EW), en pocos casos la componente vertical (Z) también muestra este tipo de perturbación, posiblemente las componentes horizontales sean más sensibles a cambios de temperatura, deriva, ruido ambiental, entre otros factores. Mientras que la distancia no parece ser un parámetro que determine la presencia de estas perturbaciones. Esta dificultad abre la puerta a futuras investigaciones para su caracterización. La relación más evidente de la presencia de “*tiltlikes*” en las señales, de algunas estaciones, es con la magnitud. Para eventos de magnitudes mayores a 5 (Tabla 9), las estaciones libres de ratones son mucho mayores a las contaminadas, por otro lado, los eventos de magnitud menor a 5 presentan para la mayoría de sus

estaciones señales con “*tiltlikes*”. Los eventos más grandes ($M_w > 5$) aunque contienen estas perturbaciones de periodos largos no son tan trascendentes en términos de energía, mientras que en los eventos más chicos ($M_w < 5$) ocurre lo contrario. Otra posibilidad de la presencia de estas perturbaciones es que quizá tengan que ver con la metodología de integración utilizada por ISOLA.

8. El cálculo del TMSR se llevó a cabo inicialmente en el BJ con datos de la red temporal MARS, en cuyo caso sólo se logró invertir sólo 2 eventos, ya que en la mayoría de los datos se encontraron abundantes “*tiltlikes* en las señales”. Probablemente al tratarse de una red temporal, existan algunos errores en la orientación del sensor, la calibración de los instrumentos y la selección de los lugares de instalación de los equipos. En el caso de la red del SSN, al ser una red permanente se tiene un mayor cuidado, por lo que se reduce la presencia de ratones, principalmente en eventos de magnitud mayor a 5 y en algunos casos, inclusive menores.

9. Para el sismo del 23 de septiembre de 2017 (12:53:02, M_w 6.1) las agencias reportaron diferentes localizaciones hipocentrales. Mediante el TMSR la mejor correlación la encontramos a 7 km, mientras que la posición horizontal del epicentro se encuentra desplazada 18 km hacia el NE con respecto a la localización inicial del SSN. Nuestra profundidad es parecida a la reportada por el USGS y el Global CMT y difiere de la reportada por el SSN, la cual es de 22 km. La cercanía espacial y temporal de este evento con el sismo de Tehuantepec ocurrido el 7 de septiembre del 2017 (M_w 8.2), fortalece el hecho de ser considerado como una réplica, tal como lo propone la agencia SSN. Además, la coincidencia cinemática y geométrica del mecanismo focal con algunas estructuras superficiales cercanas al epicentro, sugieren la hipótesis de que el evento mayor, reactivo fallas en superficie generando este evento réplica.

10. La inversión del TMSR hoy en día es una herramienta que utilizan de forma automática la mayoría de agencias internacionales, sin embargo, algunos eventos requieren de un análisis más detallado, debido a la divergencia entre los diferentes parámetros (*trade-offs*) que intervienen en la inversión (ver sismo de Grecia, 17/11/2015 Mw6.4), cuya inversión fue complicada debido a la heterogeneidad de la corteza. Al SE del epicentro en la Isla de Lefkada, el espesor de la corteza es de 40 km, al NE de 20 km y al W es inferior a 7 km (corteza oceánica). Además, la trayectoria entre el epicentro y las estaciones incluyen océano, lo que dificulta el cálculo de las funciones de Green. En México el programa *TomoMexWin* permite obtener modelos adecuados de velocidad de la corteza.

BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K. (1972). Scaling law of earthquake source timefunction, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 31, 3-25.
- Aki, k. and P. G. Richards. (1980). *Quantitative Seismology Theory and Methods*, W. H. Freeman and Co., New York, San Francisco, 932 pp.
- Aki, K.(1966). Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, 2, Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from G-wave spectrum, *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.*, 44, 43-88.
- Aki, K., & Richards, P. G. (1980). *Quantative seismology: Theory and methods*. New York, 801.
- Allan, J. F. (1986). Geology of the Colima and Zacoalco Grabens, southwest Mexico: Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt, *Bull. Geol. Soc. Am.* 97, 473-485.
- Allan, J. F., S. A. Nelson, J. F Luhr,. I. S. E.Carmichael, M. Wopat, and P. J. Wallace (1991). Pliocene-Recent rifting in SW México and associated volcanism an exotic terrane in the making in Dauphin, P. J. and Simoneit B. R. T. eds., *The Gulf and Peninsular province of the Californias*; American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, 425-445.
- Ammon, C.J. (2001). Moment-tensor inversion overview [online]. Available from www.essc.psu.edu/~ammon/HTML/MTinvDocs/mtinv.html (cited 17 May 2005).
- Astíz-Delgado, L. M. (1980). *Sismicidad en Acambay, Estado de México, El temblor del 22 de febrero de 1979*. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería (Doctoral dissertation, B. Sc. thesis (unpublished)).
- Bandy, W. L. (1992). Geological and geophysical investigation of the Rivera-Cocos plate boundary. implications for plate fragmentation, Ph. D. Thesis, Texas A&M University, College Station, Texas, 195.
- Bandy, W., C. Mortera-Gutierrez, J. Urrutia-Fucugauchi and T.W.C Hilde (1995). The subducted Rivera-Cocos plate boundary: Where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift? *Geophys. Res. Letters*, 22, 22, 3075-3078.
- Barajas, A. M. (2000). Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 72-83.
- Bosch, M., Cabrera, P., Garcia, M. (2008). Situación actual de las placas tectónicas. Recuperado de <http://lasislasgriegas.blogspot.com/2009/03/placas-tectonicas.html>.
- Bosch, M., Cabrera, P., Garcia, M. (2008). Geología de las Islas Griegas. Recuperado de <http://lasislasgriegas.blogspot.com/2009/03/placas-tectonicas.html>

- Bouchon, M. (1981), A Simple Method to Calculate Green's Functions in Elastic Layered Media, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 959-971.
- Bullen, K. E., Bullen, K. E., & Bolt, B. A. (1985). An introduction to the theory of seismology. Cambridge university press.
- Byerly, P. (1922). The nature of the first motion in the Chilean earthquake of november 11, 1922. University of California. Carnegie Institution.
- Coutant, O. (1989). Program of numerical simulation AXITRA. Res. Rep. LGIT (in French), University Joseph Fourier, Grenoble.
- Cruz-Castillo, M. (2002). Catálogo de las fallas regionales activas en el norte de Baja California, México. *GEOS, Unión geofísica mexicana*, 37-42.
- Demant, A. (1981). Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 5(2), 217-222.
- DeMets, C. y S. Stein (1990). Present-day Kinematics of the Rivera Plate and Implications for Tectonics
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and S. Stein, (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194.
- Dreger, D. S. and D. V. Helmberger. (1993). Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data, *J. Geophys. Res.* (in press)
- Dziewonski, A. M., T. A. Chou, y J. H. Woodhouse, (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, 86, 2825-2852.
- Ferrari, A. C., & Robertson, J. (2000). Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon. *Physical review B*, 61(20), 14095.
- Ferrari, L. and J. Rosas-Elguera (2000). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift, *Tectonics and Volcanism of Mexico*, *Geol. Soc. of Am.*, Special Paper, 334, 42-64.
- Ferrari, L., G. Pasquaré, S. Venegas, D. Castillo, and F. Romero (1994). Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco Block: *Geofís. Int.*, 33, 139-151.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., & Delgado-Granados, H. (2000). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised. *Geological Society of America Special Paper*, 334, 42-64.

- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., & Delgado-Granados, H. (2000). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised. *Geological Society of America Special Paper*, 334, 42-64.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149.
- Fitch, T. J., D. W. McCowan, and M. W. Shields. (1980). Estimation of the seismic moment tensor from teleseismic body wave data with applications to intraplate and mantle earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 85, 3817-3828.
- Fletcher, J. M., & Munguia, L. (2000). Active continental rifting in southern Baja California, Mexico: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California. *Tectonics*, 19(6), 1107-1123.
- Fletcher, J. M., Oskin, M. E., & Teran, O. J. (2016). The role of a keystone fault in triggering the complex El Mayor–Cucapah earthquake rupture. *Nature Geoscience*, 9(4), 303
- Frey, M., R. A. Lange, C.M. Hall, H. Delgado-Granados and S.E. Carmichael (2007). Al pliocene ignimbrite flare-up along the Tepic-Zacoalco rift: Evidence for the initial stages of rifting between the Jalisco block (Mexico) and North America, *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 119, 1-2, 49-64.
- Frohlich, C., and K. D. Apperson. (1992). Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries, *Tectonics*, 11, 279-296.
- Galitzin, B. (1909). Zur frage der bestimmung des azimuts der epizentrums eines beben. *C.R. des seances de l'Assoc. Int. Seism. Zermatt*, p. 132-141.
- Garduño Monroy, V. H., Spinnler, J., & Ceragioli, E. (1993). Geological and structural study of the Chapala Rift, state of Jalisco, Mexico. *Geofísica Internacional*, 32(3).
- Garduño-Monroy, V. H., Vargas-Ledezma, H., & Campos-Enriquez, J. O. (1993). Preliminary geologic studies of Sierra El Aguajito (Baja California, Mexico): a resurgent-type caldera. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59(1-2), 47-58.
- Garduño-Monroy, V. H., Saucedo-Girón, R., Jiménez, Z., Gavilanes-Ruiz, J. C., Cortes-Cortés, A., & Uribe-Cifuentes, R. M. (1998). La falla Tamazula, límite suroriental del Bloque Jalisco y sus relaciones con el Complejo Volcánico de Colima, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(2), 132-144.

- Geller, R. J. (1976). Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(5), 1501-1523.
- Gilbert, F., y A. Dziewonski, (1975). An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra, *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A*, 278, 187-269.
- Gómez-González, J.M., C. Mendoza, A. Sladen, and M. Guzmán-Speziale (2010). Kinematic Source Analysis of the 2003 Tecomán, México, earthquake (Mw 7.6) using Teleseismic Body Waves. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 62, No. 2, 249-262. ISSN: 1405-3322.
- González-Ortega, D., Díaz-Pernas, F. J., Martínez-Zarzuela, M., & Antón-Rodríguez, M. (2014). A Kinect-based system for cognitive rehabilitation exercises monitoring. *Computer methods and programs in biomedicine*, 113(2), 620-631.
- Guzmán-Speziale, M. (2010). Beyond the Motagua and Polochic faults: Active strike-slip faulting along the western North America-Caribbean plate boundary zone. *Tectonophysics*, 496(1-4), 17-27.
- Guzmán-Speziale, M., & Meneses-Rocha, J. J. (2000). The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4-5), 459-468.
- Guzmán-Speziale, M., & Meneses-Rocha, J. J. (2000). The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4-5), 459-468.
- Harris, D. (1990). XAPiir: a recursive digital filtering package(No. UCRL-ID-106005). Lawrence Livermore National Lab., CA (USA).
- Haslinger, F., Kissling, E., Ansorge, J., Hatzfeld, D., Papadimitriou, E., Karakostas, V. & Peter, Y. (1999). 3D crustal structure from local earthquake tomography around the Gulf of Arta (Ionian region, NW Greece). *Tectonophysics*, 304(3), 201-218.
- Havskov, J., Singh, S. K., & Novelo, D. (1982). Geometry of the benioff zone in the Tehuantepec area in southern Mexico. *Geofísica Internacional*, 21(4).
- Havskov, Jens and Lars Ottemoller. (2010). *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. DordrechtSpringer Netherlands.
- Herrmann, R. B and M. L. Jost, M. L. (1989). A student's guide to and Review of moment tensors, *Earthquake Notes*. v. 60, p. 37-57.
- Herrmann, R. B. (1975). A student's guide to the use of P and S wave data for focal mechanism determination, *Earthquake Notes* 46, 29-39.
- Hirasawa, Tomowo. (1964). Source Mechanism of the Niigata Earthquake of June 16, 1964, as Derived from Body Waves, 32.

- Hirata, K. and I. Kawasaki. (1988). Space-time dependent moment tensor, Programme and Abstracts Seism. Soc. Japan, No. 2, 16 (in Japanese).
- Honda, H. and H. Watanabe (1952). A Remark on the Amplitude of the Initial Motion of Very Shallow Earthquakes. Science Reports, Tohoku Univ. Ser. 5., Geophys., 4, 94-97.
- Kagan, Y. Y. (1991). 3-D rotation of double-couple earthquake sources. Geophysical Journal International, 106(3), 709-716.
- Kanamori, H. (1971). Seismological evidence for a lithospheric normal faulting--The Sanriku earthquake of 1933, Phys. Earth Planet. Interiors, 4, 289-300.
- Karastathis, V. K., Mouzakiotis, E., Ganas, A., & Papadopoulos, G. A. (2015). High-precision relocation of seismic sequences above a dipping Moho: the case of the January-February 2014 seismic sequence on Cephalonia island (Greece). Solid Earth, 6(1), 173.
- Kawasumi, H. (1937). An historical sketch of the development of knowledge concerning the initial motion of an earthquake. Puhl. Bur. Cent. Sismol. Int., Ser. A, Trau. Sci. 15, 1-76.
- Kennett, B. L. N., & Clarke, T. J. (1983). Rapid calculation of surface wave dispersion. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 72(3), 619-631.
- Kennett, B. L. N., & Ringdal, F. (2001). Locating seismic events in the CTBT context. In Monitoring the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty: Source Location (pp. 7-18). Birkhäuser, Basel.
- Khattari, Kailash. (1973). Earthquake Focal Mechanism Studies-A Review. Earth-Science Reviews 9 (1): 19-63. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(73\)90161-X](https://doi.org/10.1016/0012-8252(73)90161-X).
- Kikuchi, M., and H. Kanamori. (1982). Inversion of complex body waves, Bull. Seismol. Soc. Am., 72, 491-506, 1982
- Kikuchi, M., and H. Kanamori. (1986). Inversion of complex body waves-II, Phys. Earth Planet. Inter., 43, 205-222.
- Kikuchi, M., Kanamori, H., & Satake, K. (1993). Source complexity of the 1988 Armenian earthquake: Evidence for a slow after?slip event. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 98(B9), 15797-15808.
- Koning, L. P. G. (1942). On the determination of fault planes in the Hypocenter of the Deep Focus Earthquake of June 29, 1934: Kon. Ned. Akad. Wet., Proc., v. 45, p. 636-642.
- Kostoglodov, V., & Pacheco, J. F. (1999). Cien años de sismicidad en México. Instituto de Geofísica.

- Koyama, H. and Iwata, K. (1987). Estimation of water particle velocities of shallow water waves by a modified transfer function method, *Pore.20th ICCE*. pp. 425 - 436.
- Langridge, R. M., Weldon, R. J., Moya, J. C., & Suárez, G. (2000). Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, Transmexican volcanic belt. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B2), 3019-3037.
- Langston, C. A. (1981). A study of Puget Sound strong ground motion, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 883-903.
- Langston, C. A. (1981). Source inversion of seismic waveforms: the Koyna, India, earthquakes of 13 September 1967, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 1-24.
- Langston, C. A. (1982). Aspects of Pn and Pg propagation at regional distances, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 457-471.
- Langston, C. A. (1982). Comments on The corner frequency shift, earthquake source models, and Q. by T. C. Hanks, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 1427-1432.
- Langston, C. A. 1981. Source inversion of seismic waveforms: the Koyna, India, earthquakes of 13 September 1967, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 1-24.
- León Soto G., Ni J.F., Grand S.P., Sandvol E., Valenzuela R.W., Guzmán Speziale M., Gómez González J. M., Domínguez Reyes T., 2009, Mantle flow in the Rivera-Cocos subduction zone, *Geophys. J. Int.*, 179, 1004-1012, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04352.x.
- Lonsdale, P. (1985). Linear volcanoes along the Pacific-Cocos plate boundary, 9 N to the Galapagos triple junction. *Tectonophysics*, 116(3-4), 255-279.
- Lonsdale, P. (1991). Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California. The gulf and peninsular province of the Californias, 47, 87-125
- Lonsdale, P. (1991). Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California. The gulf and peninsular province of the Californias, 47, 87-125.
- Luhr, J. F., & E Carmichael, I. S. (1985). Contemporaneous eruptions of calc-alkaline and alkaline magmas along the volcanic front of the Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 24(1).
- Mammerickx, J., & Klitgord, K. D. (1982). Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 my BP to the present. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B8), 6751-6759.
- Mccaffrey, R. (1991). Slip vectors and stretching of the Sumatran forearc. *Geology*, 19, 881-884.

- McCowan, D.W., 1976. Moment tensor representation of quake of June 12, 1978. *Phya. Earth Planet. Inter.*, 23: surface wave sources. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 44: 39-61. 595-599
- Michaud, F., Calmus, T., Sosson, M., Royer, J. Y., Bourgois, J., Chabert, A., & Dymant, J. (2005). La zona de falla Tosco-Abreojos: un sistema lateral derecho activo entre la placa Pacífico y la península de Baja California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 53-63.
- Molnar, P., & Sykes, L. R. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geological Society of America Bulletin*, 80(9), 1639-1684.
- Molnar, P., & Sykes, L. R. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geological Society of America Bulletin*, 80(9), 1639-1684.
- Moose, R. L. (1972). An Adaptive Estimator for Passive Range and Depth Determination of a Maneuvering Target (No. NUSC-TR-4375). Naval underwater systems center Newport RI.
- Muehlberger, W. R., & Ritchie, A. W. (1975). Caribbean-Americas plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on Skylab IV orbital photography. *Geology*, 3(5), 232-235.
- Nabelek, J. L., (1984). Determinations of earthquake source parameters from inversion of body waves, PhD thesis, MIT, Cambridge, MA.
- Natali, S. G., & Sbar, M. L. (1982). Seismicity in the epicentral region of the 1887 northeastern Sonoran earthquake, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(1), 181-196.
- Nieto-Obregón J., J. Urrutia-Fucugauchi, E. Cabral-Cano and Guzmán de la Campa (1992). Listric faulting and continental rifting in western Mexico A paleomagnetic and structural study, *Tectonophysics*, 208, 365-376.
- Nixon, G. T. (1982). The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 93(6), 514-523.
- Omori, F. (1905). Similarity of Seismic Motions Originaiting at Neighboring Centres: Earthquake Investigation Committee (Tokio), Pub., v.21, p. 9-52.
- Pacheco, J. F., C. A. Mortera-Gutiérrez, H. Delgado, S. K. Singh, R. W. Valenzuela, N. M. Shapiro, M. A. Santoyo, A. Hurtado, R. Barrón, and E. Gutiérrez-Moguel (1999). Tectonic significance of an earthquake sequence in the Zacoalco half-graben, Jalisco, México, *J. South Am. Earth Sc.*, 12, 557-565.

- Pacheco, J., Jiménez, C., Iglesias, A., Pérez, J., Franco, S., Estrada, J., ... & Rubi, B. (2003). Sismicidad del centro y sur de México (Periodo enero a junio, 2003). *Unión Geofísica Mexican: Puerto Vallarta, Mexico, GEOS Trans*, 23(1), 28-36.
- Pardo, M., & Suárez, G. (1993). Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western Mexico. *Geophysical research letters*, 20(21), 2391-2394.
- Pardo, M., & Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12357-12373.
- Pardo, M., & Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12357-12373.
- Plafket, G., & Addicott, W. O. (1976). Glaciomarine deposits of Miocene through Holocene age in the Yakataga Formation along the Gulf of Alaska margin. In *Alaska. In: Miller, TP (4.) Recent and ancient sedimentary environments in Alaska. Pmcedings of Alaska Geological Symposium, Anchorage, AK (pp. 41-423).*
- Ritsema, A.R. (1955). The Fault Plane Technique and the Mechanism in the Focus. of the Hindu Kush Earthquakes. *Indian Journal of Meteorol. and Geophys.*, 6, 41-50.
- Rosas-Elguera, J. (1998). Tectónica extensional en el occidente de la Faja Volcánica Transmexicana: Frontera norte del bloque Jalisco (Doctoral dissertation, PhD Dissertation, Universidad Nacional Autónoma de México, México. some applications of IBM-PC Compatible Micro-computers in Structural Geology. Central American School of Geology, Universidad de Costa Rica).
- Rosas-Elguera, J., L. Ferrari, V. H. Garduño Monroy and J. Urrutia-Fucugauchi (1996). Continental boundaries of the Jalisco block and the their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico, *Geology*, 24, 10, 921-924.
- Rutz-López M. (2002). Microsismicidad del noroeste del Bloque de Jalisco (México). Aplicación a la Sismotectónica y Peligrosidad Sísmica de la Zona, Tesis, Departamento de Física Teórica y del Cosmos, Universidad De Granada.
- Sipkin, S. A. (1982). Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: synthetic seismograms, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 30, 242-259.
- Sokos, E. Zahradník, J., (2008). ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data, *Computers and Geosciences*, 34, 967-977
- Sokos, E., & Zahradník, J. (2013). Evaluating centroid-moment-tensor uncertainty in the new version of ISOLA software. *Seismological Research Letters*, 84(4), 656-665.

- Sokos, E., Zahradník, J., Gallović, F., Serpetsidaki, A., Plicka, V., & Kiratzi, A. (2016). Asperity break after 12 years: the Mw6.4 2015 Lefkada (Greece) earthquake. *Geophysical Research Letters*, 43(12), 6137-6145.
- Spica, Z., Pertou, M., Calò, M., Legrand, D., Córdoba-Montiel, F., & Iglesias, A. (2016). 3-D shear wave velocity model of Mexico and South US: bridging seismic networks with ambient noise cross-correlations (C1) and correlation of coda of correlations (C3). *Geophysical Journal International*, 206(3), 1795-1813.
- Stein, S. Wysession, M., (2003). An introduction to seismology, earthquakes and earth structure. Blackwell Publishing, p.p. 239-242.
- Stock, J. M. (1993). Tectónica de placas y la evolución del Bloque de Jalisco, México, *GEOS, Bol. UGM*, 13,3-9
- Strelitz, R.A., (1980). The fate of a downgoing slab: A study of the moment tensors from body waves of complex deep-focus earthquakes, *Phys. Earth planet. Inter.*, 21, 83-96.
- Stump, B. W., and L. R. Johnson. (1977). The determination of source properties by the linear inversion of seismograms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 67, 1489-1502.
- Suter, M., & Contreras, J. (2002). Active tectonics of northeastern Sonora, Mexico (southern Basin and Range Province) and the 3 May 1887 M w 7.4 earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(2), 581-589.
- Suter, M., Martínez, M. L., Legorreta, O. Q., & Martínez, M. C. (2001). Quaternary intra-arc extension in the central Transmexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 113(6), 693-703.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., & Farrar, E. (1995). The Acambay graben: Active intra-arc extension in the TransMexican volcanic belt, Mexico. *Tectonics*, 14(6), 1245-1262.
- Suter, M. (2006). Contemporary studies of the 3 May 1887 MW 7.5 Sonora, Mexico (Basin and Range province) earthquake. *Seismological Research Letters*, 77(2), 134-147.
- Urbina, F., & Camacho, H. (1913). La zona megaséismica Acambay-Tixmadeje, estado de México: conmovida el 19 de noviembre de 1912 (Vol. 32). Imprenta y fototipia de la Secretaría de fomento.
- Uyeda, S. (1982). Subduction zones: an introduction to comparative subductology. *Tectonophysics*, 81(3-4), 133-159.
- Verma, S. P. (1987). Mexican Volcanic Belt: Present state of knowledge and unsolved problems. *Geofísica Internacional*, 26(2).

- Ward, S. N. (1980) Relation of tsunami generation and an earthquake source. *J. Phys. Earth* 28, 441-474.
- Yang, T., Grand, S. P., Wilson, D., Guzman-Speziale, M., Gomez-Gonzalez, J. M., Dominguez-Reyes, T., & Ni, J. (2009). Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1).
- Zahradník, J., & Plesinger, A. (2005). Long-period pulses in broadband records of near earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(5), 1928-1939.
- Zahradník, J., & Custódio, S. (2012). Moment tensor resolvability: Application to southwest Iberia. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(3), 1235-1254.
- Zahradník, J., & Plešinger, A. (2010). Toward understanding subtle instrumentation effects associated with weak seismic events in the near field. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(1), 59-73.

APÉNDICE A

Solicitud de datos en IRIS

El procedimiento para solicitar datos a IRIS es bastante sencillo, para ello solo hace falta ingresar a la página web <http://ds.iris.edu> y en ella debemos dirigirnos a la pestaña Research. De las opciones desplegadas en la subsección DATA INGESTION escogemos Submitting Data to IRIS. Aquí hay dos opciones; la una es mediante la herramienta Wilber3 (Figura 46) y la otra con SeismyQuery y BREQ_Fast, explicaremos brevemente cada una de ellas.

Herramienta Wilber3

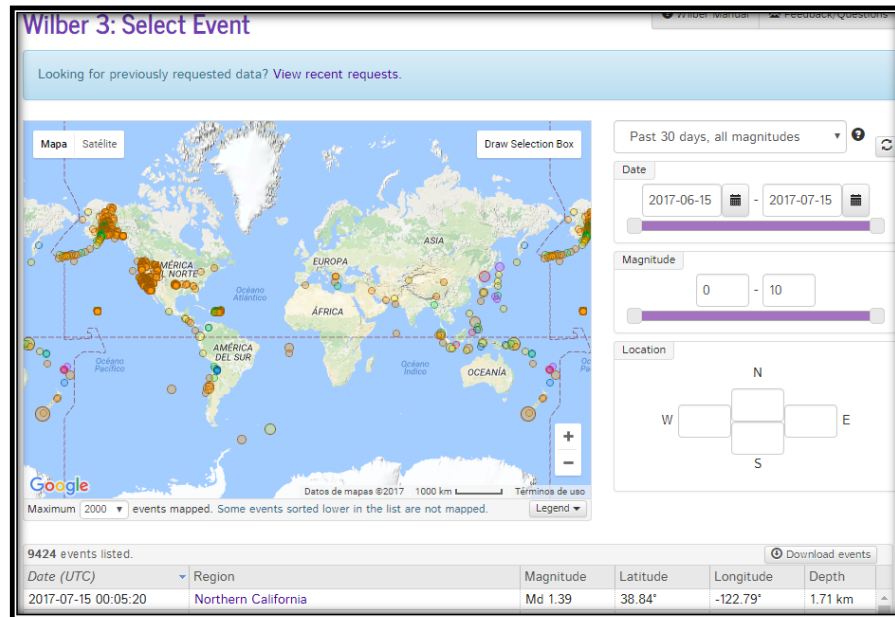


Figura 46. Selección de estaciones con WILBER3.

Esta herramienta nos muestra un interfaz gráfico en el cual tenemos la posibilidad de seleccionar el área de estudio de manera visual, además de jugar con parámetros como la magnitud, la fecha, la distancia y la cobertura acimutal de las estaciones al tiempo que podemos tener un resultado inmediato de los datos resultantes. Vale la pena mencionar que esta herramienta no es tan útil en el caso de inversiones locales y regionales y si a distancias tele-sísmicas.

Herramienta SeismiQuery y BREQ-FAST

Estas opciones en conjunto son eficaces cuando sabemos de antemano que la fuente de datos fue una red temporal de estaciones sismológicas, en nuestro caso el proyecto MARS (MAPPIN THE RIVERA SUBDUCTION ZONE) se representa con las letras **XF**.

Al escoger la opción **SeismiQuery** se desplegará la siguiente ventana:

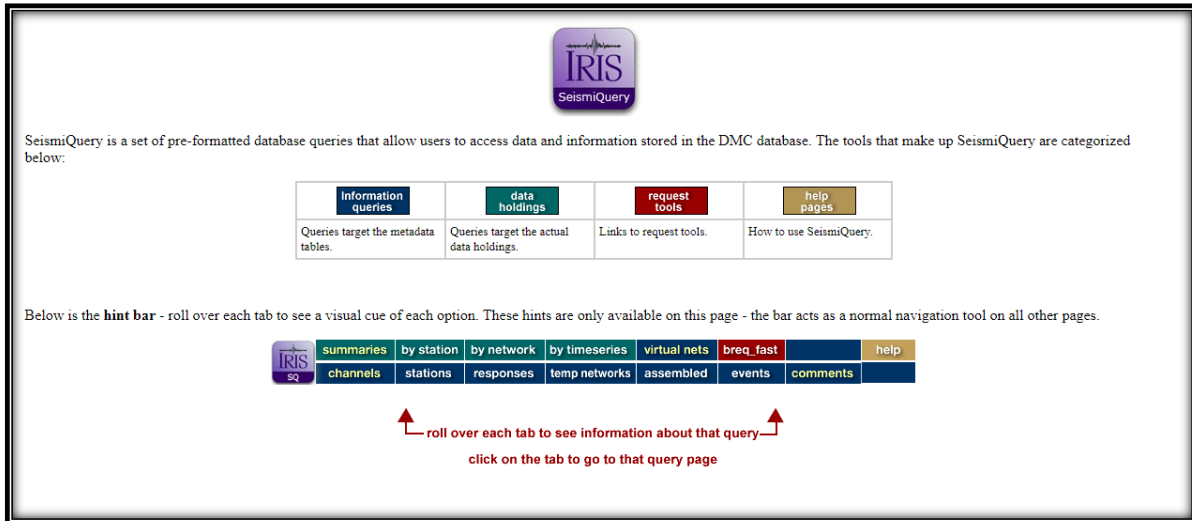


Figura 47. Selección en IRIS de la pestaña "by Network".

En la cual podemos hacer una rápida revisión de la existencia de los datos a descargar, en nuestro caso tomamos la opción **by Network** y en la parte izquierda de la pantalla seleccionaremos el año del cual tenemos conocimiento trabajó la red temporal (para MARS 2006/01/01 – 2007/06/01) y escogemos las siglas que representan el proyecto (para MARS es XF).

Al seleccionar dicha opción, aparece el calendario y con azul las fechas de funcionamiento del proyecto. Podemos hacer click sobre el día de interés y con ello sabremos los intervalos de tiempo y los canales en los cuales se registro el evento buscado.

A continuación escogemos la opción **breq_fast**.

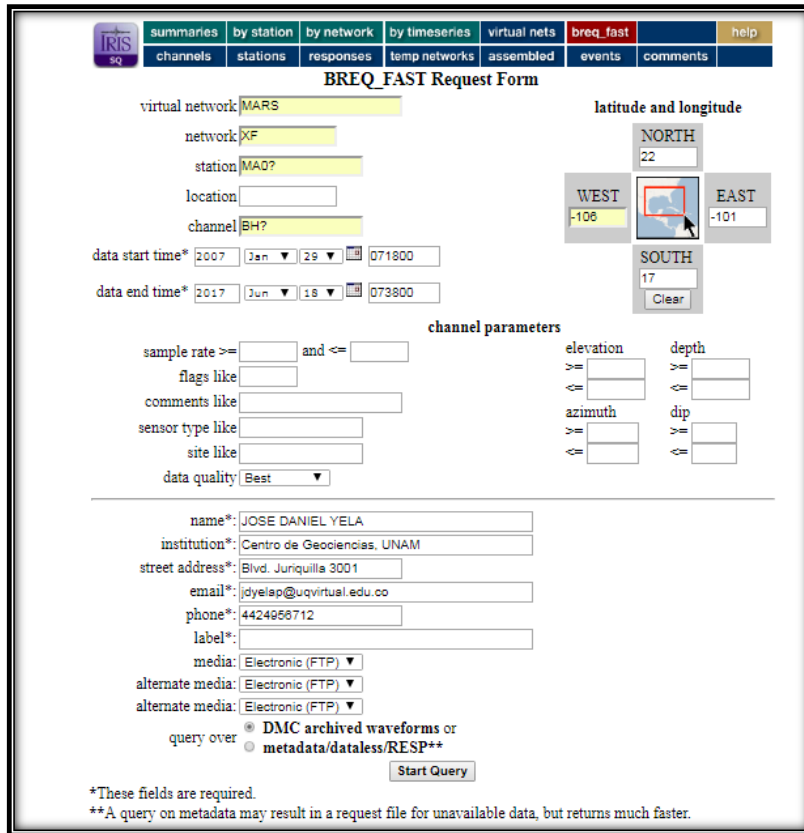


Figura 48. Llenado de formato BREQ-FAST en IRIS.

Aquí llenamos el formulario como se muestra en la imagen y presionamos el botón **Start Query** de la parte Inferior. Una vez hecho estos los datos se enviarán a nuestro correo en muy pocos minutos. Los datos llegarán en formato SEED por ello necesitamos convertirlos en SAC. Lo anterior implica necesariamente que debemos trabajar en ambiente Linux. Luego debemos dirigirnos a la carpeta que contiene los datos y corremos el programa **rdseedv5.3** el cual deberá solicitarse a la página de IRIS, una vez se abre el programa con el comando **rdseed** en una terminal de Linux, se desplegará un pequeño formulario para digitar línea a línea, a continuación se muestra un ejemplo del procedimiento.

```

jodayepo@jodayepo-X450LD:~/Desktop/20060624/datos_IRIS$ ls
mars.601491.seed
jodayepo@jodayepo-X450LD:~/Desktop/20060624/datos_IRIS$ rdseed
<< IRIS SEED Reader, Release 5.3 >>
Input File (/dev/nrst0) or 'Quit' to Exit: mars.601491.seed
Output File (stdout) : dat.txt
Volume # [(1)-N] : N
Options [acCsSpRtde] : d
Summary file (None) :
Station List (ALL) :
Channel List (ALL) :
Network List (ALL) :
Loc Ids (ALL ["-" for spaces]) :
Output Format [(1=SAC), 2=AH, 3=CSS, 4=mini seed, 5=seed, 6=SAC ASCII, 7=SEGY, 8=Simple ASCII(SLIST), 9=Simple ASCII(TSPAIR)] : 1
Output file names include endtime? [Y/(N)]Y
Output poles & zeroes ? [Y/(N)]Y
Check Reversal [(0=No), 1=Dip.Azimuth, 2=Gain, 3=Both]: 3
Select Data Type [(E=Everything), D=Data of Undetermined State, M=Merged data, R=Raw waveform Data, Q=QC'd data] :E
Start Time(s) YYYY,DDD,HH:MM:SS.FFFF :
End Time(s) YYYY,DDD,HH:MM:SS.FFFF :
Sample Buffer Length [20000000]:
Extract Responses [Y/(N)] : Y

```

Figura 49. Conversión de formato seed a sac, mediante la herramienta rdseed en Linux.

APÉNDICE B

Debido a la gran cantidad de inversiones realizadas en este trabajo, se escogió solo 3 inversiones para ser analizadas a detalle. Sin embargo, el resto de inversiones realizadas son organizadas en esta sección.

B.1. Caso de estudio: Sismo de Guadalajara ocurrido el 24 Junio de 2007 (GMT 07:10:02 Mw 3.3)

La importancia de trabajar este evento radica en su baja magnitud (Mw 3.3), lo cual fue posible gracias a una red local de registros de datos (MARS).

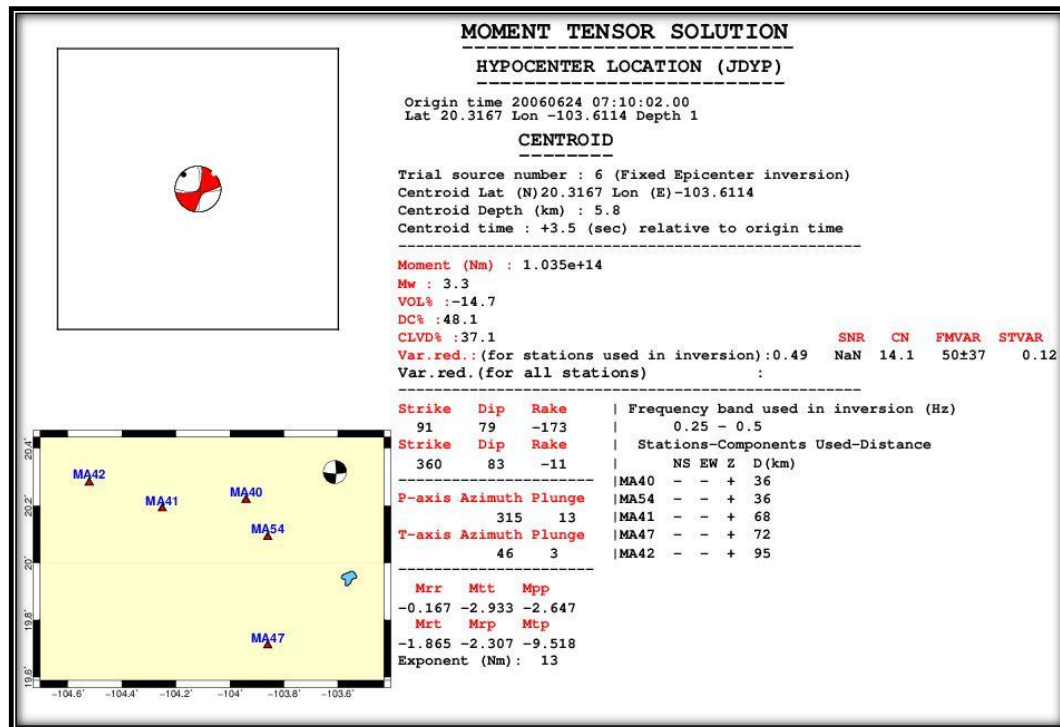


Figura 50. Solución del TMSR obtenida en este trabajo para el sismo de Guadalajara del 24/06/2006.

Se observa, que este evento solo hace uso de las componentes verticales para realizar la inversión. Lo anterior incrementa la incertidumbre del resultado, al presentar un alto valor de componente CLVD en la solución del tensor (37.1 %), un valor de ajuste promedio entre sismogramas sintéticos y reales menor al 50% y una desfase en el

tiempo de origen de 3.5 s. Se utilizó un único modelo de corteza (Pacheco et al., 1999; Tabla 6).

B.2 Caso de estudio: Sismos del Bloque Jalisco del 31/08/2015 (06:47:40 UTC, Mw3.9) y el 29/04/2017 (12:41:18 UTC, Mw3.9)

Las soluciones mostradas a continuación, muestran dos mecanismos compatibles, tanto en cinemática como en geometría, y debido a su próxima hipocentral pueden atribuirse a una misma zona de debilidad estructural. Estas inversiones adicionales llevadas a cabo en este trabajo se realizaron en la región del BJ y nos muestran que una posible mínima magnitud de inversión para México utilizando estaciones del SSN es 3.9, como se observa en la solución de los dos próximos eventos (Figuras 51 y 52).

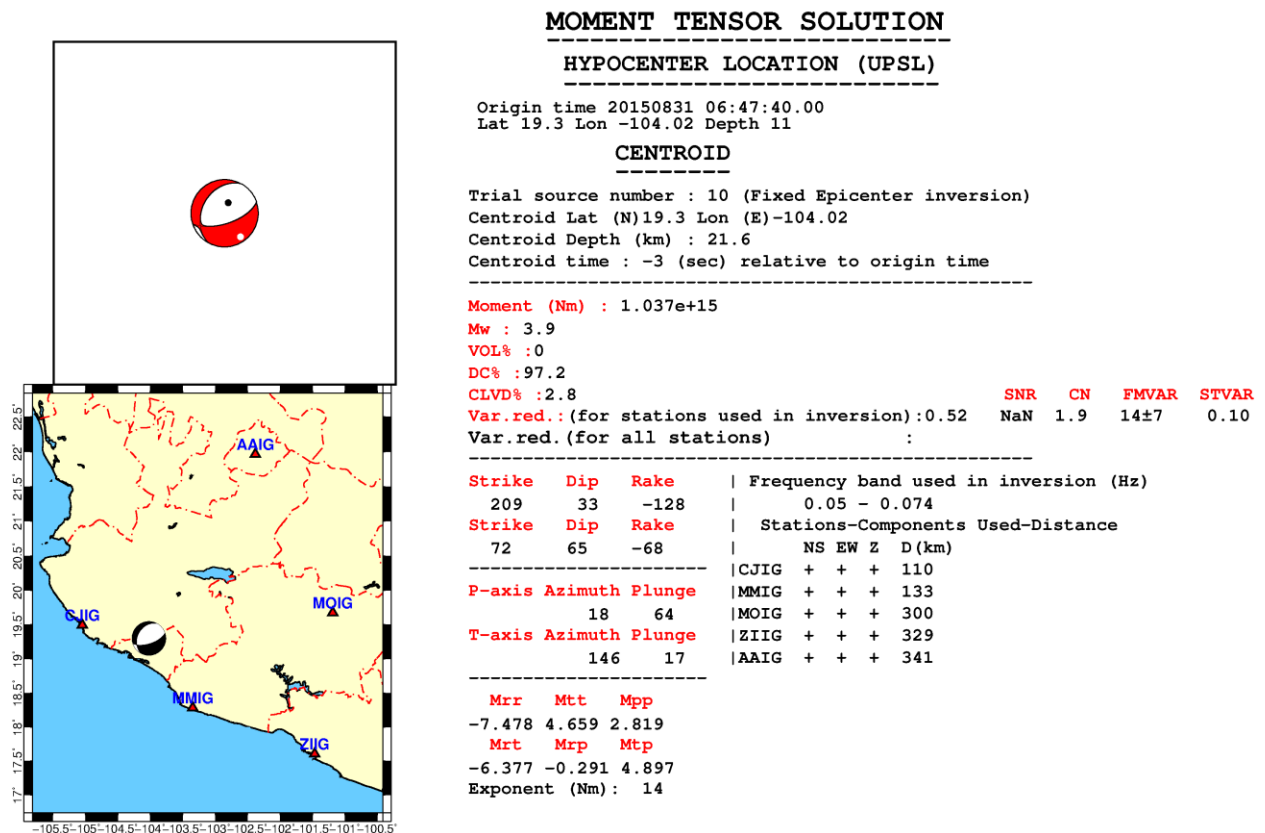


Figura 51. Solución del TMSR obtenida en este trabajo para el sismo de Jalisco del 31/08/2015.

Se observa un alto porcentaje de componente doble par y un valor de ajuste entre sismogramas sintéticos y observados adecuado (52%). El valor obtenido para el número condición indica que el problema estuvo bien determinado ($1.9 < 5$). Este sismo permite ratificar la posibilidad de inversión de sismos de magnitud pequeña a intermedia en México utilizando la red del SSN. Sin embargo, es importante mencionar que estos dos casos de inversión (Figuras 51 y 52), representan situaciones especiales de estudio. La probabilidad de obtener buenas inversiones mejora conforme la magnitud y cantidad de estaciones que registran el evento aumenta.

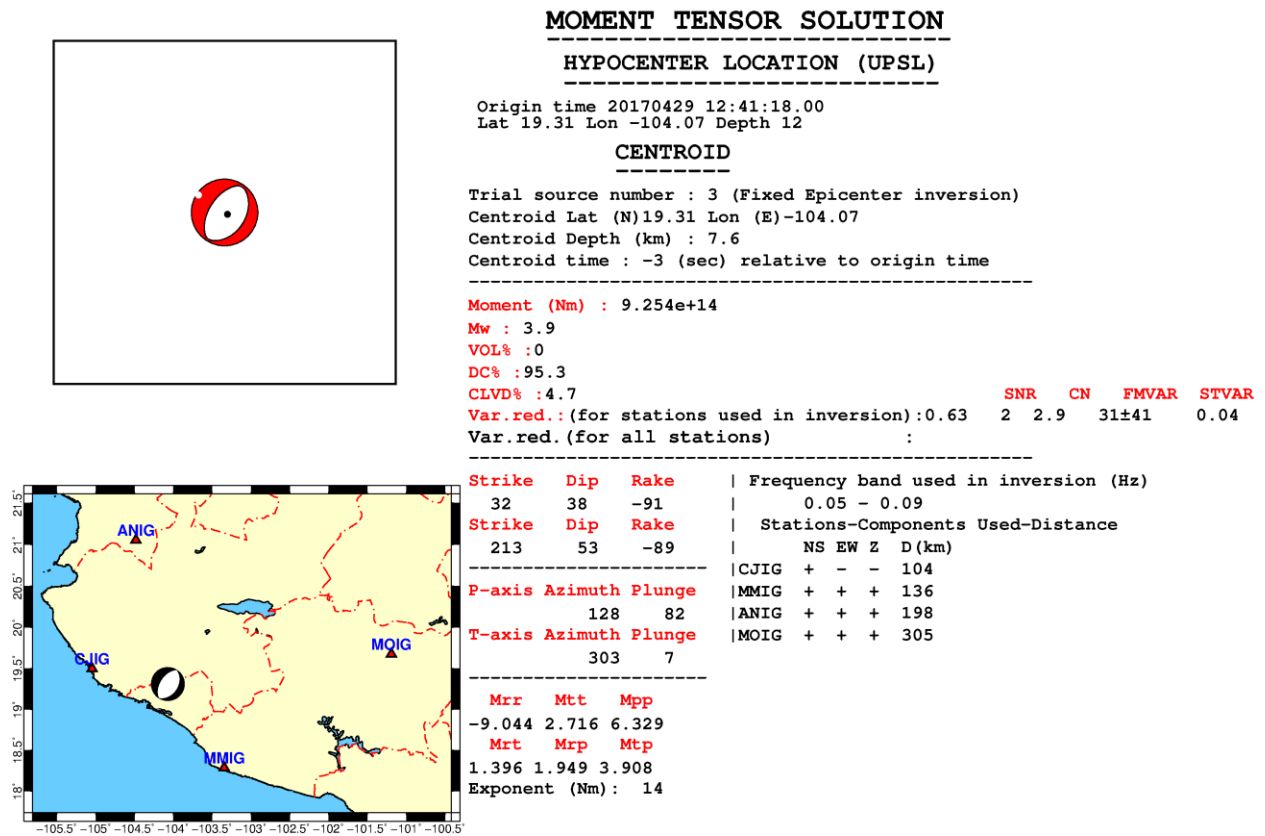


Figura 52. Solución del TMSR obtenido en este trabajo para el sismo de Jalisco ocurrido el 29/04/2017.

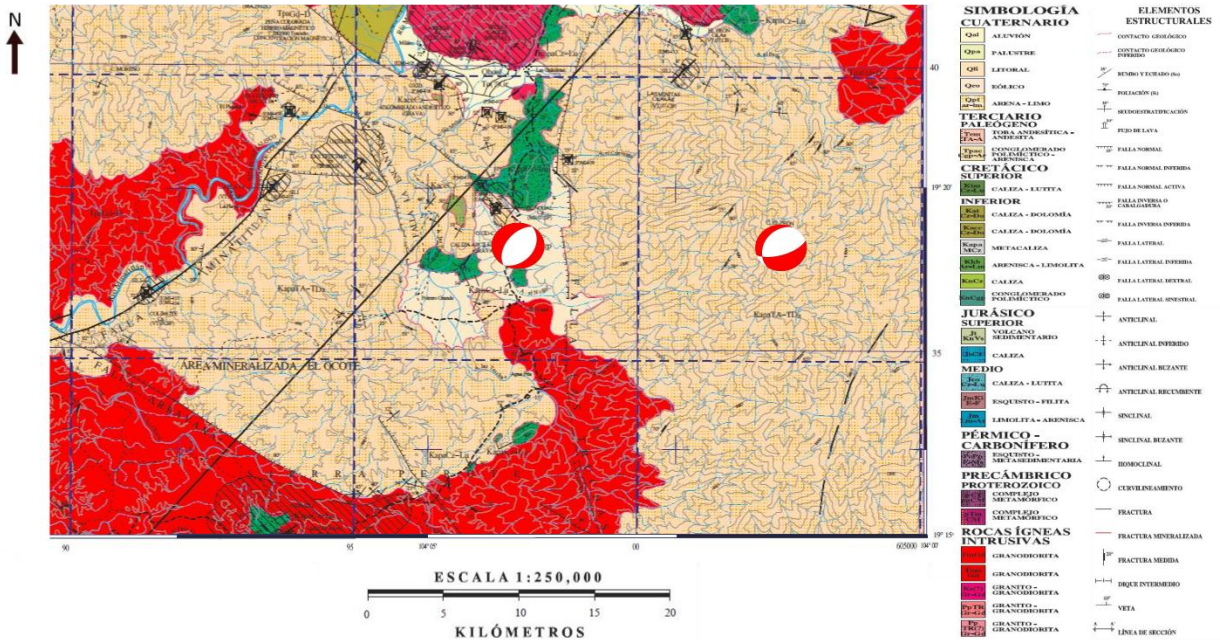


Figura 53. Correlación de los mecanismos focales correspondientes a los sismos del 31/08/2017 y 29/04/2015 con la geología de la zona. Carta Geológica-minera Minatitlán E13-B33 (modificado de Munguía-Rojas y Barrios-Rodríguez, 2002).

Las dos soluciones encontradas anteriormente muestran mecanismos focales compatibles entre ellas, es decir, ambos son principalmente eventos normales y uno de ellos presenta una componente lateral izquierda. Lo anterior nos dice, que los tensores están de acuerdo con una tectónica extensiva propia de la zona y coinciden cinemática y geoméricamente con algunas de las fallas que caracterizan la región; la falla El Mamey, la falla Minatitlán y la falla Las Truchas, entre otras (Figura 53). La falla las Truchas es apreciable a simple vista en la topografía de la zona (a la derecha del mecanismo focal número 4, en donde se observa su característica de falla normal y su rumbo semejante al mecanismo).

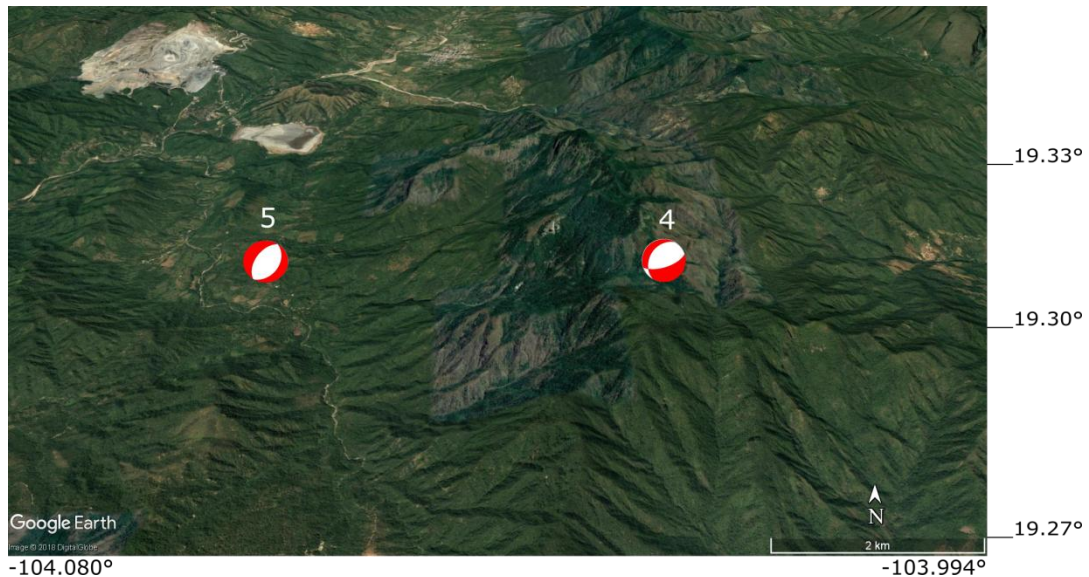


Figura 54. Correlación de los mecanismos focales correspondiente a los sismos de 29/04/2017 y 31/08/2015 obtenidos en este trabajo con la topografía de la zona (modificado de Google Earth).

B.3 Caso de estudio: Sismos del Bloque Jalisco del 31/08/2015 (06:47:40 UTC, Mw3.9) y el 29/04/2017 (12:41:18 UTC, Mw3.9)

Este evento refleja la posibilidad de inversión para sismos ocurridos fuera del continente, pese a no contar con un modelo de corteza detallado de la corteza oceánica y continental, ello gracias a su gran magnitud y a su contenido amplio de frecuencias. La solución del evento (Figura 55) muestra un mecanismo con una cinemática de rumbo lateral derecha y coincide con la zona de fallas transformantes ubicada a las afueras del BJ en los límites entre las placas de Cocos y Rivera.

MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (JDYP)

Origin time 20160607 10:51:36.00
 Lat 18.23 Lon -105.38 Depth 16

CENTROID

Trial source number : 4 (Fixed Epicenter inversion)
 Centroid Lat (N)18.23 Lon (E)-105.38
 Centroid Depth (km) : 9.1
 Centroid time : -5 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 6.462e+17

Mw : 5.8

VOL% : 0

DC% : 47

CLVD% : 53

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red. : (for stations used in inversion):	0.63	1259	3.8	20±15
Var.red. : (for all stations)				0.11

Strike	Dip	rake		Frequency band used in inversion (Hz)
355	84	44		0.01 - 0.03
260	46	172		Stations-Components Used-Distance
				NS EW Z D(km)
				ZIIG + + - 420
				AAIG + + + 519
				MAIG - - - 560
				ZAIG + + + 582
				JRQG + + + 585
				ACIG - - - 610
				PLIG - + + 622
				YAIG - + + 670

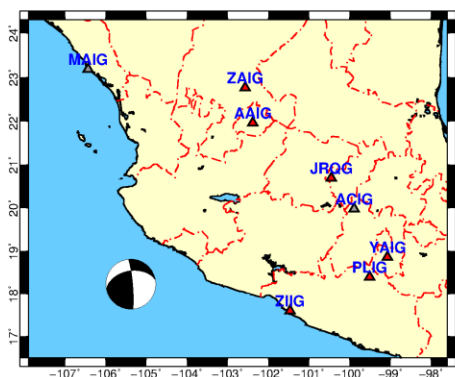
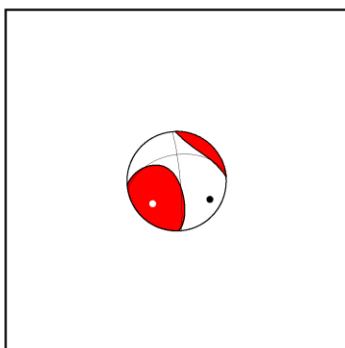


Figura 55. Solución del TMSR obtenida en este trabajo para el sismo ocurrido a las afueras del BJ el 07/06/2016.

B.4 Caso de estudio: Sismos del Bloque Jalisco del 31/08/2015 (06:47:40 UTC, Mw3.9) y el 29/04/2017 (12:41:18 UTC, Mw3.9)

La importancia de la inversión realizada para este evento radica en la implementación de herramientas adicionales del software “ISOLA”, entre ellas, la búsqueda de fuente tanto en profundidad como en un plano horizontal. De acuerdo a la información inicial suministrada por la agencia SSN notamos que el evento presenta una buena localización hipocentral. Ello gracias a una magnitud Mw mayor a 5.0 y a la buena cobertura acimutal de las estaciones que registraron el evento.

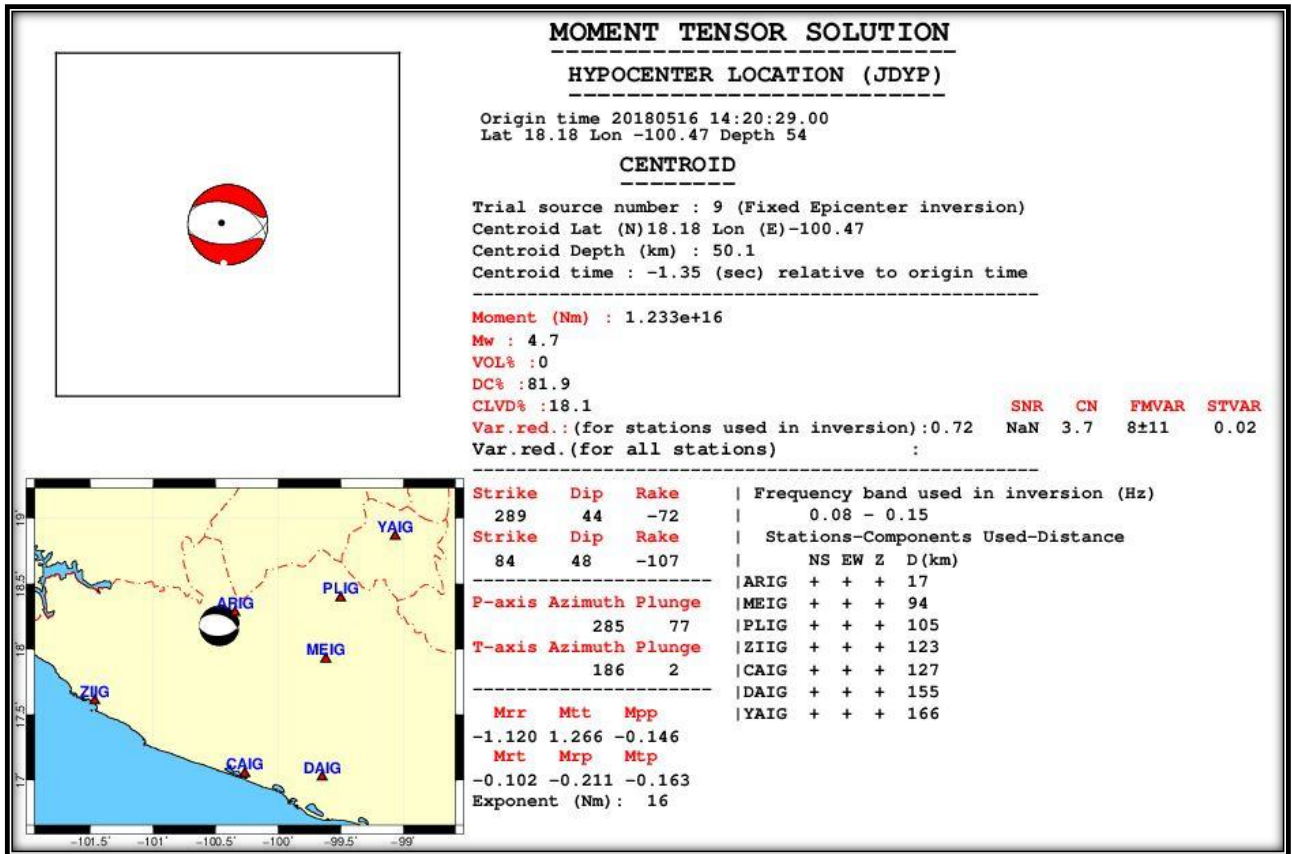


Figura 56. Solución del TMSR obtenida en este trabajo para el sismo de Guerrero del 16/05/2018.

La profundidad y tipo de mecanismo obtenido en esta solución (Figura 56) es una característica de esfuerzos de tensión debido al jalo que realiza el peso de la placa subducida, la dirección de strike (289°) y de la trinchera son paralelas lo que ratifica la correlación del evento con la actividad de subducción.

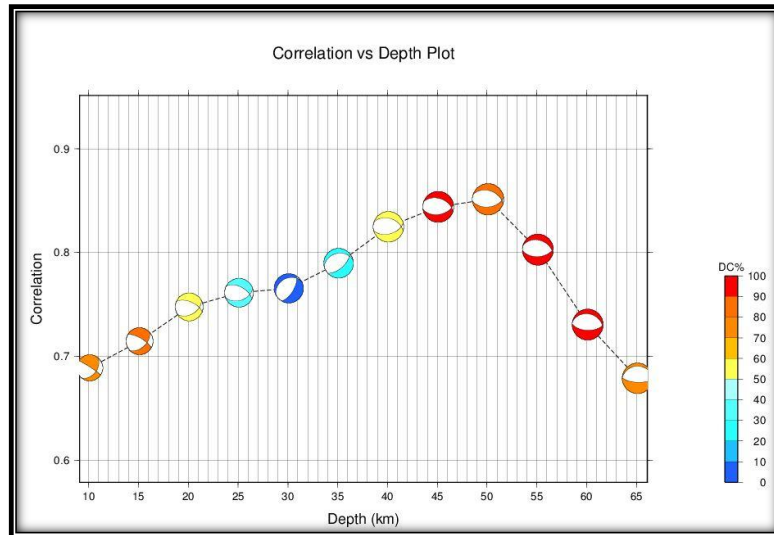


Figura 57. Búsqueda y correlación de la fuente bajo el epicentro para el sismo de Guerrero del 16/05/2018.

Se observa (Figura 57) que a partir de la fuente ubicada en la séptima posición el tipo de mecanismo focal se estabiliza. Se muestra además que la fuente ubicada a los 54 km de profundidad presenta el mayor valor de correlación y por tanto, se postula como la profundidad de evento más adecuada.

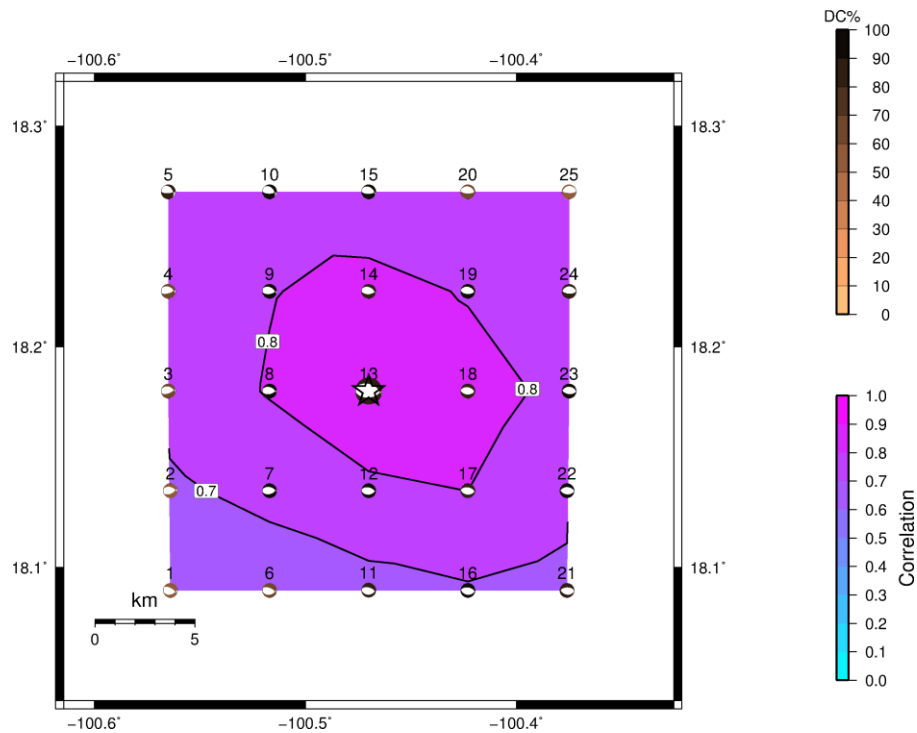


Figura 58. Búsqueda y correlación de la fuente en un plano horizontal a la profundidad de 50 km. Se observa que tanto la localización inicial (tomada del SSN) y la obtenida en este trabajo, coinciden en el lugar de la fuente de prueba número 13.

Se observa (Figura 58) que la relocalización sugerida con ISOLA coincide con la información inicial proporcionada por la agencia de datos del SSN.