



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA
TIERRA

ESTIMACIÓN DEL DESLIZAMIENTO EN LA
FALLA DURANTE UN TEMBLOR HIPOTÉTICO EN
LAS COSTAS DE GUERRERO, MÉXICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA:

LILIANA MARTÍNEZ PELÁEZ

DIRECTOR DE TESIS:
DRA. VALA HJÖRLEIFSDÓTTIR



CIUDAD UNIVERSITARIA

ABRIL 2013

El futuro tiene muchos nombres. Para los débiles es lo inalcanzable. Para los temerosos lo desconocido. Para los valientes es la oportunidad.
Víctor Hugo, novelista francés.

El mañana pertenece a quienes creen en la belleza de sus sueños.
Eleanor Roosevelt, defensora de los derechos sociales.

Nunca consideres el estudio como una obligación, sino como una oportunidad para penetrar en el bello y maravilloso mundo del saber.
Albert Einstein.

Agradecimientos

Le dedico este trabajo a mis padres, Estela Peláez Luna y Rafael Martínez Pérez, ya que gracias a ellos y a su apoyo incondicional he logrado con éxito la culminación de mis estudios. Gracias por estar siempre a mi lado, por brindarme su cariño, comprensión y amor, por darme palabras de aliento en todo momento y nunca dejarme caer. Sé que el camino en algunos momentos fue difícil, pero aguantaron conmigo hasta el final. Es un honor ser su hija, ustedes han sido mi ejemplo de vida, gracias.

A mi tutora, Vala Hjörleifsdóttir, por permitirme trabajar con ella en este proyecto tan ambicioso. Durante este tiempo, aprendí muchas cosas de Sismología y programación, y agradezco toda la confianza que siempre tuvo en mí. Hoy en día no es sólo mi tutora, sino una amiga con la que compartí todo tipo de vivencias y se ha convertido en una persona que dejó una huella en mi vida. Te admiro mucho Vala, gracias por todo.

A mi novio, Miguel Acosta Pérez, quien recorrió a mi lado este largo camino. Gracias por siempre creer en mí, por explicarme tantas veces lo que no llegué a comprender en su momento, por tu dedicación y paciencia. Eres mi compañero de vida, mi amor, mi alma gemela. Tus ánimos me sostuvieron en los momentos más frágiles. Miguelo, sólo tú y yo.

A mis dos mejores amigos, Hugo Samuel Sánchez Reyes y Oscar Omar de la Vega Cabrera, porque siempre pasamos inolvidables momentos juntos. Cada uno me dio a su manera la fortaleza que necesité en todo este tiempo. Quiero agradecer a Hugo por ser mi guía, me aclaraste muchas dudas miles de veces y fuiste parte fundamental de mi tesis. Oscar, gracias por estar junto a mí en los

momentos más difíciles y hacerme reír cuando creí que ya no podía. Mis amigos, de corazón les digo que su amistad es invaluable.

Quiero mencionar especialmente a mi sobrina, Maite Ortega Martínez, porque siempre alegró mis días con su infinita inocencia y cariño. Maiteshina, marcaste mi vida de manera muy especial y te quiero con todo el corazón. Sobrina, nunca olvides que tú puedes con todo lo que te propongas y siempre estaré para apoyarte en cualquier momento de tu vida.

A mis sinodales, de acuerdo al cargo que tuvieron en mi examen profesional: Dr. Jorge Aguirre González, Dra. Vala Hjörleifsdóttir, Dr. Arturo Iglesias Mendoza, M.C. David Escobedo Zenial y Dr. Víctor Manuel Cruz Atienza, por su tiempo y apoyo en este proceso; por sus sabios consejos y sus amables explicaciones.

Al programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) dirigido por la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA) por permitir la realización del proyecto IB101812

Resumen

México se encuentra en una de las zonas geotectónicas más activas del mundo. La mayor parte de los sismos que ocurren en nuestro país tienen origen en la costa del Pacífico, lugar en el cual se presenta la subducción de la placa de Cocos. Es en esta región donde se ubica la brecha sísmica de Guerrero; y se le llama así porque en los últimos 100 años, aproximadamente, no se ha registrado la ocurrencia de un sismo de magnitud fuerte.

Con base en esta información, la presente tesis contiene un estudio detallado de los parámetros que describen la historia de la ruptura a partir del planteamiento de un sismo hipotético de M_w 8.2. La propagación de la ruptura se dio hacia el noroeste a partir del hipocentro, generando deslizamiento a lo largo y ancho del plano de falla; con valores máximos de 9.2 m, mientras que el deslizamiento promedio fue de 4 m. La propagación de la ruptura duró 70 s.

Para realizar este estudio, se ocupó el método de inversión llamado recristalización simulada. El modelado de la fuente se realiza utilizando una parametrización de falla finita y se hace uso de sismogramas sintéticos telesísmicos y de campo cercano (similares a registros de GPS continuo), los cuales fueron tratados como datos observados.

Los resultados de la inversión cinemática para la descripción de la fuente, sugieren que la propagación de la ruptura generó deslizamientos máximos y promedio mayores a los que se tenían. La propagación de la ruptura, en algunas de las inversiones, duró hasta 115 s. El mayor valor de la tasa de momento se presenta ~27 s después de haber comenzado el evento, tanto para el modelo obtenido como para el modelo inicial. El área con deslizamiento significativo es más pequeña en todos los modelos que el área inicial, la cual cubre la mayor parte del plano de deslizamiento.

Comparando la información brindada por la inversión de los datos con aquella que se tenía previamente, el patrón de deslizamiento en el plano depende del tipo de datos que estemos utilizando. Con el uso de datos telesísmicos, si se considera una Tierra en la cual se presentan variaciones con respecto a la profundidad, se obtiene solamente una aspereza a una profundidad de ~9 km, mientras que la inversión de sismogramas calculados con una Tierra heterogénea en sus tres dimensiones evidencia la presencia de dos asperezas, a 7 y 15 km de profundidad. Este último modelo se asemeja más al modelo inicial que se tiene del patrón del deslizamiento. Ahora bien, con la inversión conjunta de datos telesísmicos 3D y observaciones GPS, el modelo obtenido muestra dos asperezas, a 11 y 18 km de profundidad. Este modelo, el cual es el más completo, muestra una buena obtención del deslizamiento, el cual es comparable con el modelo previo.

Dados los resultados podemos concluir que si se diera la ocurrencia de un sismo con estas características, el uso de la instrumentación de equipos GPS que se tiene en la zona más los sismómetros de las redes globales de campo lejano, permitiría generar una idea general del deslizamiento en el plano.

Abstract

Mexico is one of the most active geotectonic zones in the world. Most of the earthquakes that occur in the country originated along the Pacific coast, where the Cocos plate subducts under the North America plate. It is in this region where the Guerrero seismic gap is located. It is referred to as a gap as in the last 100 years or so, this part of the subduction zone has not experienced a strong earthquake.

This thesis contains a detailed study of the parameters that describe the rupture history of a hypothetical earthquake of Mw 8.2 in the Guerrero gap. The rupture propagated northwestward from the hypocenter, generating slip across the fault plane, with maximum values of 9.2 m and with an average slip of 4 m. The rupture duration was 70 s.

In this study, we use a simulated annealing inversion method to estimate the source parameters. The source modeling is performed using a finite fault parametrisation and we use teleseismic and near field (similar to continuous GPS records) synthetic seismograms, which were treated as observed data.

The results given by the kinematic inversion for the rupture history suggest that the rupture propagation generated maximum and average slip greater than the true ones. The rupture duration, in some inversions, was up to 115 s. The maximum value of the moment rate appears ~ 27 s after the event began, the same time for the estimated model as if to the true model. The principal slip area in all models is smaller than the true one, which covers most of the slip plane.

Comparing the estimated source parameters to the true ones, we find that the slip distribution depends on the type of data we are working with. Using teleseismic data, calculated for a radially symmetric Earth, we can observe one asperity at a depth

of ~ 9 km, while the inversion using as data seismograms calculated for a heterogeneous Earth, shows two asperities at 7 and 15 km depth. This latest model is closer to the original slip pattern. Now, with the joint inversion using 3D teleseismic data and GPS observations, the resulting source model shows two asperities at 11 and 18 km depth. This model, which is the most complete, shows a good correspondence of the slip pattern to the true one.

Our results indicate that if an earthquake with these features were to occur, the current GPS instrumentation in this area, in addition to the far field seismometer of the global networks, would be able to give us a good general idea of the slip pattern.

Índice

Resumen.....	v
Abstract.....	vi
Índice.....	vii
Lista de figuras y tablas.....	ix
CAPÍTULO 1. Introducción.....	1
1.1 Estudios generales de la zona	2
CAPÍTULO 2. Antecedentes.....	6
2.1 Fundamentos teóricos	7
2.1.1 Fuente sísmica	7
2.1.1.1 Parámetros de la fuente	8
2.1.1.2 Campo cercano y campo lejano. Patrón de radiación	12
2.1.1.2 Falla Finita	16
2.1.2 Registros del movimiento del suelo.....	18
2.2 Marco geológico y tectónico de la brecha sísmica de Guerrero y sus alrededores	21
2.2.1 Geotectónica de la región	21
2.2.2 Estructura cortical de velocidades	28
2.3 Creación del Escenario Sísmico	32

CAPÍTULO 3. Metodología.....	37
3.1 Método de inversión: Recristalización simulada	38
3.1.1 Algoritmo de inversión: Fast Finite Fault (FFF)	41
3.1.1.1 Parametrización de Falla Finita	41
3.1.1.2 Análisis de los datos	43
3.1.1.3 Función de desajuste	44
3.1.1.4 Condiciones principales que utiliza el algoritmo	47
3.2 Tratamiento de los datos	48
3.2.1 Procesado de registros telesísmicos	48
3.2.2 Inversión automática: Primera aproximación	49
3.2.2.1 Ensamblaje de los sismogramas	52
3.2.3 Procesado de registros locales: Observaciones GPS	54
CAPÍTULO 4. Resultados	57
4.1 Inversión telesísmica mejorada	57
4.1.1 Inversión de sismogramas 1D.....	59
4.1.2 Inversión de sismogramas 3D.....	65
4.2 Inversión de observaciones GPS.....	71
4.2.1 Inversión de sismogramas 1D y 3D	72
4.3 Inversión conjunta: Registros telesísmicos 3D + GPS	74
CAPÍTULO 5. Discusión y análisis de los resultados.....	80
5.1 Comparación entre los modelos resultantes de la inversión de sismogramas 1D	80
5.2 Discusión sobre los modelos resultantes de la inversión de sismogramas 3D.....	84
5.3 Comparación entre la inversión telesísmica mejorada a partir de sismogramas 1D y 3D	87
5.4 Análisis de los modelos resultantes de la inversión conjunta utilizando sismogramas 3D	91
5.5 Comparación final. Similitudes y diferencias entre la inversión de sismogramas 1D, sismogramas 3D, inversión estática, inversión conjunta y modelo inicial.....	94

CAPÍTULO 6. Conclusiones..... 98

Anexos 101

A. Estaciones telesísmicas utilizadas 101

B. Tratamiento de los registros telesísmicos y locales 102

B.1 Inversión telesísmica de ondas superficiales 1D 102

B.2 Inversión telesísmica de ondas superficiales 3D 106

B.3 Registros de desplazamiento (GPS)..... 110

B.4 Desplazamiento promedio obtenido con datos GPS 111

Referencias..... 112

Lista de tablas y figuras

Figuras

CAPÍTULO 2. Antecedentes.

- Figura 2.1** Geometría de la falla. Se presentan los parámetros de orientación y dirección (tomado y modificado de Stein y Wysession, 2003).....9
- Figura 2.2** Representación del plano de falla y auxiliar respecto a un sistema coordenado. Las fuerzas de cuerpo equivalentes al fallamiento son un par de fuerzas (tomado y traducido de Stein y Wysession, 2003)11
- Figura 2.3** Representación del desplazamiento (arriba) y la velocidad (abajo) en un sismograma en el campo lejano.....13
- Figura 2.4** Representación del desplazamiento (arriba) y la velocidad (abajo) en un sismograma en el campo cercano.....14
- Figura 2.5** Sistema de referencia en coordenadas esféricas. Se muestra la forma en la que se miden los ángulos θ y ϕ (tomado y modificado de Stein y Wysession, 2003).....15
- Figura 2.6** La función temporal de fuente en campo lejano para una partícula de la falla se puede apreciar como una función caja. Esta función resulta de la derivada del desplazamiento de la partícula. El largo de la caja es la función rise time (tomado y traducido de Shearer, 2009).....16
- Figura 2.7** Parametrización del plano de falla. La falla se subdivide en un número finito de celdas con una distribución uniforme de fuentes puntuales. El hipocentro se representa por un punto negro y los círculos alrededor de él representan el frente de ruptura a diferentes tiempos (modificado y traducido de Hartzell y Heaton, 1983).....17
- Figura 2.8** Representación de un sismograma a partir de la convolución de la señal de la fuente con los operadores de la estructura de la Tierra e instrumento (tomado y traducido de Stein y Wysession, 2003)20

Figura 2.9 Placas tectónicas que influyen en la sismicidad de México (tomado y modificado de geoprofemarco.blogspot.mx/)	21
Figura 2.10 Sismos de magnitud mayor o igual a 6.5 durante el siglo XX (tomado de secre.ssn.unam.mx/SSN/Doc/Mx_sismo/).....	22
Figura 2.11 Sismos de magnitud considerable registrados durante el siglo XX y brechas sísmicas actuales (tomado y traducido de Kostoglodov y Pacheco, 1999)	23
Figura 2.12 Se muestra la región de estudio enmarcada en un rectángulo rojo (tomado y modificado de Kostoglodov, et. al., 2003).....	24
Figura 2.13 Terrenos tectonoestratigráficos de la zona sur de México (tomado de Santamaría-Díaz, et. al., 2008).....	25
Figura 2.14 Interpretación de los resultados generados con la función receptor, se muestran los segmentos del bloque subducido. CO= Corteza Oceánica, NA=Norteamérica, CL=Corteza Inferior, MVB=Manto de velocidad baja, C=Cocos (tomado y traducido de Pérez-Campos, et. al., 2008).....	26
Figura 2.15 Esquema de una sección perpendicular a la trincherera mostrando el acoplamiento de la interfase entre la placa de Cocos y Norteamérica. En rojo se resalta la interfase (tomado y modificado de Iglesias, 2004). Sin embargo, otros autores difieren en la idea de un acoplamiento al 100% (Radiguet, et. al., 2012).....	27
Figura 2.16 Límites de la longitud de la brecha sísmica de Guerrero (tomado y modificado de Iglesias, 2009)	28
Figura 2.17 Estructura de velocidades para la costa de Guerrero, México como función de la profundidad. La línea punteada indica las profundidades para las cuales no existe registro de las ondas refractadas. La tabla muestra las velocidad correspondiente para cada estrato (tomado y traducido de Suárez, et. al., 1992)	29
Figura 2.18 Sección transversal de la velocidad de la onda S a partir del arreglo MASE a partir de la inversión de las curvas de dispersión. Los círculos muestran la ubicación del Moho. NT=Nevado de Toluca, C=Chichinautzin, M=Malinche (tomado y traducido de Iglesias, et. al., 2010)	31
Figura 2.19 Comparando ambas imágenes podemos apreciar que el deslizamiento máximo se alcanza entre 30 y 50 s, cuando la tasa de momento presenta valores entre 5×10^{26} y 4×10^{26} dina·cm/s. a) Plano de deslizamiento producido por el sismo. Se aprecian regiones en las cuales el este movimiento fue mucho más intenso que en otras partes. b) Tiempo que tardó en propagarse el movimiento.....	33
Figura 2.20 Se muestra la distribución de las estaciones de registros regionales.....	34

Figura 2.21 Distribución de las 120 estaciones telesísmicas utilizadas.....	35
--	----

CAPÍTULO 3. Metodología.

Figura 3.1 Curva de compensación entre el desajuste de los datos y la rugosidad del modelo. Entre mayor sea la rugosidad (menos suavizamiento) el desajuste de los datos es menor. Los modelos óptimos se encuentran en la “esquina” de esta curva (tomado y traducido de Shearer, 2009).....	39
Figura 3.2 Caricatura de la geometría de una falla. En ella se aprecia el largo (L) y ancho (W), así como la traza de la falla en superficie y la malla en la que se ha dividido (Ji, C., comunicación personal)	42
Figura 3.3 Representación de la ondícula Meyer-Yamada. (a) Forma de onda en el dominio del tiempo. (b) Amplitud (línea sólida), parte real e imaginaria (línea delgada) en el dominio de la frecuencia (tomado y modificado de Yomogida, 1994)	45
Figura 3.4 Ejemplo del procesamiento de las señales telesísmicas. Se muestra el registro de la estación WAKE para la componente BHZ. a) Sismograma sintético con unidades en m. b) Señal procesada, en cuentas, en la cual se determina el arribo de ciertas ondas de interés.....	49
Figura 3.5 Solución CMT para el sismo propuesto. Se muestran los datos principales del evento como son: fecha, hora, latitud y longitud del hipocentro, profundidad, magnitud y las componentes del tensor de momento. La primera línea indica la información del hipocentro, mientras que las líneas subsecuentes indican los parámetros del centroide.....	50
Figura 3.6 Ubicación geográfica de las estaciones utilizadas para el análisis de los datos GPS. Las estaciones que se encuentran más lejanas del epicentro son ARIG y PLIG, por ello se muestra la distancia entre el epicentro y cada una de ellas, representada por una línea naranja y roja respectivamente	54
Figura 3.7 Ejemplo de la obtención del desplazamiento estático para cada una de las componentes de la estación ACYA. Este procedimiento se realizó con todas las estaciones	55
Figura 3.8 Vectores resultantes del procesamiento de los datos GPS. Se aprecia que el desplazamiento significativo se encuentra en las estaciones de Acapulco, Guerrero cercanas a la trinchera.....	56

CAPÍTULO 4. Resultados.

- Figura 4.1** Resultado de la inversión mejorada de los datos telesísmicos. Se presenta el plano de falla, el deslizamiento en él y el hipocentro. La región más afectada sería frente a la costa de la Laguna de Tres Palos, ubicada en el municipio de Acapulco de Juárez60
- Figura 4.2** Vista en planta del deslizamiento en el plano. Las flechas indican la dirección del movimiento, mientras que los colores muestran la distribución del deslizamiento61
- Figura 4.3** Ajuste de los sismogramas de ondas de cuerpo. Podemos apreciar que el ajuste para la onda P es mucho mejor que para la onda SH62
- Figura 4.4** Ajuste de los sismogramas de ondas superficiales. Se observa que los sismogramas ajustan muy bien64
- Figura 4.5** Tasa de la liberación del momento con respecto al tiempo. La mayor liberación se da entre los 25 y 40 s de haber iniciado la ruptura65
- Figura 4.6** Resultado de la inversión mejorada de los datos telesísmicos obtenidos con un modelo de Tierra 3D para ondas superficiales y 1D para las ondas de cuerpo. Existen dos asperezas de pequeñas dimensiones, las cuales generan deslizamientos de 9.0 m.....66
- Figura 4.7** Vista en planta del deslizamiento en el plano. Las flechas indican la dirección del movimiento, mientras que los colores muestran la distribución del deslizamiento67
- Figura 4.8** Ajuste de los sismogramas de ondas de cuerpo. Podemos apreciar que el ajuste para la onda P es mucho mejor que para la onda SH68
- Figura 4.9** Ajuste de los sismogramas de ondas superficiales. Se observa que los sismogramas presentan un buen ajuste en todas las estaciones.....69
- Figura 4.10** Tasa de la liberación del momento con respecto al tiempo. La mayor liberación se da entre los 27 y 45 s de haber iniciado la ruptura70
- Figura 4.11** Vectores GPS muestran hacia dónde ocurre el movimiento de la placa Norteamericana. El plano de deslizamiento muestra movimientos máximos en do regiones principalmente. El ajuste de los datos observados con los sintéticos es muy bueno. Se utilizó la inversión mejorada a partir de sismogramas 3D.....73
- Figura 4.12** Modelo de la inversión conjunta. La distribución del deslizamiento es relativamente suave, mientras que el ajuste de los vectores es bueno. El modelo obtenido se ajusta a ambos tipos de datos. El deslizamiento máximo es alrededor de 14 m.....75

Figura 4.13 Vista en planta del deslizamiento en el plano. Las flechas indican la dirección del movimiento, mientras que los colores muestran la distribución del deslizamiento. Se aprecia la profundidad de las asperezas	76
Figura 4.14 Ajuste de los sismogramas de ondas de cuerpo. El ajuste para P y SH se considera bueno	77
Figura 4.15 Ajuste de los sismogramas de ondas superficiales. Existe un buen ajuste entre sismogramas.....	78
Figura 4.16 Gráfica de la función de la tasa de momento. Para la inversión conjunta, la liberación del momento escalar se da en mayor tiempo, rebasando los 120 s de haber comenzado la ruptura.....	79

CAPÍTULO 5. Discusión y análisis de los resultados.

Figura 5.1 Comparación entre los tres resultados obtenidos de la inversión mejorada para sismogramas 1D. a) Modelo utilizado en los resultados. b) Un modelo obtenido con mayor peso en el suavizamiento. c) Un modelo obtenido con menor peso en el suavizamiento pero mayor que el peso del momento escalar. d) Modelo objetivo.....	82
Figura 5.2 Comparación entre las tres gráficas de liberación de momento para cada uno de los modelos obtenidos. La zonas donde se presentan las mayores diferencias se encuentran resaltadas (círculo azul y rojo). a) Tasa de liberación para el modelo final. b) Tasa de liberación para un modelo obtenido con mayor peso en el suavizamiento. c) Tasa de liberación de un modelo obtenido con menor peso en el suavizamiento pero mayor que el peso del momento escalar.....	83
Figura 5.3 Comparación entre los tres resultados obtenidos de la inversión mejorada para sismogramas 3D. a) Modelo utilizado en los resultados. b) Un modelo obtenido con mayor peso en el suavizamiento. c) Un modelo obtenido con menor peso en el suavizamiento pero mayor que el peso del momento escalar. d) Modelo objetivo	85
Figura 5.4 Comparación entre las tres gráficas de liberación de momento para cada uno de los modelos obtenidos. La zona donde se presentan las mayores diferencias se encuentra resaltada (círculo azul). a) Tasa de liberación para el modelo final. b) Tasa de liberación para un modelo obtenido con mayor peso en el suavizamiento. c) Tasa de liberación de un modelo obtenido con menor peso en el suavizamiento pero mayor que el peso del momento escalar	86
Figura 5.5 Comparación de las inversiones. a) Deslizamiento en el plano obtenido de la inversión de sismogramas calculados con un modelo de Tierra heterogéneo	

únicamente en la dirección de la profundidad. Deslizamiento en el plano obtenido con la inversión de datos telesísmicos a partir de una Tierra heterogénea en dirección de la latitud, longitud y profundidad. c) Modelo objetivo.88

Figura 5.6 Comparación de la profundidad de deslizamiento con ayuda de las secciones transversales. a) Sección transversal de la inversión con sismogramas 1D. b) Sección transversal de la inversión de sismogramas 3D.....89

Figura 5.7 Comparación de la liberación de momento escalar durante el proceso de ruptura. La mayor diferencia se presenta en el momento de la máxima liberación (área resaltada con un círculo rojo). a) Función tasa de momento de la inversión de registros telesísmicos 1D. b) Función tasa de momento de la inversión de sismogramas 3D90

Figura 5.8 Comparación entre los tres resultados obtenidos de la inversión conjunta a partir de sismogramas 3D y datos GPS. a) Modelo utilizado en los resultados. b) Un modelo obtenido con mayor peso en el suavizamiento. c) Un modelo obtenido con menor peso en el suavizamiento pero mayor que el peso dado al momento escalar. d) Modelo objetivo92

Figura 5.9 Comparación de la liberación de momento escalar durante el proceso de ruptura. La mayor diferencia se presenta en el momento de la máxima liberación (área resaltada con un círculo rojo). a) Función tasa de momento de la inversión de registros telesísmicos 1D. b) Función tasa de momento de la inversión de sismogramas 3D93

Figura 5.10 Se muestran todos los modelos obtenidos. a) Modelo óptimo generado con la inversión de datos telesísmicos 1D. b) Modelo óptimo generado con la inversión de datos telesísmicos 3D. c) Modelo generado a partir de la inversión estática de datos GPS. d) Modelo de la inversión conjunta de sismogramas 3D y GPS. e) Modelo objetivo.....96

Figura 5.11 Se muestra la historia de la ruptura para cada inversión. a) Función tasa de momento obtenida con la inversión de sismogramas 1D. b) Función tasa de momento obtenida con la inversión de sismogramas 3D. c) Función tasa de momento generada a partir de la inversión conjunta97

Tablas

CAPÍTULO 2. Antecedentes.

Tabla 2.1 Parámetros principales de la fuente obtenidos para el sismo propuesto de Mw 8.2 con epicentro en la brecha sísmica de Guerrero (Cruz-Atienza, et. al., 2011).....	32
--	-----------

CAPÍTULO 3. Metodología.

Tabla 3.1 Parámetros utilizados durante la inversión. Se explica la información de cada renglón	52
--	-----------

CAPÍTULO 4. Resultados.

Tabla 4.1 Se muestran todos los parámetros que fueron modificados para la obtención de la inversión mejorada. Del lado derecho se muestran los datos que se utilizaron y del lado izquierdo se explica el significado de cada uno	59
--	-----------

CAPÍTULO 1

Introducción

Obtener mapas del deslizamiento en la falla durante un temblor es uno de los factores más importantes para entender la física de los temblores; sin embargo, éstos son difíciles de generar y presentan mucha incertidumbre. En México la distancia entre la trinchera y la costa es más corta que en casi todas las zonas de subducción, lo que permite instrumentar de cerca esta región; y por lo tanto, se puede estimar el deslizamiento en la falla con mejor resolución. Por eso, aquí en México, tenemos una oportunidad única para estudiar los temblores con mayor detalle. Debemos prepararnos identificando qué tipo de datos son los que se necesitan; por lo que en este proyecto investigaremos el impacto de tener diferentes tipos de datos para la resolución del deslizamiento en la falla durante un temblor hipotético.

Por todo lo anterior, se decidió generar datos sintéticos que sean utilizados y analizados como si fueran datos observados. Con esta información, se pretende obtener los parámetros que describen a la historia de la ruptura; entre ellos se encuentra el plano de falla, el deslizamiento, y la función de la tasa de momento. Como objetivo final se espera evaluar la instrumentación de la zona para obtener, en caso de que ocurra un temblor grande, un modelo de deslizamiento en la falla, el cual sea más realista.

1.1 Estudios generales de la zona.

En México, se presenta la zona de subducción del Pacífico, en la cual se encuentra la interacción de la placa de Cocos y de Norteamérica, sobre la que yace México. Esta zona abarca desde las costas de Jalisco hasta la frontera con Guatemala. El movimiento relativo entre estas placas no es constante e ininterrumpido, sino que se lleva a cabo en deslizamientos súbitos y episódicos de la zona de contacto. Cada vez que se acumula energía suficiente en un cierto segmento de la falla ocurre un desplazamiento que puede llegar a ser del orden de metros, originando así un sismo.

En la zona de subducción se presenta la brecha sísmica de Guerrero, ubicada justamente frente a las costas de este estado. En general, se le llama *brecha sísmica* a una región en la cual, por lo menos, han transcurrido 30 años a partir del último temblor, generando que la probabilidad de ocurrencia de otro sismo de igual magnitud y en la misma zona incremente con el tiempo (Fedotov, 1965 y Kelleher, et. al., 1973).

Esta brecha es una de las mejores caracterizadas en el cinturón de fuego del Pacífico (Suárez, et. al., 1990). Estudios realizados por Nishenko y Singh (1987) en los diferentes segmentos que engloban la zona de subducción mexicana, fueron analizados con la finalidad de establecer probabilidades condicionales sobre la ocurrencia de sismos en estas porciones; y encontraron que una de las regiones con mayor potencial sismogénico es la región del estado de Guerrero, particularmente el tramo delimitado entre Petatlán y Acapulco.

Se ha estimado que el periodo de retorno para el sitio de interés es de 60 a 70 años, por lo cual se ha retrasado, aproximadamente 50 años, la ocurrencia de un sismo importante en comparación con el promedio (Iglesias, et. al., 2004). Por ello, la brecha sísmica de Guerrero puede ser una de las regiones, de la zona de subducción mexicana, con mayor probabilidad de generar un temblor importante en los años próximos.

Estudios realizados en la región de la brecha de Guerrero demuestran que la zona se encuentra definida sísmicamente como una interfase activa, la cual se extiende a una profundidad superficial de ~25 km (Nishenko y Singh, 1987; Dewey y Suárez, 1991; Suárez y Sánchez, 1996). La colisión entre la placa de Cocos y la de Norteamérica sugiere que la zona se encuentra en un régimen compresivo.

Por otro lado, en esta zona de subducción, se presentan eventos de deslizamiento lento (SSE por sus iniciales en inglés), por ejemplo, el ocurrido en 2006 en Guerrero (Larson, et. al, 2007). Este deslizamiento transitorio permitió estudiar su comportamiento de propagación en la región. Los resultados obtenidos por medio del análisis de datos del Sistema de Posicionamiento Global (GPS por sus siglas en inglés) muestran que la propagación del deslizamiento posee una dirección preferencial hacia el sureste; y el deslizamiento más significativo en la dirección del echado proviene de la zona sismogénica presente a lo largo de la costa.

Por medio de la red mexicana permanente de GPS se han registrado SSEs en 1998, 2001/2002, 2006 y 2009/2010; los cuales han generado un desplazamiento promedio entre 5 y 6cm con magnitud de momento equivalente a 7.6 para todos los casos; y se ha podido establecer un periodo de recurrencia entre 4 y 4.5 años (Radiguet, et. al., 2011). Los resultados de Radiguet, et. al., (2012) obtenidos a través de la inversión de datos GPS registrados durante los SSEs de 2001/2002, 2006 y 2009/2010, sugieren que la zona más somera de la interfase entre las placas desde la trinchera hasta la costa se encuentra débilmente acoplada. La ocurrencia de *sismos lentos* puede distribuir parte del movimiento diferencial entre las placas, aunque no implica que al ocurrir éstos no sea posible la generación de un sismo de gran magnitud.

De acuerdo a Singh y Mortera (1991), si se supone un acoplamiento fuerte en la zona de subducción, se estima que la dimensión total de la brecha sísmica sería capaz de generar un sismo de magnitud Mw 8.2. El sismo de Michoacán en 1985 fue de esta magnitud; y ha dejado una huella en la memoria de todos los mexicanos, sobretodo, en la población que habita en el valle de México ya que ocasionó pérdidas humanas y materiales. Entonces, si se llegara a presentar un sismo con tal magnitud, éste causaría grandes afectaciones en todas las regiones

cercanas a la brecha y los daños que generaría en la Ciudad de México podrían ser mayores que los de 1985 considerando la distancia entre los epicentros y la cuenca y la magnitud de ambos sismos.

De acuerdo al Servicio Sismológico Nacional (SSN), en 1911 se presentó un sismo de Ms 7.8 en la costa guerrerense y, desde entonces no se ha presentado otro de magnitud parecida o igual. Esto nos indica que en los últimos 100 años la energía elástica probablemente se ha estado acumulando y llegue un punto en el cual sea liberada en un gran sismo en un futuro próximo. Sabemos que el suelo sobre el cual yace la Ciudad de México permite la amplificación de las ondas que arriban a esta zona, generando grandes daños en las construcciones; y de esta forma se vería afectada si se diera un temblor fuerte en la costa guerrerense.

La costa de Guerrero se encuentra monitoreada de manera continua, y su instrumentación sísmica permite contar con datos con los cuales es posible generar estudios tanto de la fuente como de la propagación de las ondas sísmicas. Además, se cuenta con datos GPS que permiten conocer la deformación superficial causada por sismos y por los procesos de subducción tan comunes en la zona. Además, hoy en día existe el Sistema de Alerta Sísmica (SAS) que emite avisos de alertamiento en el valle de México cuando se detecta el inicio de sismos grandes que ocurren en las costas de Guerrero. La Cd. De México se encuentra a ~320 km (en línea recta) de la costa de Guerrero, por lo que si se llegara a registrar un sismo de magnitud grande en aquella zona, se puede alertar con ~60 s de anticipación, gracias a la distancia y a la diferencia de velocidad de propagación de las ondas de radio con respecto a las sísmicas.

Un grupo de investigadores y estudiantes del departamento de Sismología del Instituto de Geofísica, UNAM han creado un proyecto para preparar a la comunidad científica ante la ocurrencia de un temblor de magnitud grande en la brecha sísmica de Guerrero. El proyecto consta de la generación de un *escenario sísmico*, y el objetivo principal es preparar todas las herramientas y protocolos necesarios para estar listos ante un temblor con estas características en la zona de subducción mexicana (Hjörleifsdóttir, V., et. al., 2011).

La generación de un escenario sísmico puede verse desde dos perspectivas. Desde un punto de vista científico, con él se pretenden conocer los parámetros de la fuente sísmica y así entender la dinámica del interior de la Tierra y la manera en que ésta podría afectar a la sociedad si se generara un sismo con ciertas características específicas, que son los parámetros iniciales que se establecen en el escenario. Por otra parte, desde una perspectiva ingenieril, con la realización de un escenario sísmico se pueden prever eventos futuros con la finalidad de alertar e informar a la población y de realizar construcciones capaces de soportar el movimiento fuerte del suelo causado por las ondas sísmicas. Sin embargo, estos puntos de vista no son excluyentes, ya que el objetivo final en ambos siempre es prevenir a la sociedad de un evento futuro que pueda generar algún tipo de daño.

CAPÍTULO 2

Antecedentes

Para poder entender el proceso de inversión, es necesario tener presente conocimientos básicos pero muy importantes. La primera parte del capítulo se dedica a la explicación de la fuente sísmica y sus parámetros. Ya que estos conceptos están claros, podemos describir el patrón de radiación que genera la fuente sísmica y, posteriormente, se plantea el modelo de falla finita, modelo que será utilizado en este trabajo de tesis.

Asimismo, los instrumentos sísmicos juegan un papel fundamental en el estudio de los sismos ya que registran ciertas características del movimiento, y el instrumento mismo presenta características particulares que limitan significativamente al registro. Debido a ello, en este capítulo también se hablará sobre los diversos registros del movimiento del suelo.

Saber la geología que domina en la región de estudio es necesario para poder realizar un análisis correcto de la zona; ya que con ella es posible hacer una conjunción de las bases teóricas con las características geoestructurales de la zona. Por ello, en la segunda parte del capítulo se presenta el marco geológico y tectónico de la brecha sísmica de Guerrero, así como las diversas estructuras de velocidades que se han calculado en esta región.

Finalmente, se explicará cómo fue creado el escenario sísmico planteado para este trabajo de tesis. En esta parte se presentan todos los elementos requeridos para poder analizar este sismo hipotético como si fuera un sismo real.

2.1 Fundamentos teóricos.

2.1.1 Fuente sísmica.

Cuando ocurre un sismo, se generan diferentes tipos de ondas sísmicas. Las primeras de ellas son las *ondas de cuerpo*, las cuales viajan por el interior de la Tierra. Estas ondas, sin embargo, se subdividen en dos tipos diferentes: *ondas P* y *ondas S*.

Las ondas P son conocidas como ondas primarias, compresionales u ondas longitudinales y generan una dilatación y compresión consecutiva en el material por el que viajan, el cual puede ser sólido o líquido. Las ondas S se conocen como ondas secundarias, de cortante u ondas transversales y son las responsables de causar una deformación angular conforme se propagan por el material. El movimiento de las partículas, no obstante, puede utilizarse para dividir a las ondas S en dos componentes; una de ellas es la *onda SV* (movimiento en el plano vertical) y la *onda SH* (movimiento en el plano horizontal). Los fluidos no permiten esfuerzos cortantes, por lo que las ondas S no se propagan por ellos.

El segundo tipo de ondas son las *ondas superficiales*. Estas ondas son producto de la interacción entre las ondas de cuerpo presentes cerca de la superficie y las capas someras de la Tierra. Viajan a lo largo de la superficie terrestre con amplitudes que decrecen de manera exponencial con la profundidad. Entre más lejos nos encontremos de la fuente estas ondas predominarán en el sismograma.

La polaridad de los primeros movimientos causados por el sismo define la presencia dos planos; uno a lo largo de la falla y otro perpendicular ella, conocido como *plano auxiliar*. Sobre el primer plano mencionado ocurre el deslizamiento principal, de ahí que se le conozca como *plano principal*. Estos planos perpendiculares son llamados *planos nodales* y si se pueden obtener entonces es

posible conocer la geometría de la falla; pero distinguir entre planos es difícil basándose sólo en los primeros movimientos generados. Por ello, se utilizan otras observaciones, incluso geológicas y geodésicas. Estos estudios de campo proveen información sobre la localización, geometría e historia de las fallas. Las mediciones geodésicas se utilizan para estudiar la deformación del suelo antes, durante y después del sismo.

Generalmente, los sismos fuertes ocurren en la frontera entre placas. Utilizando la teoría del rebote elástico, se dice que estos sismos son la parte más dramática del *ciclo sísmico*, el cual tiene origen en esta frontera con periodos de cientos a miles de años. Durante el periodo *intersísmico*, se presenta un movimiento continuo lejos de la falla, y aunque ésta se encuentra bloqueada puede presentarse cierto arrastre asísmico. En ciertas ocasiones, inmediatamente antes de la ruptura, se presenta el estado *presísmico* el cual se asocia a sismos pequeños (precursores). La generación del sismo marca el estado *cosísmico*, durante el cual el movimiento rápido en la falla genera a las ondas sísmicas. Por último, el estado *postsísmico* se presenta después del sismo principal; en esta fase se generan las réplicas y se da el deslizamiento transitorio durante un periodo de tiempo antes de que la falla regrese a su comportamiento intersísmico continuo nuevamente.

Los tiempos de arribo de las ondas sísmicas a diversos receptores (localizados en diversas regiones) se utilizan, como primer paso, para localizar a la fuente sísmica, es decir, se determina el *hipocentro* del sismo. Después, la amplitud y forma de las ondas radiadas son utilizadas para determinar el tamaño del sismo, la geometría de la falla y la dirección y cantidad del deslizamiento. Todo lo mencionado anteriormente son *parámetros de la fuente*, con los cuales describen las características de la fuente sísmica.

2.1.1.1 Parámetros de la fuente.

De acuerdo a Stein y Wysession (2009), se puede describir la geometría y orientación de la falla, suponiéndola como una superficie plana a través de la cual

ocurre un movimiento relativo durante la ocurrencia del sismo. Una falla consta de dos superficies, una de ellas se encuentra en el *bloque de techo*, que representa el lado superior de la falla, y la otra se localiza en el *bloque de piso*, representante del lado inferior de la falla, en el que se describen todos los parámetros geométricos y se realizan las observaciones referentes al movimiento del bloque superior (Figura 2.1).

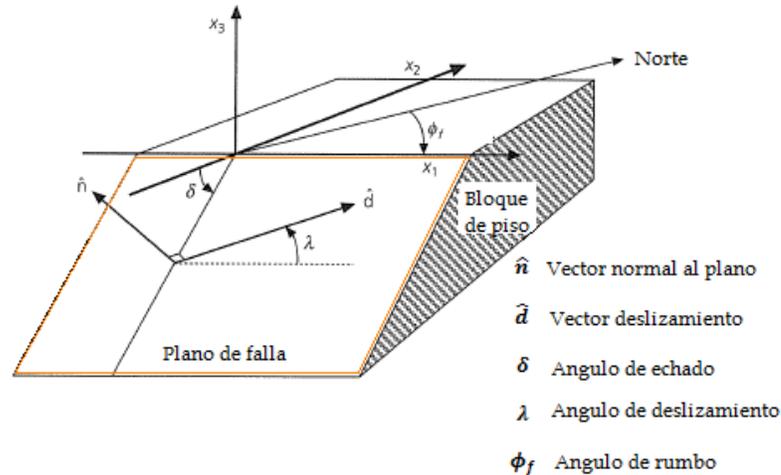


Figura 2.1 Geometría de la falla. Se presentan los parámetros de orientación y dirección (tomado y modificado de Stein y Wysession, 2003).

El plano de falla se puede caracterizar con el *vector normal al plano* \hat{n} . La dirección del movimiento está dada por el *vector de deslizamiento* \hat{d} ; este vector indica la dirección del movimiento del bloque de techo con respecto al bloque de piso; y es perpendicular al vector normal al plano (Figura 2.1).

Existen diversos sistemas de coordenadas útiles para estudiar las fallas; uno de ellos es elegir al sistema coordenado en armonía con ciertos parámetros de la fuente. El eje x_1 se alinea con la dirección del *rumbo* de la falla ϕ_f , el eje x_3 generalmente apunta hacia arriba mientras que el eje x_2 es perpendicular a los otros dos (Figura 2.1). El *ángulo de echado* δ proporciona la orientación del plano de falla respecto a la superficie. La dirección del movimiento se expresa por medio del *ángulo de deslizamiento* λ que se mide en sentido contrario a las manecillas del reloj sobre el plano de falla y a partir de la dirección del eje x_1 ; este ángulo expresa el movimiento del bloque de techo con respecto al bloque de piso.

El *tensor de momento sísmico* es una parametrización general de la fuente. Este parámetro representa tanto a la geometría de la falla, por medio de las componentes, como el tamaño del temblor a través del momento escalar. Entonces, el tensor *de momento sísmico* es una representación matemática de la fuente que se puede utilizar para simular, de manera simplificada y aproximada, a las ondas sísmicas producidas por una ruptura compleja incluyendo el desplazamiento que varía en el espacio y tiempo sobre una falla irregular. Escribiendo al tensor de momento sísmico, cuyas componentes son los 9 pares de fuerzas, se tiene que:

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix}. \quad (2.1)$$

El tensor de momento sísmico (Ecuación 2.1) puede ser escrito en cualquier sistema coordenado ya que las ecuaciones vectoriales y tensoriales son válidas sin importar el sistema coordenado que se elija. Si la dirección de la falla y del deslizamiento no se encuentran orientadas debidamente con el sistema coordenado elegido, entonces el tensor de momento no presenta ceros en ninguna componente, siempre y cuando se trate de una falla plana. Las componentes están dadas por el momento escalar, el vector unitario normal al plano y el vector deslizamiento unitario:

$$M_{ij} = M_0(n_i d_j + n_j d_i), \quad (2.2)$$

o si desarrollamos la notación índice tenemos que:

$$\mathbf{M} = M_0 \begin{pmatrix} 2n_x d_x & n_x d_y + n_y d_x & n_x d_z + n_z d_x \\ n_y d_x + n_x d_y & 2n_y d_y & n_y d_z + n_z d_y \\ n_z d_x + n_x d_z & n_z d_y + n_y d_z & 2n_z d_z \end{pmatrix}. \quad (2.3)$$

El tensor de momento es simétrico (Ecuación 2.3) ya que podemos intercambiar a los vectores normal al plano y deslizamiento, y entonces $M_{ij} = M_{ji}$. Físicamente la ecuación nos demuestra que el deslizamiento, ya sea en el plano de falla o en el plano auxiliar, genera el mismo patrón de radiación, el cual se explicará más adelante.

El momento sísmico M_0 es, usualmente, considerado como el parámetro que describe el tamaño del sismo. La *densidad del momento sísmico* representa los esfuerzos internos necesarios para cancelar la deformación producida por los procesos internos no lineales que causan el sismo. Estos esfuerzos se interpretan como dobles pares de fuerza (Figura 2.2) y el momento sísmico es la magnitud de una de estas parejas integrado en toda la falla (Lee, et. al., 2003).

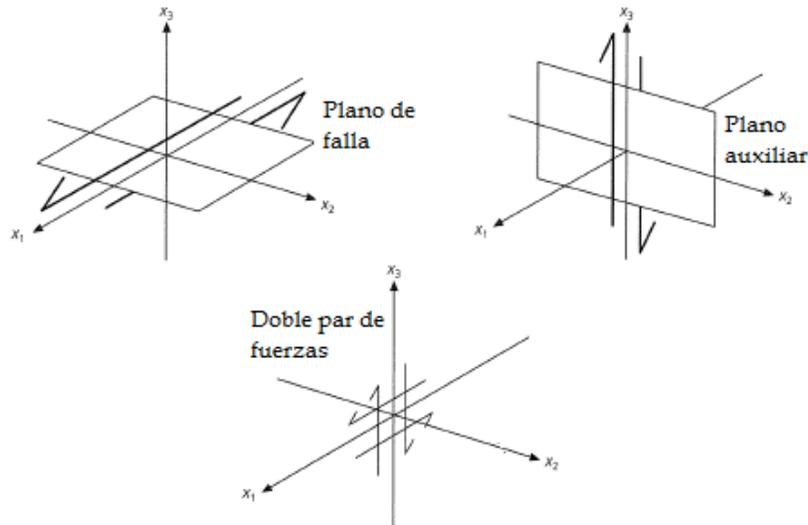


Figura 2.2 Representación del plano de falla y auxiliar respecto a un sistema coordenado. Las fuerzas de cuerpo equivalentes al fallamiento son un par de fuerzas (tomado y traducido de Stein y Wysession, 2003).

La magnitud de las fuerzas controla las amplitudes de las ondas radiadas permitiendo que el momento sísmico se pueda obtener de los sismogramas. En un medio homogéneo, infinito e isotrópico, en el cual existe una falla plana con deslizamiento uniforme, la magnitud del momento sísmico escalar puede ser dada por:

$$M_0 = \mu AD, \quad (2.4)$$

donde A es el área de la falla, D es el deslizamiento y μ es el módulo de rigidez. Normalmente M_0 se reporta en N·m. La magnitud de momento M_w (Ecuación 2.5) proporciona una magnitud directamente vinculada con los procesos de la fuente sísmica y presenta las ventajas de que no se satura y es compatible con las otras escalas (Hanks y Kanamori, 1979).

$$M_w = \frac{\log(M_0)}{1.5} - 10.73. \quad (2.5)$$

2.1.1.2 Campo cercano y campo lejano. Patrón de radiación.

Siguiendo a Shearer (2009), la solución del potencial para la onda P en coordenadas esféricas y en el punto $r=0$ está dado por:

$$\phi(r, t) = \frac{-f(t-r/\alpha)}{r}, \quad (2.6)$$

donde α es la velocidad de la onda P, r es la distancia desde la fuente puntual y $4\pi\delta(r)f(t)$ es la función temporal de fuente. Esta solución decae como $1/r$ debido a la expansión geométrica para un frente de ondas esférico. El campo de desplazamientos se puede obtener si al potencial del desplazamiento (Ecuación 2.6) se le aplica el operador gradiente:

$$u(r, t) = \frac{\partial\phi(r, t)}{\partial r} = \left(\frac{1}{r^2}\right) f(t - r/\alpha) - \left(\frac{1}{r}\right) \frac{\partial f(t-r/\alpha)}{\partial r}. \quad (2.7)$$

Si definimos $\tau = t - r/\alpha$ como el *tiempo de retraso*, donde r/α es el tiempo que le toma a la onda P viajar una distancia r a partir de la fuente, tenemos:

$$\frac{\partial f(t-r/\alpha)}{\partial r} = \frac{\partial f(t-r/\alpha)}{\partial \tau} \frac{\partial \tau}{\partial r} = -\frac{1}{\alpha} \frac{\partial f(t-r/\alpha)}{\partial \tau}. \quad (2.8)$$

Por lo tanto, la ecuación (2.7) se puede expresar en términos del tiempo de retraso:

$$u(r, t) = \left(\frac{1}{r^2}\right) f(\tau) + \left(\frac{1}{r\alpha}\right) \frac{\partial f(\tau)}{\partial \tau}. \quad (2.9)$$

Esta ecuación (2.9) es relativamente sencilla ya que sólo aplica para la onda P en un espacio homogéneo, isótropo y elástico, y no considera los efectos del patrón de radiación pues se trata como una fuente esférica simétrica. El primer término decae como $1/r^2$ y describe al término de *campo cercano* debido a que está presente sólo para distancias cercanas a la fuente. Representa el desplazamiento

estático permanente en la fuente. El segundo término decae como $1/r$ y es conocido como *campo lejano* ya que predomina para distancias lejanas de la fuente y representa la respuesta dinámica, es decir, representa a las ondas sísmicas transitorias que son radiadas por la fuente y que no representan un desplazamiento permanente.

Cuando nos encontramos en campo lejano, la distancia r es mucho menor a la longitud de onda λ y a la longitud de la falla L , consideraciones que nos permiten modelar a la fuente de manera puntual. En este sentido, el desplazamiento registrado en el sismograma toma la forma de una “campana” (Figura 2.16), la cual sufre un engrosamiento a causa de la atenuación, dispersión y duración de la fuente. El desplazamiento se puede considerar como la derivada del momento sísmico con respecto del tiempo, $u(t) = \dot{M}(t)$; y la velocidad será, entonces, la derivada del desplazamiento (Figura 2.3).

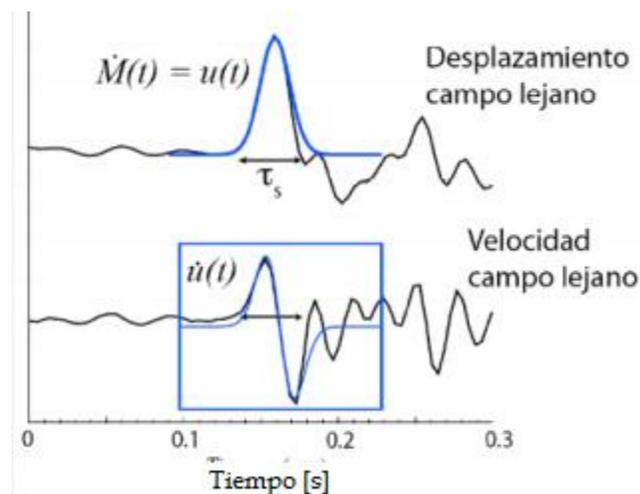


Figura 2.3 Representación del desplazamiento (arriba) y la velocidad (abajo) en un sismograma en el campo lejano.

Cuando nos encontramos en el campo cercano, la distancia r es similar a la longitud de onda λ o menor a la longitud de la falla L . El desplazamiento presenta la forma de una función escalón, mientras que su derivada, la velocidad, presenta la forma de un pulso engrosado (Figura 2.4).

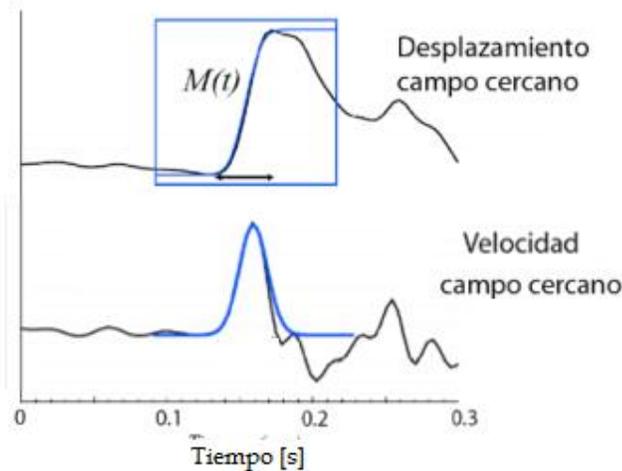


Figura 2.4 Representación del desplazamiento (arriba) y la velocidad (abajo) en un sismograma en el campo cercano.

Ya sea que se considere una fuerza simple o un doble par de fuerzas, se pueden generar expresiones un poco más complejas. El *patrón de radiación* para la onda P y S se puede obtener utilizando la teoría de la fuente sísmica. El patrón de radiación se genera a partir de un conjunto de fuerzas que presentan una geometría particular (Figura 2.2). Los pares de fuerza son los generadores de esta radiación debido al movimiento en el plano de falla. Los patrones de radiación de los dobles pares de fuerza presentan simetría natural con respecto al plano de falla, por lo cual se utiliza un sistema de referencia orientado a lo largo de la falla (Figura 2.2). El plano de falla queda en el plano x_1 - x_2 , y el vector normal al plano queda sobre el eje x_3 .

De acuerdo a Stein y Wysession (2003), para apreciar la manera en que el patrón de radiación varía con la dirección del receptor, se puede plantear un campo de radiación en coordenadas esféricas, donde θ se mide a partir del eje x_3 y ϕ se mide en el plano x_1 - x_2 (Figura 2.5).

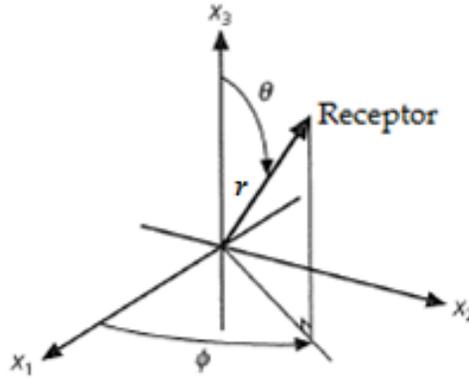


Figura 2.5 Sistema de referencias en coordenadas esféricas. Se muestra la forma en la que se miden los ángulos θ y ϕ (tomado y modificado de Stein y Wysession, 2003).

Siguiendo la teoría de la fuente sísmica (Stein y Wysession, 2003), lejos de la fuente el desplazamiento u_p , debido a las ondas compresionales, presenta una componente radial \hat{e}_r pues el movimiento se presenta a lo largo de la dirección de propagación (Ecuación 2.10). Esta expresión representa la amplitud del deslizamiento, el pulso radiado propagándose con velocidad de la onda P y el patrón de radiación para esta onda.

$$u_p = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3 r} \dot{M} \left(t - \frac{r}{\alpha} \right) \sin 2\theta \cos \phi \hat{e}_r. \quad (2.10)$$

De manera análoga, el desplazamiento producido por la onda de corte u_s presenta dos componentes $u_\theta \hat{e}_\theta + u_\phi \hat{e}_\phi$ (Ecuación 2.11). La velocidad con la que se propagan es con la velocidad de la onda S; β . Este patrón de radiación también puede ser utilizado para estudiar la geometría de la falla; y en este caso las amplitudes más grandes se dan a lo largo de los planos.

$$u_s = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3 r} \dot{M} \left(t - \frac{r}{\beta} \right) \cos 2\theta \cos \phi \hat{e}_\theta - \frac{1}{4\pi\rho\beta^3 r} \dot{M} \left(t - \frac{r}{\beta} \right) \cos \theta \sin \phi \hat{e}_\phi. \quad (2.11)$$

2.1.2 Falla Finita.

En campo lejano, la función temporal de fuente de una falla infinitésimamente pequeña que se desliza toda al mismo tiempo, se puede aproximar a la forma de una función caja (Figura 2.6). El largo de la función caja está dado por τ_r , a la cual se le conoce como función de tiempo de ascenso (rise time en inglés), mientras que el ancho de la caja está definido por $\frac{M_0}{\tau_r}$, donde M_0 es el momento sísmico. Un modelo más realista sobre la forma de la fuente incluye temporal y especialmente la finitud de la falla; y en este modelo la función temporal de fuente se aproxima más a una forma trapezoidal.

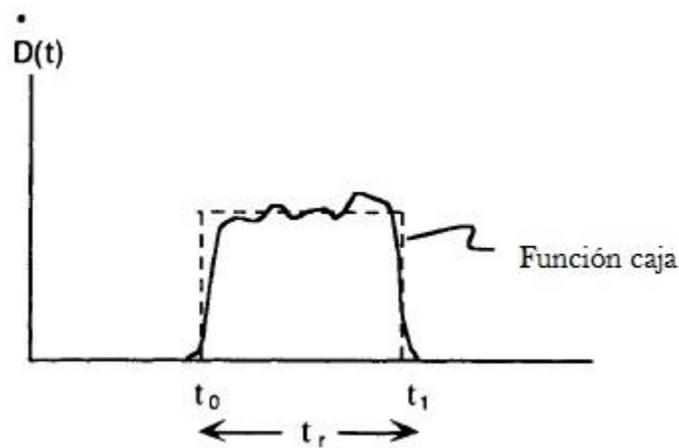


Figura 2.6 La función temporal de fuente en campo lejano para una partícula de la falla se puede apreciar como una función caja. Esta función resulta de la derivada del desplazamiento de la partícula. El largo de la caja es la función rise time (tomado y traducido de Shearer, 2009).

Cuando ocurre un sismo de baja magnitud, la fuente que lo produce puede ser descrita a partir de un número limitado de parámetros que describen una fuente puntual, tales como el tensor de momento o el mecanismo focal, el momento escalar, la velocidad de ruptura y su dirección, la caída de esfuerzos y la energía radiada. Sin embargo, para sismos de magnitudes grandes, es posible realizar inversiones para obtener más detalle de las propiedades de la fuente ya que se puede analizar la radiación sísmica generada por diferentes partes de la falla. Para hacer esto, se discretiza a la falla en una serie de celdas o subfallas, pudiendo tener sus propios parámetros de la fuente. A este tipo de modelo se le conoce como *falla finita*.

De acuerdo a Hartzell y Heaton (1983), el plano de falla puede ser dividido en varias subfallas. Su método consiste en la construcción de un plano de falla con orientación, dimensiones y mecanismo focal basados en resultados o información previa de la fuente. La falla se supone dentro de una estructura geológicamente adecuada para la región de la fuente y a una profundidad consistente con la profundidad del hipocentro, de manera que éste quede dentro del plano de falla. Entonces la falla se subdivide en un número específico de celdas equidimensionales y se distribuye una serie de fuentes puntuales a lo largo de cada celda (Figura 2.7).

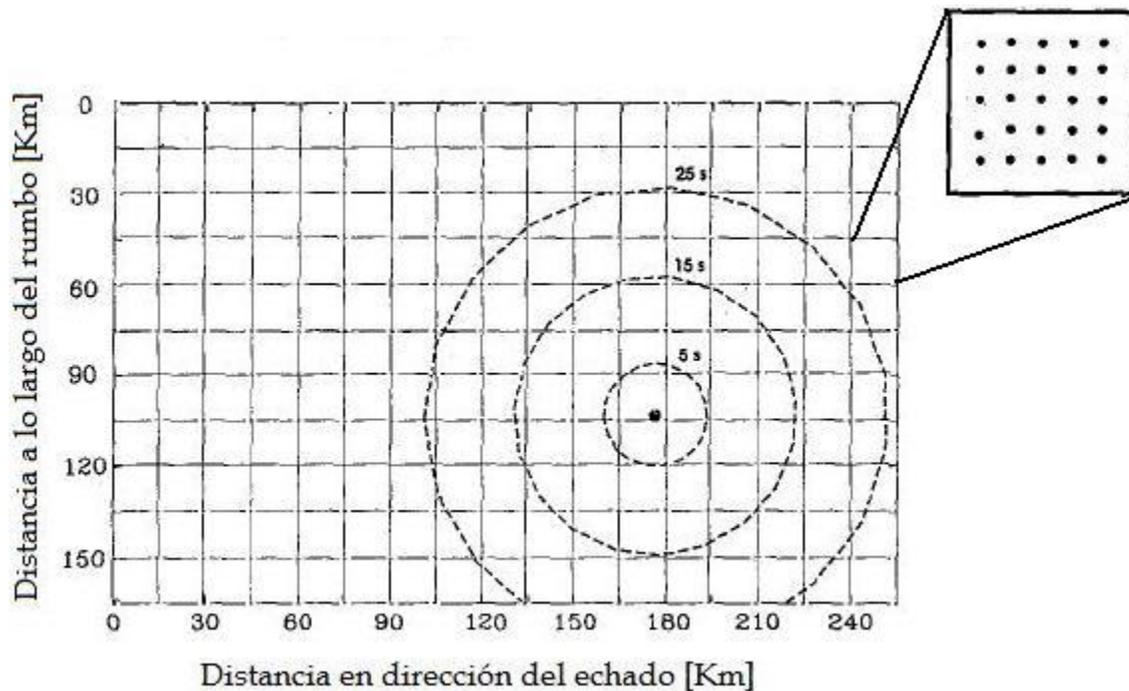


Figura 2.7 Parametrización del plano de falla. La falla se subdivide en un número finito de celdas con una distribución uniforme de fuentes puntuales. El hipocentro se representa por un punto negro y los círculos alrededor de él representan el frente de ruptura a diferentes tiempos (modificado y traducido de Hartzell y Heaton, 1983).

En cada estación sismológica que haya registrado el evento, es posible calcular la respuesta sísmica de cada fuente puntual y posteriormente sumar todas las respuestas en cada celda, considerando el retraso en la propagación de la ruptura. Los resultados que se obtienen es una suma por celda que representan a las *funciones de Green* para cada estación.

2.1.3 Registros del movimiento del suelo.

La sismología utiliza diferentes tipos de técnicas para estudiar el campo de desplazamiento como una función de la posición y del tiempo asociados con las ondas elásticas en la Tierra, para así generar inferencias sobre la naturaleza de las fuentes sísmicas y de la estructura interna del planeta. Un sismógrafo es un instrumento que graba la forma de onda generada por el movimiento del suelo como función del tiempo. En un sentido estricto, el *sismómetro* es el sensor que registra el movimiento del suelo, con lo cual es una componente fundamental del sismógrafo, el cual contiene amplificación y se encuentra sincronizado (Stein y Wysession, 2003).

El principal interés de la ingeniería sismológica es el *movimiento fuerte del suelo*. Este movimiento se presenta con gran fuerza y depende del tipo de subsuelo de cada región, afectando a la gente y a su entorno social. El instrumento con el cual se puede registrar este tipo de información es con un *acelerógrafo*. Históricamente se activan por disparo, aunque actualmente también registran de manera continua, y se sincronizan con GPS para tener un inicio de grabación referenciado. En un punto dado, el movimiento del suelo puede ser descrito con seis componentes espaciales: tres componentes rotacionales y tres componentes de translación. En la práctica, las componentes de rotación usualmente son ignoradas (Kramer, 1996), mientras que las tres componentes ortogonales de translación son medidas.

Se puede obtener información adicional sobre los sismos y el proceso que los causa a través de mediciones sobre la deformación permanente del suelo utilizando técnicas geodésicas. A pesar de que diferentes sistemas proveen datos similares, el uso del *Sistema de Posicionamiento Global GPS* es elegido para la mayoría de las aplicaciones tectónicas (Stein y Wysession, 2003). Este sistema depende del tiempo de viaje de las ondas de radio emitidas entre los satélites y las estaciones en tierra. Una constelación de satélites transmite señales codificadas en tiempo. Un GPS puede determinar sus tres componentes de posicionamiento con una precisión de 3 a 10 mm. Esta operación es conceptualmente análoga a localizar el epicentro del sismo por medio de los arribos a distintos sismómetros. La

posición proporcionada por los GPS es de dos a tres veces más precisa en la dirección horizontal que en la vertical (Stein y Wysession, 2003).

Es necesario que toda esta instrumentación opere de manera continua con un nivel de detección muy sensible y con un tiempo absoluto para que así el movimiento del suelo sea registrado como función del tiempo. Asimismo, todos los sismodetectores deben tener una respuesta lineal conocida para el movimiento del suelo, o bien, se debe contar con instrumentos calibrados, permitiendo que las grabaciones sísmicas sean relacionadas a la amplitud y contenido de frecuencia provenientes del movimiento del suelo (Lay y Wallace, 1995).

La señal medida por los instrumentos sísmicos son los *sismogramas*. Un sismograma es un registro de las vibraciones mecánicas procedentes del planeta, que contiene información sobre la estructura interna y los procesos dinámicos que se presentan en el interior de la Tierra (Lay y Wallace, 1995). Los sismogramas son una complicada mezcla de los efectos de radiación, tales como el contenido espectral y la amplitud relativa de las ondas P y S, el fenómeno de propagación y el ancho de banda. A los sismogramas también se les conoce como *series de tiempo*, que son consideradas función del tiempo o espacio. Los sismogramas pueden dividirse en *sismogramas locales* o *telesísmicos* dependiendo de la distancia existente entre la fuente y el receptor.

Conforme a Stein y Wysession (2003), un sismograma es un registro del movimiento del suelo que abarca los efectos del sismómetro. El movimiento del suelo combina los efectos de la fuente sísmica y de la estructura elástica e inelástica de la Tierra a lo largo del camino de propagación. Para caracterizar esta combinación de efectos, se utiliza el concepto de *sistema lineal*, una representación general de cualquier herramienta o proceso que presenta una señal de entrada y la modifica.

En un sistema lineal, si se tiene una señal $x(t)$ que pasa por dos sistemas lineales de manera sucesiva, con respuestas al impulso $f(t)$ y $g(t)$, el resultado de esta interacción, conocido como la salida del sistema, se puede expresar como una convolución en el dominio del tiempo (Ecuación 2.20) o como un producto en el

dominio de la frecuencia (Ecuación 2.21). Desde este punto de vista, un sismograma es la convolución de todas las contribuciones que lo generan, entonces para conocer y analizar cada una ellas se realiza una *deconvolución*.

$$y(t) = x(t) * f(t) * g(t), \quad (2.20)$$

$$Y(\omega) = X(\omega)F(\omega)G(\omega). \quad (2.21)$$

Entonces, un sismograma $u(t)$ es la representación de la salida de un sistema lineal que se comporta de manera causal y puede ser obtenido mediante la convolución de la función temporal de fuente $x(t)$, la estructura interna de la Tierra $g(t)$ y la respuesta del instrumento al impulso $i(t)$ (Figura 2.8).

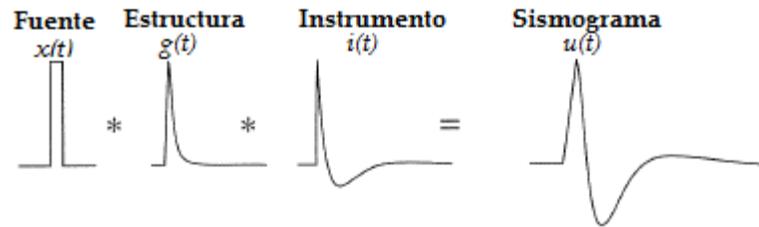


Figura 2.8 Representación de un sismograma a partir de la convolución de la señal de la fuente con los operadores de la estructura de la Tierra e instrumento (tomado y traducido de Stein y Wysession, 2003).

En muchas ocasiones es importante considerar el efecto causado por las condiciones del subsuelo donde se encuentra el sismógrafo. A este fenómeno se le conoce como *respuesta del sitio* o *efecto de sitio*; componente primordial del sismograma para estudios ingenieriles, pues es indispensable conocer los efectos que el subsuelo causa en las estructuras. El efecto de sitio es un fenómeno particular para cada zona porque depende del material del subsuelo. Entre menos compacto o más acuoso sea el territorio sobre el cual yace el instrumento, el efecto causado sobre la onda será mayor, sufriendo una amplificación.

Muchas veces se desean generar *sismogramas sintéticos* para predecir observaciones en cierto lugar de interés. Con un sismograma sintético se modela matemáticamente los efectos de fuente, propagación e instrumento (Lay y Wallace, 1995). El objetivo principal es calcular lo que sería registrado por el sismograma en

una locación específica dada la especificación exacta para la fuente sísmica y para el modelo terrestre sobre el cual se propagarán las ondas (Shearer, 2009).

2.2 Marco geológico y tectónico de la brecha sísmica de Guerrero y sus alrededores.

2.2.1 Geotectónica de la región.

México se encuentra situado en una de las zonas más sísmicas de todo el mundo. Nuestro país se encuentra influenciado por la interacción de 5 placas tectónicas (Figura 2.9) y el movimiento relativo entre las mismas genera gran peligrosidad sísmica.

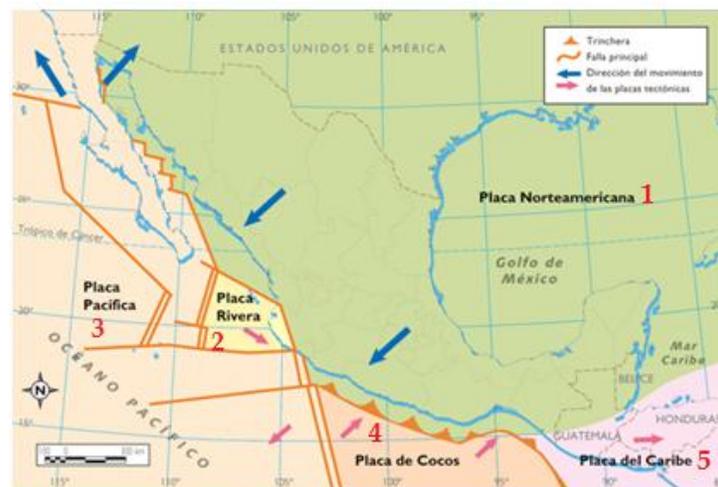


Figura 2.9 Placas tectónicas que influyen en la sismicidad de México (tomado y modificado de geoprofemarco.blogspot.mx/).

De acuerdo al SSN, desde 1964 hasta 1995 se han registrado gran cantidad de sismos de magnitud mayor o igual a 4.5. La mayoría de ellos se encuentran situados en la frontera entre placas, aunque existe sismicidad tierra adentro, sobretodo cerca de la faja volcánica. Es interesante resaltar que existen mucho más

sismos en las costas del Pacífico que en las costas del Golfo de México, lo cual se debe a la interacción entre la placa oceánica del Pacífico y la placa Norteamericana. Además, la región más sísmica y, por lo tanto más monitoreada y estudiada, se encuentra, a lo largo de la costa, entre las ciudades de Puerto Vallarta, Jalisco y Tapachula, Chiapas (SSN). En esta parte del país no solamente se producen los sismos de mayor magnitud sino también se presentan con mayor frecuencia (Figura 2.10). Es importante recordar que la frontera entre la placa de Cocos y Pacífico se encuentra relativamente cerca de la costa, ocasionando peligro a las poblaciones costeras y a la Ciudad de México.

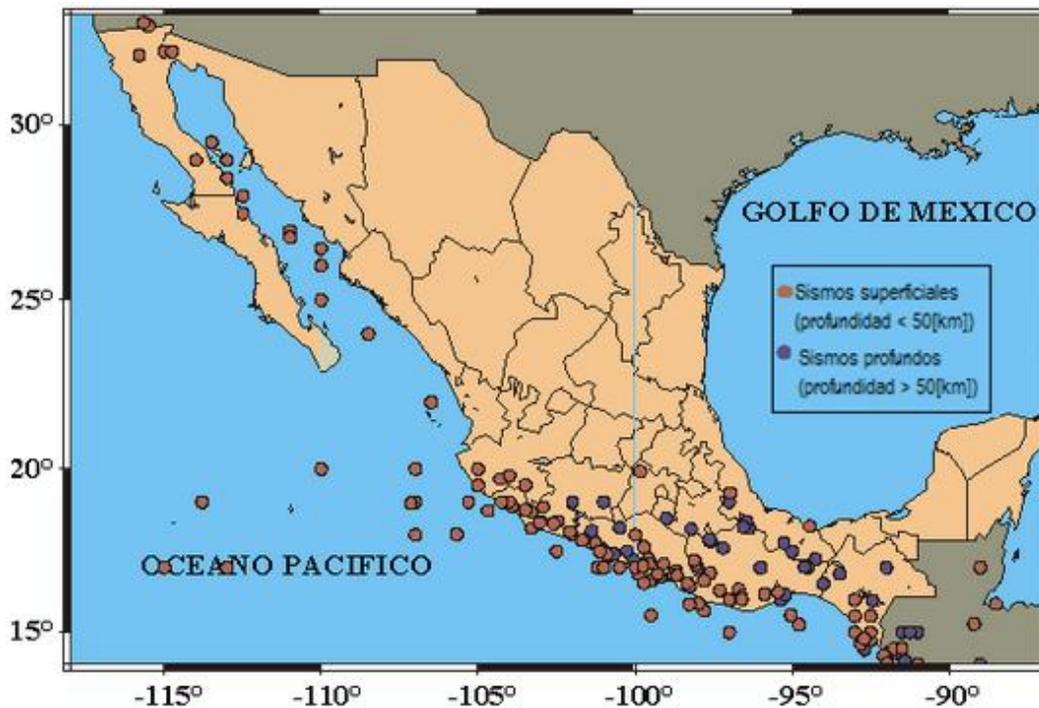


Figura 2.10 Sismos de magnitud mayor o igual a 6.5 durante el siglo XX (tomado de secre.ssn.unam.mx/SSN/Doc/Mx_sismo/).

Durante el siglo pasado se presentaron varios sismos de magnitud mayor a 7, justamente donde se origina la subducción de la placa oceánica por debajo de la continental; es decir, en la interfase entre la placa de Cocos y Norteamérica, conocida como “Trinchera Mesoamericana”. Estos sismos tienen lugar desde el estado de Jalisco hasta Guatemala, excepto frente a las costas de Colima-Michoacán, frente al istmo de Tehuantepec y frente a las costas de Guerrero (Kostoglodov y Pacheco, 1999; Figura 2.11); en las cuales no se ha presentado un sismo grande en muchos años. La información sobre la historia sísmica con la que

se cuenta es realmente escasa, sobre todo para los primeros dos segmentos, ya que no se conoce el periodo de recurrencia para un gran sismo. No obstante, para la brecha sísmica de Guerrero se tienen, como ya se ha mencionado, registros de sismos fuertes a principios del siglo pasado; pero la escasa información con que se cuenta no permite definir zonas de ruptura para este caso.

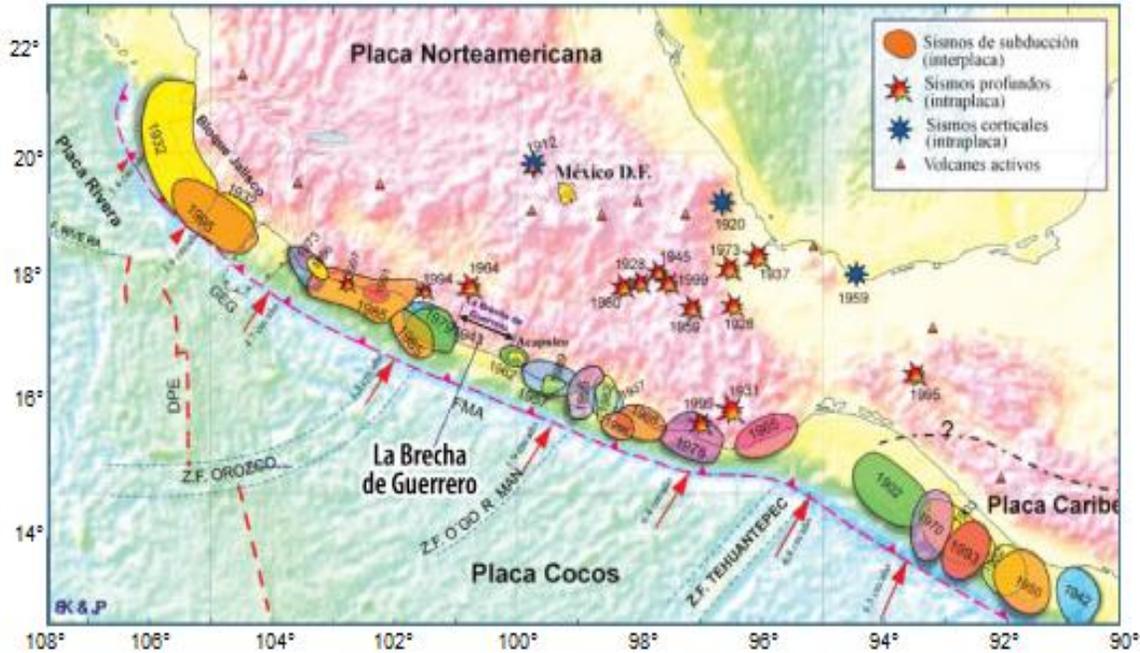


Figura 2.11 Sismos de magnitud considerable registrados durante el siglo XX y brechas sísmicas actuales (tomado y traducido de Kostoglodov y Pacheco, 1999).

Por todo esto, es importante conocer la geología regional así como la tectónica que la envuelve, ya que de esta manera tendremos un panorama más general de las condiciones que gobiernan el comportamiento del subsuelo en esta zona (Figura 2.12) y así comprender la complejidad de la misma.

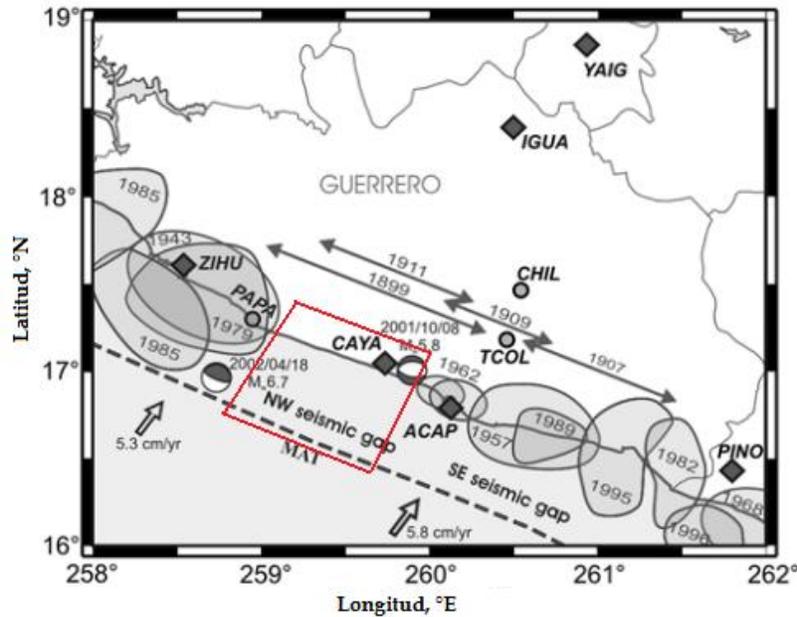


Figura 2.12 Se muestra la región de estudio enmarcada en un rectángulo rojo (tomado y modificado de Kostoglodov, et. al., 2003).

Desde un punto de vista geológico, el sur de México es una región realmente compleja en la cual se presenta una gran variedad de bloques corticales, los cuales se componen de distintos grupos estratigráficos que representan los diversos ambientes tectónicos. Por esta razón, la evolución de todo el país se ha decidido estudiar con el método de caracterización de terrenos tectonoestratigráficos. Un *terreno tectonoestratigráfico* es aquella región que presenta historias sedimentarias y tectónicas similares y, al mismo tiempo, diferentes a las regiones colindantes, las cuales se encuentran delimitadas por fallas corticales mayores (Campa y Coney, 1983). De esta forma, la zona sur de México se encuentra conformada por los terrenos Guerrero, Mixteco, Oaxaca, Xolapa, Juárez y Maya (Figura 2.13). En el límite entre terrenos se encuentran estructuras que presentan una compleja y prolongada historia de deformación, región en la cual tanto la inclinación como el rumbo de la falla varían con las subsecuentes deformaciones (Coney, 1989). La composición litoestratigráfica se encuentra conformada por sucesiones volcano-sedimentarias mesozoicas.

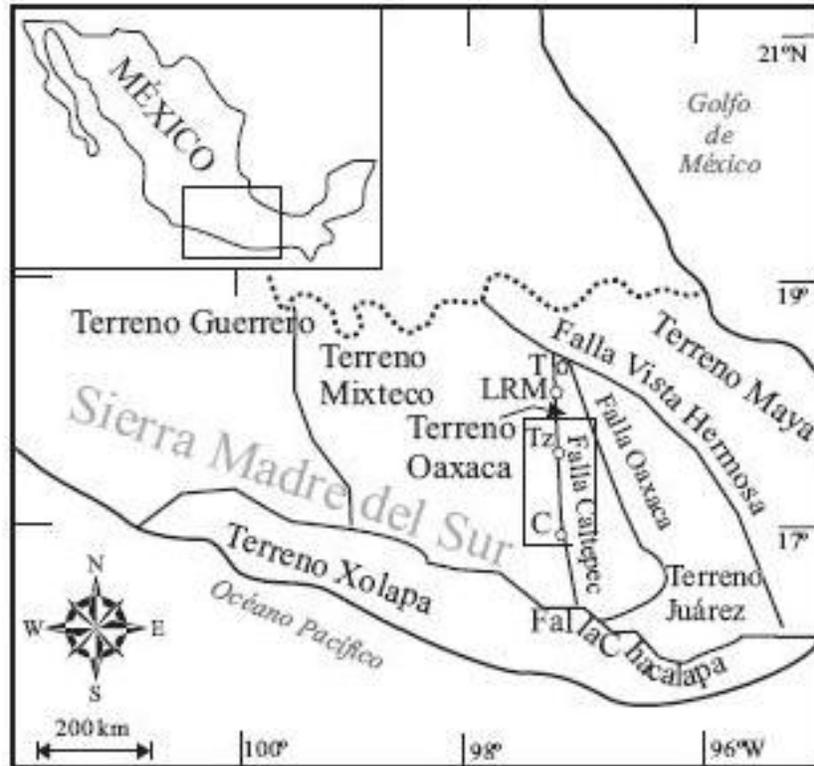


Figura 2.13 Terrenos tectonoestratigráficos de la zona sur de México (tomado de Santamaría-Díaz, et. al., 2008).

Justamente frente a las costas de Guerrero se encuentra la interacción tectónica entre la placa de Cocos y Norteamérica. La placa de Cocos se ha estado subduciendo por debajo de la placa Norteamericana durante varios millones de años. La interfase entre estas dos placas presenta fuertes variaciones en el rumbo y echado, especialmente para la parte central de la Trinchera Mesoamericana. Pérez-Campos, et. al., (2008) procesaron los registros, obtenidos con el arreglo MASE, de ondas telesísmicas para determinar la interfase estructural entre ambas placas por medio del empleo de funciones receptor, pudiendo delimitar claramente la interfase corteza-manto (Figura 2.14).

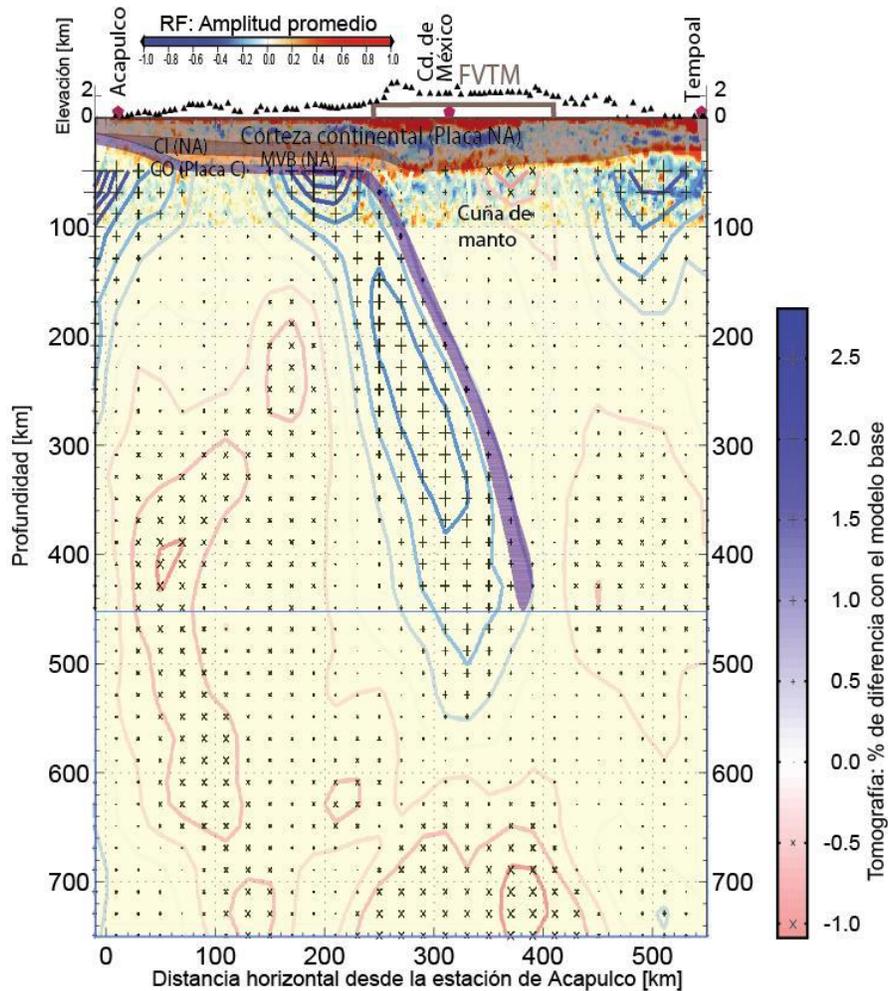


Figura 2.14 Interpretación de los resultados generados con la función receptor, se muestran los segmentos del bloque subducido. CO= Corteza Oceánica, NA=Norteamérica, CL=Corteza Inferior, MVB=Manto de velocidad baja, C=Cocos (tomado y traducido de Pérez-Campos, et. al., 2008).

Descripciones de datos sísmicos, gravimétricos y magnéticos obtenidos cerca de Acapulco, Guerrero sugieren un espesor de la corteza oceánica de 9 km con un ángulo de buzamiento de 2° por debajo del margen continental (Couch y Woodcock, 1981). Otros autores (Valdés-González y Meyer, 1996) han generado modelos en los cuales se incluye la discontinuidad del Moho, ubicada a 45 km de profundidad, y presentando un ángulo de echado de 10° para la placa subducida cuyo espesor se obtuvo de 8 km para la zona comprendida entre la costa del Pacífico y la Ciudad de México. Con los resultados obtenidos por Kostoglodov, et. al., (2003) se sustenta la subducción somera de la placa, la cual ya había sido planteada previamente por Pardo y Suárez (1995) basándose en la relocalización de

hipocentros para sismos locales; esta subducción presenta una longitud de 200 km a partir de la Trinchera Mesoamericana.

La distribución de la sismicidad en la brecha sísmica muestra una disposición inusual a lo largo de dos bandas con actividad. La primera de ellas, se encuentra sobre la costa y cuyo ancho es, aproximadamente, 35 km con hipocentros superficiales en un rango de 10 a 25 km; la segunda banda está tierra adentro separada de la actividad presente en la costa presentando profundidades focales entre 32 y 42 km (Suárez, et. al, 1991; Pacheco y Singh, 2010).

Por otra parte, mecanismos focales compuestos (presentan componente lateral) muestran la presencia de fallas inversas someras y fallas normales para los eventos ocurridos sobre la banda costera y la banda tierra adentro respectivamente; con lo cual se expone el movimiento relativo de la placa de Cocos y Norteamérica, mientras que los sismos tensionales presentes tierra adentro reflejan los esfuerzos de flexión producidos por el curvamiento abrupto del bloque. De acuerdo a Pacheco y Singh (2010), en los últimos 15 años han ocurrido sismos intraplaca de magnitudes moderadas a grandes localizados cerca de la costa, ya sea por debajo o cerca del borde, en dirección del echado, de la interface de las placas acopladas (Figura 2.15). La velocidad de subducción de la placa de Cocos es ~ 6 cm/año.

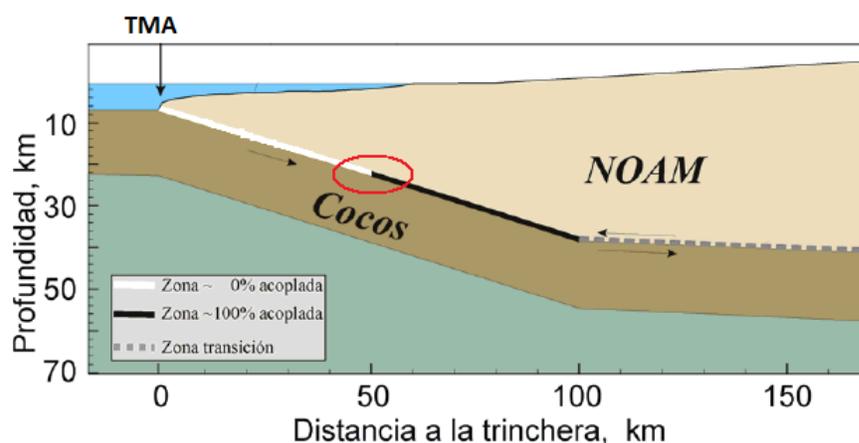


Figura 2.15 Esquema de una sección perpendicular a la trinchera mostrando el acoplamiento de la interfase entre la placa de Cocos y Norteamérica. En rojo se resalta la interfase (tomado y modificado de Iglesias, 2004). Sin embargo, otros autores difieren en la idea de un acoplamiento al 100% (Radiguet, et. al., 2012).

De manera concreta, podemos delimitar la longitud de la brecha sísmica: al noroeste el límite es el área de ruptura del sismo del 14 de Marzo de 1979 (Valdés, et. al., 1982) y en el sureste el límite es brindado por la zona de ruptura del sismo del 14 de septiembre de 1995 (Figura 2.16).

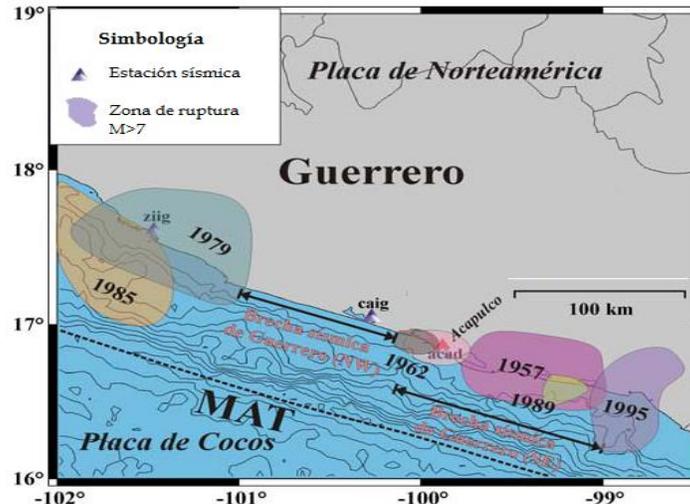


Figura 2.16 Límites de la longitud de la brecha sísmica de Guerrero (tomado y modificado de Iglesias, 2009).

2.2.2 Estructura cortical de velocidades.

Una de las principales aplicaciones de la sismología es la determinación de la distribución de las velocidades sísmicas, y por ende determinar las propiedades elásticas, dentro de la Tierra. Esta distribución, es conocida como la “estructura de la Tierra”. El dato fundamental para los estudios sismológicos sobre el interior de la Tierra son los tiempos de viaje de las ondas sísmicas. Las mediciones con las que cuentan los sismólogos son los tiempos de arribo de estas ondas elásticas a un receptor. Si se conocen el tiempo de origen (tiempo en el cual se ha generado la onda) y la localización de la fuente entonces es posible convertir el tiempo de arribo al receptor en tiempo de viaje. De esta forma, el tiempo de viaje brinda información acerca de las propiedades del medio por el cual se propaga la onda; con lo cual se puede inferir la estructura de velocidades entre la fuente y el receptor.

Conocer la estructura de velocidades de la región de estudio es indispensable para determinar los diferentes caminos que pudo haber tomado la onda en su trayecto hacia la superficie donde es registrada. Se puede obtener una estructura para la velocidad de la onda P o bien, para la velocidad de la onda S; las cuales serán diferentes debido a las características propias de cada tipo de onda.

Para la brecha sísmica de Guerrero se han obtenido diversos modelos de estructura de velocidades. Una de las primeras estructuras de velocidades de onda P obtenida en 1D para la corteza en la costa de Guerrero fue la propuesta por Suárez, et. al., (1992). Esta estructura se determinó a partir de velocidades aparentes mínimas de ondas refractadas y los datos utilizados fueron registrados por la Red Telemétrica de Guerrero. Los resultados mostraron que en la zona de subducción la corteza está compuesta por cuatro capas de espesores variables y la velocidad aumenta con la profundidad (Figura 2.17).

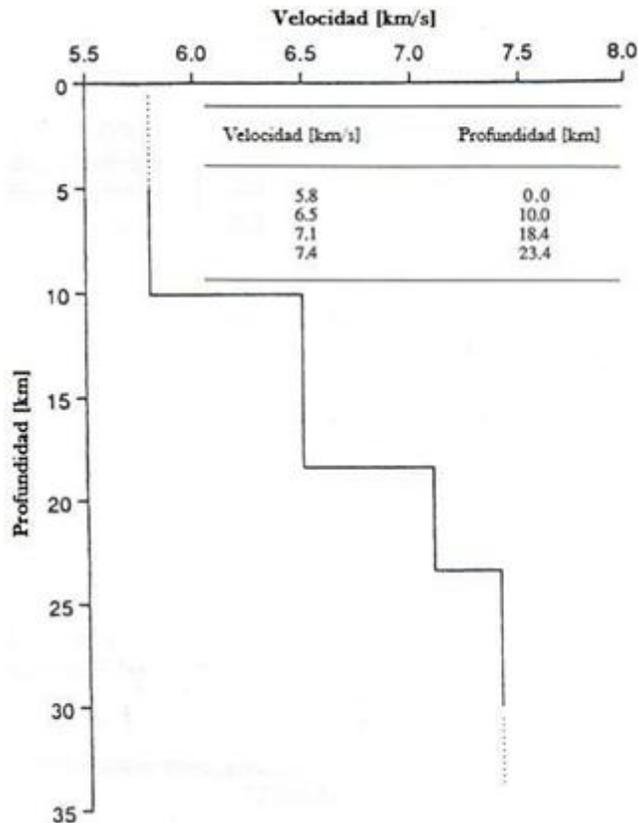


Figura 2.17 Estructura de velocidades de onda P para la costa de Guerrero, México como función de la profundidad. La línea punteada indica las profundidades para las cuales no existe registro de las ondas refractadas. La tabla muestra las velocidad correspondiente para cada estrato (tomado y traducido de Suárez, et. al., 1992).

Para la parte sur de la FVTM fue estimada por Campillo, et. al., (1996) una estructura de velocidades por medio de la dispersión de la velocidad de grupo (ondas Rayleigh) para registros individuales. Esta estructura se determinó con trayectorias entre las costas de Guerrero y Michoacán, a lo largo de la zona de subducción y la Ciudad de México. Los resultados obtenidos muestran que la estructura superficial y profunda no puede ser bien resuelta debido al rango limitado de periodos en los datos de dispersión, pero la estructura de la corteza media (de 5 a 30 km de profundidad) está bien definida. Una frontera entre la corteza superior e inferior se encuentra entre 15 y 20 km.

Iglesias, et. al., (2001) obtuvieron una estructura de velocidades utilizando las curvas de dispersión, para la velocidad de grupo, obtenidas a partir de sismos de subducción. Los resultados obtenidos muestran diferencias importantes entre los modelos corticales por debajo de Guerrero y Oaxaca. Para Guerrero, el modelo se compone de una capa superior con velocidad de ~ 3.12 km/s, la cual se atribuye al Cretácico, y una discontinuidad de Moho a una profundidad de ~ 43 km. La capa superficial no se observa en Oaxaca y la discontinuidad del Moho es más somera (~ 34 km).

Domínguez, et. al., (2006) obtuvieron la estructura bidimensional de velocidades sísmicas en la brecha de Guerrero aplicando el método de mínimos cuadrados amortiguados al conjunto de datos de sismicidad local, registrada por una red telemétrica situada en la costa, en la zona de subducción de la placa de Cocos. La región se parametrizó con una malla de 64 cubos en seis capas, un total de 384 bloques. Una inversión 2-D final muestra una estructura de velocidades de onda P con valores entre 5.4 a 8.2 km/s y valores para la onda S entre 3.2 y 4.7 km/s, sugiriendo una corteza continental de espesor de ~ 32 km compuesta por cuatro mega bloques planos con un intervalo para la velocidad de la onda P entre 5.4 y 7.1 km/s. La interfase de Moho se encuentra a una profundidad de ~ 32 km por encima de la cuña de manto ubicada entre la corteza continental y oceánica. La corteza oceánica subducente se compone de tres capas (con velocidades de 7.2 a 7.7 km/s), que presentan un ángulo de buzamiento de 26° . El cambio en la velocidad (de 7.2 a 7.6 km/s) a una profundidad de 30 km propicia sospechas sobre un cambio de fase (de basalto a eclogita). El manto tiene una velocidad media de 8.2 km/s.

Un modelo más reciente es el propuesto por Iglesias, et. al., (2010) quienes estimaron las velocidades de las ondas S usando la componente vertical de noventa sismos regionales para obtener las curvas de dispersión de las velocidades de grupo de las ondas de Rayleigh (Figura 2.18). Con una inversión de la tomografía de alta resolución cercana al arreglo, encontraron diferencias significativas para periodos mayores a 30s con respecto al modelo de referencia. Con la resolución tomográfica se obtuvo un modelo 2-D con el cual se aprecia una zona de baja velocidad exactamente debajo de la FVTM, sugiriendo la presencia de la cuña del manto.

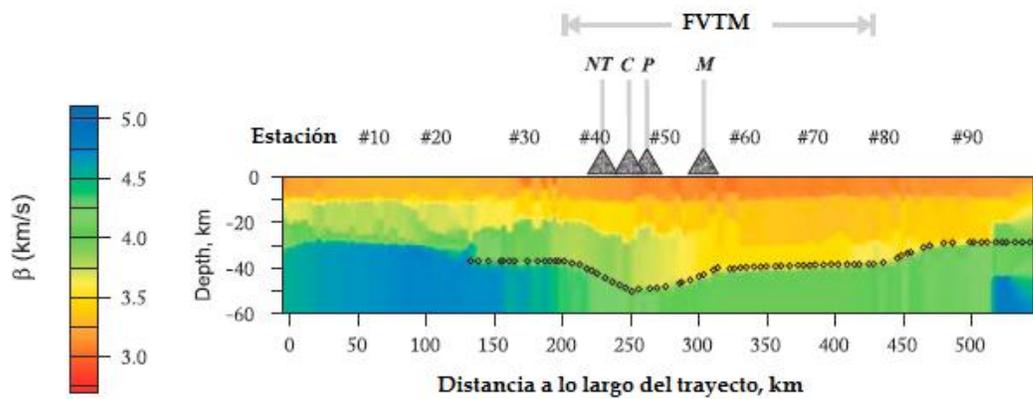


Figura 2.18 Sección transversal de la velocidad de la onda S a partir del arreglo MASE a partir de la inversión de las curvas de dispersión. Los círculos muestran la ubicación del Moho. NT=Nevado de Toluca, C=Chichinautzin, M=Malinche (tomado y traducido de Iglesias, et. al., 2010).

2.3 Creación del Escenario Sísmico.

Como ya se dijo previamente en *Los estudios generales de la zona* (Sección 1.1), un grupo de investigadores del Instituto de Geofísica, UNAM, pertenecientes al área de Sismología, ha planteado un sismo hipotético de Mw 8.2 con epicentro sobre la brecha de Guerrero, con una latitud de $16^{\circ}15'12.14''$ y $99^{\circ}06'19.48''$ de longitud. El sismo se presentó el 19 de septiembre de 2011 a las 7:18 hrs.

Las características de la fuente para el sismo propuesto se presentan en la Tabla 2.1. La descripción de la ruptura es puramente cinemática y supone una distribución de deslizamiento final estocásticamente generada a través de una función de correlación espacial von Kármán. El contenido espectral de las señales respeta las características estadísticamente determinadas para muchos terremotos. La velocidad de ruptura y el tiempo de ascenso son variables en la superficie de ruptura y son una función de dicho deslizamiento. La función temporal del deslizamiento en cada punto de la falla corresponde a un pulso de Yoffe regularizado que posee propiedades intrínsecas de la ruptura dinámica de un crack. (Cruz-Atienza, et. al., 2011).

Parámetro de la fuente	Valor
M _w	8.2
Rumbo	292°
Echado	13°
Ángulo de deslizamiento	90°
Profundidad hipocentro	14.5 km
Deslizamiento máximo	9.184 m
Deslizamiento promedio	4.066 m
Máxima tasa de deslizamiento	4.345 m/s
Tasa de deslizamiento promedio	2.736 m/s
Máximo tiempo de ascenso	6.061 s
Tiempo de ascenso promedio	3.819 s

Tabla 2.1 Parámetros principales de la fuente propuestos para el sismo propuesto de Mw 8.2 con epicentro en la brecha sísmica de Guerrero (Cruz-Atienza, et. al., 2011).

Se cuenta con el plano de deslizamiento y el tiempo de ruptura originados por este temblor. El plano de falla abarca prácticamente toda la costa sur de Guerrero, aproximadamente desde el centro de Benito Juárez, en el noroeste, hasta Copala, en el sureste. Sobre este plano de falla se encuentra el deslizamiento producido por este movimiento (Figura 2.19a); se aprecia que la mayor parte de la región presenta deslizamientos entre 5 y 8 m. A pesar de que el hipocentro se encuentra prácticamente en la esquina del plano de falla, el momento escalar que se genera $\sim 2.5 \times 10^{18}$ N·m hace posible que el deslizamiento se propague por todo el plano de falla. El tiempo de ruptura máximo se presenta en la parte final (oeste) del plano de falla (Figura 2.19b). El mayor deslizamiento ocurrió alrededor de los 30 s después del inicio. De acuerdo a estos datos, la zona que sufriría mayor afectación sería Acapulco de Juárez, sus alrededores y la zona marina frente a esta bahía.

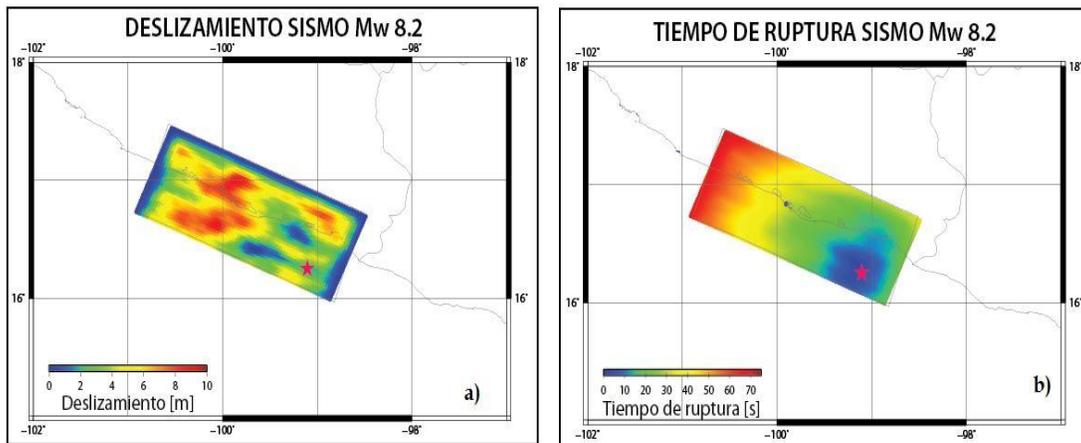


Figura 2.19 Comparando ambas imágenes podemos apreciar que el deslizamiento máximo se alcanza entre 30 y 50 s. a) Plano de deslizamiento producido por el sismo. Se aprecian regiones en las cuales el este movimiento fue mucho más intenso que en otras partes. b) Tiempo de inicio de ruptura en cada punto de la falla.

A partir de este sismo, el grupo de investigadores obtuvo un conjunto de sismogramas regionales y otro conjunto de sismogramas telesísmicos. La distribución de las estaciones utilizadas para obtener los registros regionales presenta una buena cobertura de todo el estado de Guerrero y sus alrededores (Figura 2.20), lo que nos permite tener un conjunto de datos amplios.

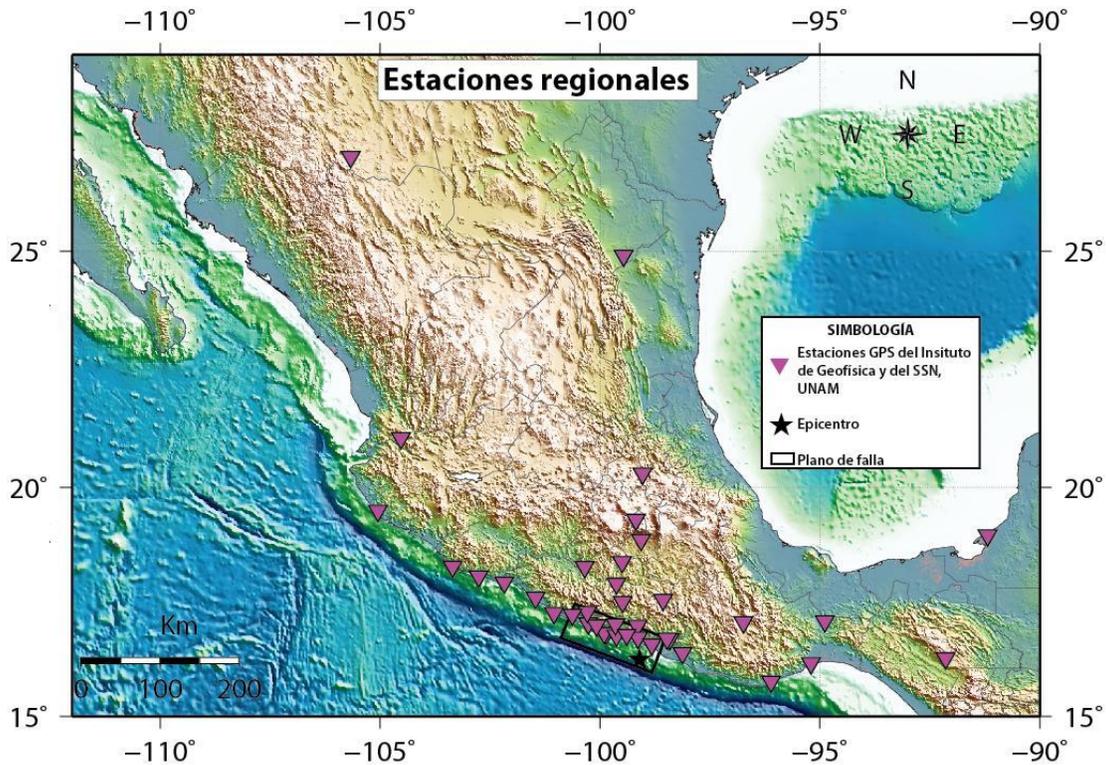


Figura 2.20 Se muestra la distribución de las estaciones de registros regionales.

Para calcular los desplazamientos estáticos a distancias locales se usó un método en diferencias finitas para la propagación de las ondas (Olsen, et al., 2010). El modelo de velocidades es el modelo 2D modificado de Iglesias et al., (2010) extendido en 3D en la dirección a lo largo de la costa. Se registró el movimiento en 39 estaciones, pertenecientes al Instituto de Geofísica y Servicio Sismológico Nacional (SSN), UNAM (Figura 2.20). La duración de los registros es de 300 s y se cuenta con un registro por componente para cada estación.

Las estaciones utilizadas para los registros telesísmicos (*Anexo A*) fueron 120 (Figura 2.21) y se encuentran a distancias lejanas del hipocentro ($30^\circ < \Delta < 180^\circ$). Las formas de onda se calcularon con un método de elementos espectrales (Komastitsch y Tromp, 2002a, 2002b). Para tener un conjunto mayor de datos, se generaron sintéticos considerando una Tierra unidimensional, es decir, que variara solamente en la dirección vertical, y se generó otro grupo de registros usando un modelo de Tierra tridimensional, esto es, que la estructura fuera heterogénea a lo largo de la latitud, longitud y profundidad.

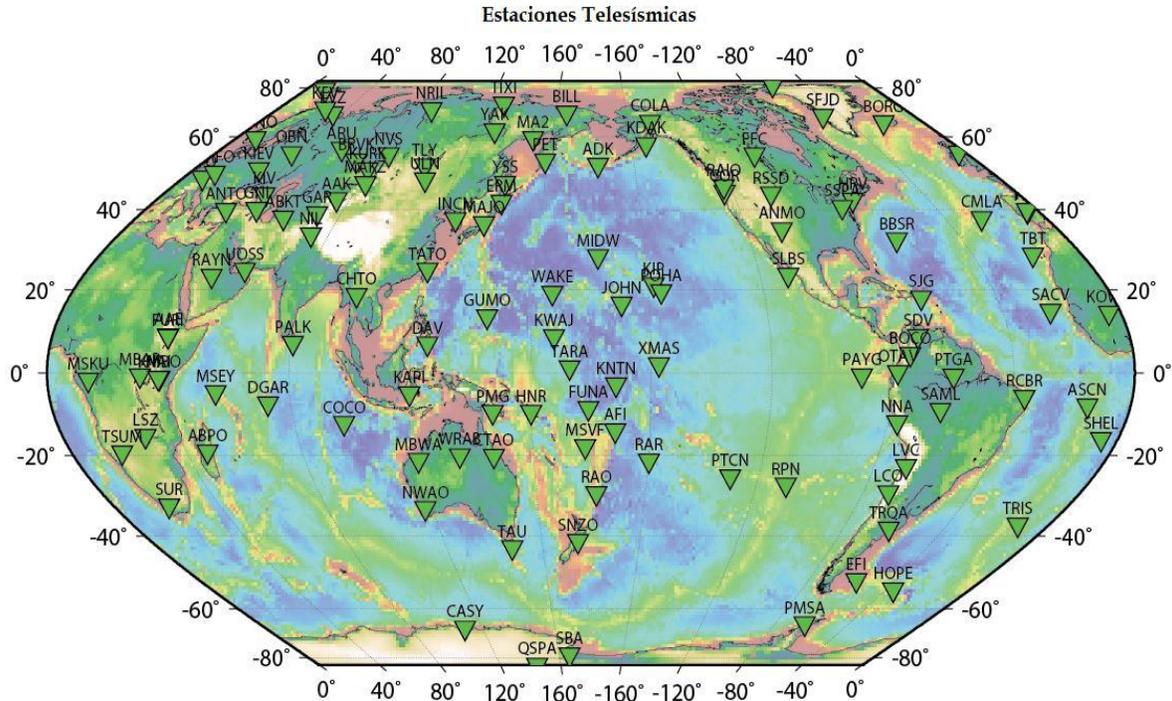


Figura 2.21 Distribución de las 120 estaciones telesísmicas utilizadas.

Aunado a lo anterior, los sismogramas fueron calculados por segmentos. Tanto para los sismogramas en 1D como en 3D se calcularon, por una parte, las ondas de cuerpo y, por otra, las ondas superficiales. Para las ondas superficiales 1D se utilizó el modelo PREM (Dziewonski, A., et. al., 1981). En el cálculo de las ondas superficiales 3D se ocupó el modelo de Tierra que combina el modelo de manto S362ANI (Kustowski et. al., 2008) y el modelo para la corteza Crust2.0 (Bassin, et. al., 2000). Los sintéticos “3D” incorporan, además, los efectos originados por la gravedad, rotación, topografía y batimetría, océanos y atenuación. Por su lado, las ondas de cuerpo se calcularon con un modelo de velocidades 1D.

La paquetería con la que se realizaron los registros de ondas superficiales 1D y 3D fue con SPECFEM3D_GLOBE, mientras que para las ondas de cuerpo se usó SYNM. La razón por la cual se calcularon por un lado las ondas de cuerpo y por el otro las ondas superficiales, es porque el software SPECFEM3D_GLOBE es capaz de generar sismogramas sintéticos con periodos comprendidos entre 18 y 500 s. Sin embargo, para las ondas P es necesario tener periodos de 1 s y más largos, lo cual es imposible con SPECFEM3D_GLOBE; pero con SYNM esto es

posible. Este programa, SYNM, utiliza una matriz de propagación de Haskell (Haskell propagator matrix en inglés), del programa de inversión de Kikuchi y Kanamori (1991).

La duración de los registros calculados por SPECFEM3D_GLOBE es de 100 min; se cuenta con un conjunto total de 466 considerando que se obtuvieron por partes; pero en concreto, se tienen 360 sismogramas (uno por cada componente de cada estación).

CAPÍTULO 3

Metodología

Debido a que se tienen diferentes tipos de datos, el tratamiento de los mismos constó de varias etapas. Antes de comenzar con este tratamiento, el primer tema del capítulo se enfoca en proporcionar una explicación breve y concisa sobre la teoría de inversión y el método que se utilizó. Posteriormente, se explica la teoría en la que se basa el programa de inversión que se utilizó para obtener los resultados de este trabajo de tesis, así como la manera en la que opera este algoritmo.

Subsecuente a estos temas, se continua con el desarrollo del procesado de los datos. Como ya se mencionó en el capítulo anterior, las ondas de campo lejano fueron obtenidas por partes, y en este capítulo se detalla el procedimiento que se realizó para poder generar sismogramas completos, es decir, sismogramas que contengan todo el tren de ondas para cada estación. El algoritmo FFF realiza una inversión automatizada, es decir, obtiene los parámetros de la fuente a partir una aproximación preliminar (primera aproximación); la cual se expone en este capítulo. Las demás inversiones que se calcularon (inversión telesísmica mejorada para datos 1D y 3D, GPS y conjunta: telesismos más GPS) se explican en el *Capítulo 4* que son los resultados finales.

3.1 Método de inversión: Recristalización simulada.

De acuerdo con Tarantola (1987), se puede estudiar a cualquier sistema físico siguiendo la propuesta metodológica de la *Teoría Discreta Inversa* que consiste en el problema directo, la parametrización y el problema inverso. Si seguimos esta metodología para el estudio de la Tierra, y más aún, si la enfocamos en el estudio de la fuente sísmica, podemos decir que el problema directo se resuelve a partir del conjunto de operaciones que calculan el movimiento del suelo para todos los puntos de observación dada una fuente.

Cuando se quiere estudiar un sismo, se busca parametrizar a la fuente de tal forma que garantice el mejor ajuste entre los sismogramas observados y sintéticos; ya que debemos recordar que la forma de onda sintética dependerá de esta parametrización., la cual incluye, principalmente, la geometría de la falla. Este proceso representa un problema inverso, en el cual se sabe el resultado al que se desea llegar, pero se desconocen los parámetros de la Tierra o de la fuente que ayuden a conseguirlo.

Menke (1989) sugiere que el problema inverso es el conjunto de métodos usados para extraer información útil de nuestro entorno a partir de mediciones o datos de campo. Esta información hace referencia a las propiedades del entorno que se pretende estudiar; y relaciona a los parámetros con los datos. Por su parte, el problema directo implica conocer los parámetros de un modelo y obtener con ellos los datos u observaciones.

Un problema de inversión puede ser planteado suponiendo que entendemos la física de cierto proceso el cual, para un conjunto de parámetros dados por un vector m , brinda un conjunto de datos que han sido observados y descritos por un vector d (Ecuación 3.1). De esta manera, los datos pueden ser considerados el resultado de cierta función u operador G actuando sobre los parámetros del modelo (Stein y Wysession, 2003).

$$d = Gm. \quad (3.1)$$

El problema inverso es regularmente no lineal, por lo que plantear el sistema de ecuaciones puede resultar difícil. Esto implica, a veces, que el problema inverso sufra de no unicidad, por lo que varios modelos pueden ajustar a los datos de campo. La no unicidad puede ser contrarrestada encontrando un modelo sencillo entre la infinidad de modelos permitidos, el cual maximice alguna propiedad del modelo (Shearer, 2009). Por ejemplo es posible encontrar el modelo más suavizado consistente con los datos. Sin embargo, se busca que el mejor modelo que describe al problema de inversión, sea un promedio entre el desajuste de los datos y el suavizamiento del modelo (Figura 3.1). Así, se puede tener un modelo muy suavizado si nuestro interés no se centra en el ajuste de los datos. Por el contrario, si el ajuste entre los datos es muy bueno, generalmente se tiene un modelo poco suavizado. De esta forma, los modelos óptimos son aquellos que se encuentran en la parte donde la curva de compensación (tradeoff en inglés) cambia de pendiente (Figura 3.1); lo que implica un ajuste medio tanto para los datos como para el suavizamiento.

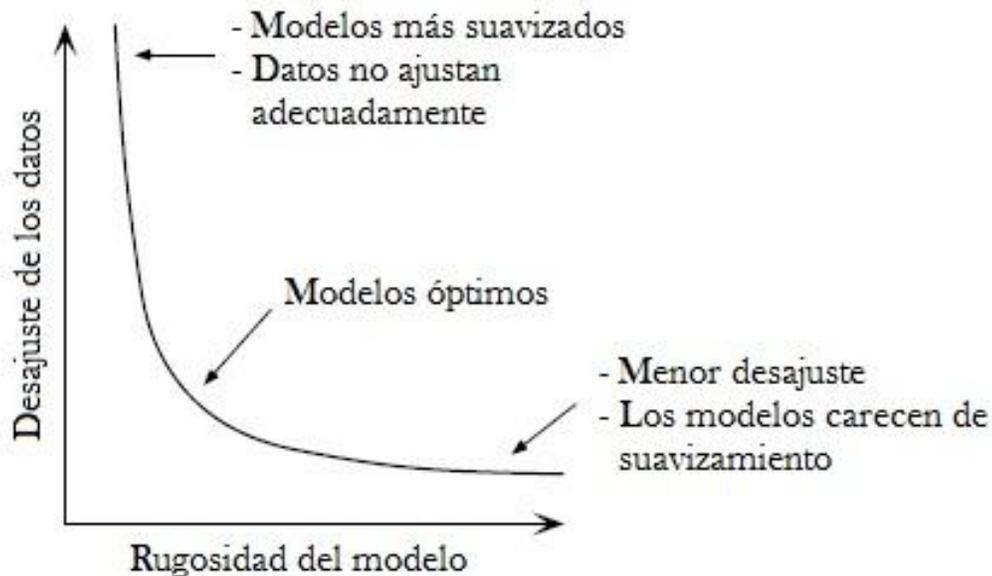


Figura 3.1 Curva de compensación entre el desajuste de los datos y la rugosidad del modelo. Entre mayor sea la rugosidad (menos suavizamiento) el desajuste de los datos es menor. Los modelos óptimos se encuentran en la "esquina" de esta curva (tomado y traducido de Shearer, 2009).

El problema de no linealidad puede contrarrestarse a través de la técnica de *linealización*, para así encontrar la solución al problema y, por ende, los parámetros del modelo. También se utilizan los métodos *heurísticos* para así encontrar los parámetros del modelo mediante procedimientos no rigurosos, a través de reglas empíricas, siendo uno de ellos, el método de recristalización simulada (SA por sus siglas en inglés), clasificado como método de optimización global.

Un método de optimización, aplicado a los problemas inversos, implica encontrar el máximo o mínimo de una función de varias variables. La función por minimizar o maximizar, nombrada *función objetivo* o *función de costo*, será entonces una función de ajuste o desajuste que caracteriza las similitudes o diferencias entre datos observados y sintéticos, calculados a partir de un modelo determinado. Esta función objetivo puede llegar a contener varios mínimos y máximos, de tal forma que la inversión de datos se enfocará a obtener los óptimos globales, esto es, el mayor de los máximos en una función de ajuste y el menor de los mínimos en una función de desajuste (Sen y Stoffa, 1991).

El método de inversión llamado *recristalización simulada* se inspira en la formación de cristales a partir de un fluido mineral a altas temperaturas. En términos de procesos estocásticos, cada una de las partículas se conoce como *estado*. En cada *paso* (cambio) de temperatura las partículas pueden alcanzar un estado de equilibrio térmico, donde la probabilidad de permanecer en un estado i con energía E , está dado por la función de densidad de probabilidades de Boltzmann (Ecuación 3.2).

$$P(E_i) = \frac{\exp\left(\frac{E_i}{KT}\right)}{\sum_{j \in S} \exp\left(\frac{E_j}{KT}\right)} = \frac{1}{Z(T)} \exp\left(-\frac{E_i}{KT}\right), \quad (3.2)$$

donde S es el conjunto de todos los estados posibles, K es la constante de Boltzmann, T es la temperatura y $Z(T)$ es la función partición. La temperatura se reduce gradualmente hasta el equilibrio térmico y, entonces, en el límite $T \rightarrow 0$ es muy probable que se obtenga la configuración de parámetros considerados en el modelo óptimo.

El programa de inversión que se utilizó en esta tesis, se basa en este método de inversión. El uso de la recristalización simulada resulta ser muy conveniente ya que el proceso para obtener los parámetros de la fuente que mejor describan la historia de la ruptura se repite (itera) el número de veces que el usuario desee, permitiendo tener control sobre el proceso de inversión. Además, el algoritmo se enfría lo suficientemente lento como para converger estadísticamente a la solución óptima.

3.1.1 Algoritmo de inversión: Fast Finite Fault (FFF).

El programa de inversión FFF (Ji, et. al., 2002 parte I) que se explica en este apartado, es utilizado por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS por sus siglas en inglés). Implementaciones recientes en la instrumentación sísmica global de banda ancha y en los métodos de inversión, han hecho posible estimar la historia de la ruptura de un sismo basándose en observaciones telesísmicas, las cuales están disponibles en tiempo real. Al mismo tiempo, el programa también permite incluir otros tipos de registros, como observaciones GPS, datos de aceleración y velocidad.

3.1.1.1 Parametrización de falla finita.

El desplazamiento de una falla finita en una estación dada (Figura 3.2) puede ser aproximada sumando las contribuciones de una malla regular de subfallas (Hartzell y Heaton, 1983) como se muestra a continuación:

$$u(t) = \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^n D_{jk} [\cos(\lambda_{jk}) Y_{jk}^1(V_{jk}, t) + \sin(\lambda_{jk}) Y_{jk}^2(V_{jk}, t)] S_{jk}(t). \quad (3.3)$$

En esta ecuación (3.3), $u(t)$ es el desplazamiento en una estación arbitraria, j es la subfalla j -ésima a lo largo del rumbo y k representa a la k -ésima subfalla en la dirección del echado. Las variables D_{jk} , λ_{jk} y $S_{jk}(t)$ representan la amplitud

promedio de la dislocación, el ángulo de deslizamiento y la función del tiempo de ascenso (rise time en inglés), respectivamente, para la subfalla jk . El promedio de la velocidad de ruptura entre el hipocentro y la subfalla jk está dado por V_{jk} . Los términos $Y_{jk}^1(V_{jk}, t)$ y $Y_{jk}^2(V_{jk}, t)$ se conocen como la función de Green de la subfalla para un deslizamiento unitario en la dirección tanto del rumbo como del echado, respectivamente (Ji, et. al., 2002, parte I).

Las funciones $Y_{jk}^1(V_{jk}, t)$ y $Y_{jk}^2(V_{jk}, t)$ se obtienen sumando las respuestas de las fuentes puntuales distribuidas uniformemente sobre la falla. Cada fuente puntual es retrasada de acuerdo al tiempo más corto, el cual se atribuye a la distancia más corta entre la falla y el hipocentro, dividido entre la velocidad media de ruptura. Por ello, todas las funciones de Green para las subfallas incluyen, de manera separada, los efectos de la directividad. El número de fuentes puntuales depende del tamaño de las subfallas y de la mayor frecuencia estudiada.

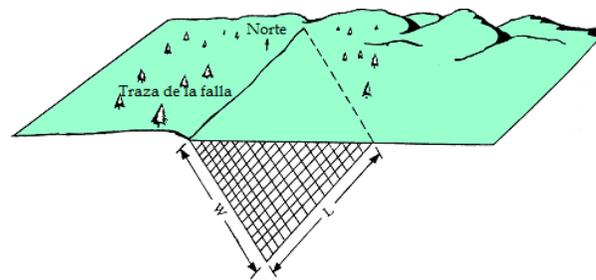


Figura 3.2 Caricatura de la geometría de una falla. En ella se aprecia el largo (L) y ancho (W), así como la traza de la falla en superficie y la malla en la que se ha dividido (Ji, comunicación personal).

Siguiendo el trabajo de Cotton y Campillo (1995) y de Hartzell, et. al., (1996), Ji, et. al., (2002, parte I) se utilizan una función analítica (Ecuación 3.4) para aproximarse a la forma de la fuente. La función de la tasa de momento tiene la forma:

$$S^*(t) = \begin{cases} \frac{1}{t_s+t_e} \left[1 - \cos\left(\frac{\pi t}{t_s}\right) \right] \\ \frac{1}{t_s+t_e} \left[1 + \cos\left(t + \frac{t_s}{t_s}\right) \right] \end{cases}, \quad (3.4)$$

donde t_s y t_e controlan la forma de la función de la tasa de momento. La ventaja de esta aproximación (Ecuación 3.4) es que sólo se necesita dos parámetros para

representar a la función de la tasa de deslizamiento, lo que hace mucho más estable a la inversión, aunque limita la complejidad de la historia de la ruptura para cada subfalla en comparación con otras aproximaciones.

La ecuación (3.4) también puede ser utilizada para obtener la respuesta estática de una falla finita reemplazando $Y_{jk}^i(V_{jk}, t)$ por la función de Green estática Y_{jk}^i . Con todas estas herramientas, una representación completa sobre la respuesta de la falla depende de la amplitud de dislocación (D_{jk}), el ángulo de deslizamiento (λ_{jk}), las velocidades de ruptura promedio (V_{jk}) y los anchos del tiempo de ascenso ($S_{jk}(t)$), para todas las subfallas j_k . En lo que sigue, se buscan los valores para los parámetros anteriores que generan el mejor ajuste entre los sismogramas sintéticos y los desplazamientos estáticos con los sismogramas y desplazamientos observados.

3.1.1.2 Análisis de los datos.

Para una fuente superficial, los intervalos entre las fases P-PP y S-SS en distancias telesísmicas se encuentran libres de fases telesísmicas significativas, permitiendo utilizar estas ventanas del registro para estimar el proceso de ruptura de sismos fuertes. Sin embargo, para eventos de larga duración, esta base de datos no es capaz de restringir de manera correcta momento sísmico escalar total. Ekstrom (1989) propuso la inversión de banda muy ancha, que combina las ondas de cuerpo y las ondas de superficie de largo periodo con el objetivo de mejorar la solución tanto del mecanismo focal como del momento sísmico escalar para fuentes puntuales. Al igual que este investigador, el algoritmo FFF utiliza los mismos tipos de datos.

Las señales de baja frecuencia (ondas superficiales) generalmente presentan mayor amplitud en los registros de desplazamiento. Esta información es esencial para darnos una idea sobre los rasgos de la fuente sísmica, como el momento escalar, la orientación de la falla y la dirección del deslizamiento promedio, pero este tipo de registro no es tan sensible para detallar características de la fuente

como son las variaciones en la velocidad de ruptura o en la función del tiempo de ascenso. Por otro lado, cuando se presenta un cambio abrupto en la velocidad de ruptura o en el deslizamiento, se radian señales sísmicas de alta frecuencia, las cuales incrementan la resolución espacial y temporal.

Un análisis en conjunto de las ondas Rayleigh y Love, mejora la resolución en la dirección del echado para un sismo de subducción de magnitud grande, siempre que se trate de un estudio de falla finita. También es posible determinar el momento sísmico utilizando las ondas Love y posteriormente obtener la profundidad de la ruptura a partir de las ondas Rayleigh.

3.1.1.3 Función de desajuste.

Realizar la inversión de la falla finita implica encontrar los valores de los parámetros de la falla que minimicen a la función objetivo. Esta función identifica las diferencias entre los datos observados y sintéticos. El algoritmo FFF calcula a la función objetivo en términos de la ondícula.

Haciendo una analogía con la transformada de Fourier, la función de ondícula (wavelet en inglés) es dilatada (escalada) por un factor de escalamiento s y trasladada a la posición u . La expresión siguiente (Ecuación 3.5) es la ondícula generada al usar la función de ondícula, y se le conoce como *átomo ondicular*:

$$\psi_{s,u}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \psi\left(\frac{t-u}{s}\right). \quad (3.5)$$

Con la transformada continua en el dominio de la ondícula se pueden detectar variaciones en la señal en el dominio espacio-tiempo. Sin embargo, esto no es deseable en un procedimiento de inversión ya que la posición u y la amplitud de la ondícula s son continuas y no conforman una base ortonormal con un muestreo uniforme (Mallat, 1998). No obstante, este problema se puede resolver empleando una transformada discreta ortonormal en el dominio de la ondícula

(ODWT por sus siglas en inglés). Esta es la transformada Meyer-Yamada ψ (MYW por sus siglas en inglés), que se utiliza para procesar datos sísmicos (Yomogida, 1994). En el dominio de la frecuencia, las partes reales de $\psi(\omega)$ son simétricas y las partes imaginarias son antisimétricas (Figura 3.3); por ende, $\psi(t)$ es una función real en el dominio del tiempo, propiedad útil para manipular series de tiempo.

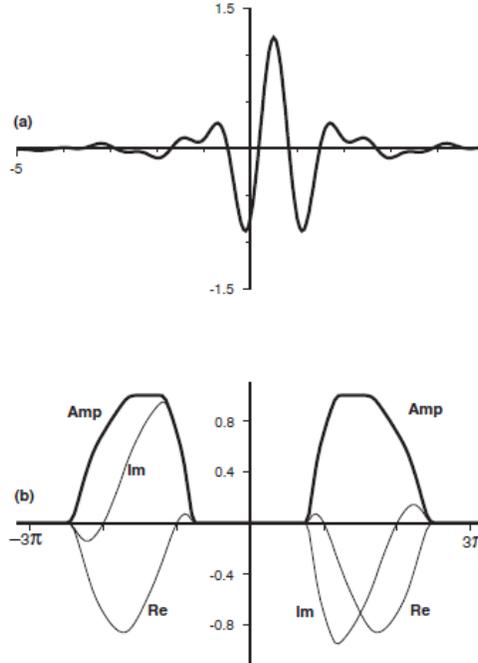


Figura 3.3 Representación de la ondícula Meyer-Yamada. (a) Forma de onda en el dominio del tiempo. (b) Amplitud (línea sólida), parte real e imaginaria (línea delgada) en el dominio de la frecuencia (tomado y modificado de Yomogida, 1994).

Para una serie de tiempo discreta y_i ($i=1,2,\dots, N-1$ y $N=2^n$, donde n es un entero) cuyo tamaño es T ($T=N\Delta t$, donde Δt es el intervalo de muestreo), la MYW discreta puede ser representada como:

$$\psi_{j,k}(i) = \sqrt{\frac{1}{2^{n-j}\Delta t}} \psi\left(\frac{i}{2^{n-j}\Delta t} - k\right),$$

$$\text{para: } j = 0,1,2, \dots, n-1 \text{ y } k = 0,1,2, \dots, 2^{j-1}. \quad (3.6)$$

En esta ecuación (3.6), j es la forma discreta de s , $s=2^{n-j}\Delta t$ y k es la forma discreta de u , $u=k \cdot 2^{n-j}\Delta t$. La transformada ondícula discreta se expresa:

$$y_i = \sum_{j=0}^{n-1} \sum_{k=0}^{2^{j-1}} \alpha_{j,k} \psi_{j,k}, \quad (3.6)$$

en la cual los coeficientes $\alpha_{j,k}$ se calculan con el algoritmo propuesto por Yamada y Ohkitani (1991).

Digamos que las series de tiempo o_i y y_i son los sismogramas observados y sintéticos respectivamente, mientras que $o_{j,k}$ y $y_{j,k}$ son los coeficientes de la ondícula correspondiente. Una gran diferencia en amplitud entre las señales de alta y baja frecuencia es muy común, por lo que se requiere otorgar mayor peso a los coeficientes de las ondículas de alta frecuencia. Para lograr esto, se separa a la ondícula en dos grupos de acuerdo a su amplitud y se utilizan diferentes criterios para medirlos.

Si se utiliza la norma L1 o L2 es posible comparar las amplitudes absolutas (Ji, et. al., 2002, parte I), pero la combinación de ambas presenta ventajas sobre cada una de manera individual (Zhao y Helmberger, 1994). Se utiliza la combinación de estas normas para medir las diferencias en los coeficientes de bajas frecuencias pero grandes amplitudes (Ecuación 3.7). El término j_{min} corresponde a la escala máxima de la ondícula y j_c corresponde a la escala mínima.

$$e_l = \sum_{j=j_{min}}^{j_c} w_j \left(\frac{1}{k_j} \sum^{k_j} |o_{j,k} - y_{j,k}| + \sqrt{\frac{1}{k_j} \sum^{k_j} (o_{j,k} - y_{j,k})^2} \right). \quad (3.7)$$

La función de correlación sugerida por Sen y Stoffa (1991) se enfoca en la forma de la señal, la cual es, relativamente, un poco menos susceptible a la amplitud del registro y por lo tanto, es buena para trabajar con la información de altas frecuencias y bajas amplitudes. De esta forma, se puede definir:

$$e_h = \sum_{j_c+1}^{j_{max}} W_j \left(1.0 - \frac{2 \sum^{k_j} o_{j,k} y_{j,k}}{\sum^{k_j} o_{j,k}^2 + \sum^{k_j} y_{j,k}^2} \right), \quad (3.8)$$

donde j_{max} corresponde al valor más pequeño de las ondículas.

La parte de la función objetivo que utiliza el programa para cuantificar el desajuste entre las formas de onda, err_{wf} , es la suma de las mediciones registradas por los canales de más alta y baja frecuencia (Ecuación 3.9).

$$err_{wf} = e_l + e_h. \quad (3.9)$$

3.1.1.4 Condiciones principales que utiliza el algoritmo.

Se han determinado dos restricciones principales: una que minimice la diferencia del deslizamiento entre las subfallas adyacentes (suavizamiento) y otra que minimice la diferencia entre el momento escalar observado y el obtenido (Hartzell, et. al., 1996). Utilizar restricciones adicionales implica aumentar la estabilidad de la inversión, pero la resolución disminuye. Se utilizan dos pesos W_{st} y W_c para ajustar el intercambio (trade-off en inglés) entre los dos grupos de datos y satisfacer las limitaciones. Los valores de estos pesos se han obtenido a base de prueba y error (Ji, et. al., 2002, parte I). Cuando se invierten datos sísmicos y observaciones GPS de manera simultánea, el criterio que se utiliza es:

$$err_{wf} + W_{st} \cdot err_{st} + W_c(\text{restricciones}) = \text{mínimo}, \quad (3.11)$$

donde err_{st} representa los residuos de la suma cuadrática, los cuales se utilizan como criterio para medir la diferencia entre los desplazamientos estáticos (GPS) medidos y observados.

De acuerdo a Ji, et. al., (2002, parte I), no existe ningún método estándar para pesar a las ondas superficiales de periodo largo y a las ondas de cuerpo de periodo relativamente corto durante una inversión en conjunto. Sin embargo, en este trabajo se ha decidido utilizar pesos ya establecidos (de acuerdo a los establecidos por el USGS) para cada tipo de onda.

Se utiliza una particularidad del método de inversión SA conocida como algoritmo *heat-bath* (Rothman, 1986), la cual busca el mejor modelo de falla finita. Este algoritmo actúa perturbando los parámetros objetivos uno por uno. Cuando

se perturba el parámetro de una subfalla, la respuesta de la falla restante puede ser protegida aumentando la velocidad de cálculo de la función objetivo unas 100 veces (Ji, et. al., 2002, parte I). Además, este método es adecuado para problemas con un gran número de parámetros independientes. Este algoritmo permite invertir simultánea y eficientemente la amplitud del deslizamiento, su dirección, el tiempo de ascenso (en este caso t_s y t_e) y la velocidad de ruptura.

3.2 Tratamiento de los datos.

Como ya se ha mencionado previamente, tenemos datos telesísmicos calculados para un modelo de Tierra que varía en una y tres dimensiones y datos GPS. Debido a que los registros telesísmicos se obtuvieron por partes (sismogramas de ondas de cuerpo y ondas superficiales), llegó un punto en el cual se tuvieron que unir para poder generar un sismograma que tuviera estas fases sísmicas. En los datos GPS no se presentó esta complicación. Todo lo anterior se explica de manera detallada en los siguientes subtemas.

Posteriormente los sismogramas procesados se utilizaron para obtener un modelo de deslizamiento en la falla durante el evento, así como los parámetros de la fuente que son los que tanto nos interesan; de tal forma que pudimos comparar los nuevos resultados con los del sismo planteado (Tabla 2.2) y ellos, como son el deslizamiento, tiempo de ruptura, tasa de deslizamiento, entre otros.

3.2.1 Procesado de registros telesísmicos.

Los registros corresponden a movimientos de desplazamiento, por lo cual es necesario cambiarlos a datos *crudos*, que estén en cuentas incluyendo la respuesta de instrumento, ya que el código de inversión necesita, como sismogramas de entrada, datos de este tipo.

Antes de comenzar el proceso de inversión, se necesita convertir a los datos a un formato determinado que el algoritmo requiere. Para ello, se contó con un programa que pre-procesa los registros utilizando SAC (Seismic Analysis Code). Una de las condiciones para que el algoritmo de inversión funcione, es que los sismogramas deben tener un nombre en específico, por lo tanto ese archivo de pre-procesamiento los renombra, después cambia el encabezado, remuestrea a 20 muestras por segundo, modifica las unidades del momento escalar, ya que se encontraban en $N \cdot m/s$ y se necesitó en $dina \cdot cm/s$, y al mismo tiempo cambia las unidades del desplazamiento de nm a m (Figura 3.4). Al tener sismogramas sintéticos, no poseen la respuesta de instrumento, entonces lo que se hizo fue hacer la convolución de esta respuesta con los sismogramas mediante una Transformada Z definida por polos y ceros para de un sensor STS-2. Finalmente el programa crea un archivo de salida comprimido el cual sirvió como archivo de entrada al programa de inversión. Este pre-procesado de las señales se realizó para todos los sismogramas con los que se contó.

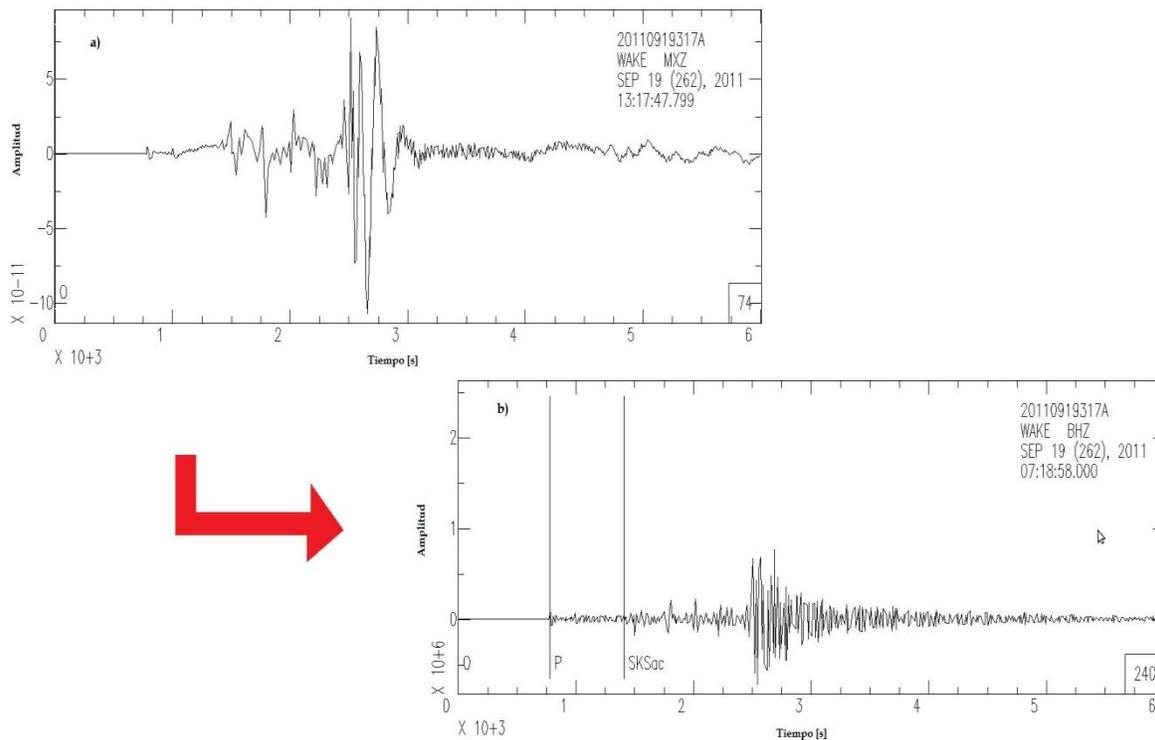


Figura 3.4 Ejemplo del procesamiento de las señales telosísmicas. Se muestra el registro de la estación WAKE para la componente BHZ. a) Sismograma sintético con unidades en m . b) Señal procesada, en cuentas, en la cual se determina el arribo de ciertas ondas de interés.

3.2.2 Inversión automática: Primera aproximación.

Esta primera aproximación a la historia de la ruptura se hace de manera automática con el sistema que utiliza el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS por sus siglas en inglés); la cual solamente utiliza datos telesísmicos. Estos datos, para el caso de este trabajo de tesis, son resultantes del pre-procesado de las ondas telesísmicas (archivo comprimido). Además, se necesitaron los datos proporcionados por el CMT (Centroid Moment Tensor), que contiene la información del tamaño y de los planos focales del sismo (Figura 3.5).

```
PDE 2011 9 19 7 18 58.00 16.2533 -99.1054 8.8 7.0 8.2 GUERRERO, MEXICO
event name: C091911X
time shift: 33.4006
half duration: 31.8156
latitude: 15.8149
longitude: -97.7187
depth: 14.1793
Mrr:      1.087160e+28
Mtt:     -9.475391e+27
Mpp:     -1.396214e+27
Mrt:      2.080959e+28
Mrp:     -7.988055e+27
Mtp:      3.637262e+27
```

Figura 3.5 Solución CMT para el sismo propuesto. Se muestran los datos principales del evento como son: fecha, hora, latitud y longitud del hipocentro, profundidad, magnitud y las componentes del tensor de momento. La primera línea indica la información del hipocentro, mientras que las líneas subsecuentes indican los parámetros del centroide.

Ya con toda esta información fue posible hacer la inversión de los datos. El algoritmo se apoya en otras rutinas con lo cual es posible realizar todo el proceso de inversión. A pesar de que se tenían diferentes sismogramas, el procedimiento para calcular esta primera aproximación fue el mismo para todos los casos.

Al comenzar con la inversión, se verifica que la solución del tensor de momento y los registros disponibles coincidan para el evento. Posteriormente, el programa principal selecciona las estaciones y registros que va a utilizar

dependiendo de la distancia entre cada estación y el hipocentro, con lo cual se están descartando algunos registros para optimizar el tiempo de cómputo.

Uno de los subprogramas principales se encarga de la lectura de los datos del archivo CMT, del cual se obtienen los dos posibles planos de falla; se genera un modelo de velocidades para la región donde se localizó la fuente utilizando el modelo Crust 2.0 (Bassin, et. al., 2000).

El segundo subprograma es el encargado de procesar las señales. Comienza indicando para cada registro el arribo de cada fase, dependiendo de la distancia acimutal existente entre la estación y el hipocentro. Ya que se tienen las fases identificadas en los registros, se aplica un filtro Butterworth pasa-bandas con frecuencia de 0.003 a 0.5 Hz para así poder deconvolucionar a las señales con la respuesta del instrumento. Esta ventana comienza en el arribo de la onda P (componente vertical) o SH (componente transversal), según sea el caso. La señal es cortada para que quede de 1024 muestras.

Si las estaciones no se encuentran rotadas de acuerdo a las direcciones de polarización, entonces el programa se encarga de hacerlo. Es precisamente en esta parte donde se presentó la única diferencia entre la inversión de las ondas superficiales con las ondas de cuerpo. Mientras que para las ondas superficiales se tuvieron registros en la componente norte-sur y este-oeste, lo cual implicó generar la rotación, para las ondas de cuerpo se tenía solamente componente transversal (onda SH) y componente vertical (onda P). De esta forma, se realizó una pequeña modificación al programa en la cual se especifica que no realice esta instrucción ya que las componentes se encuentran rotadas.

Con los registros editados, se generan las funciones de Green para distancias telesísmicas. El programa realiza varias iteraciones, en las cuales se propone una magnitud, dirección y duración del deslizamiento para cada subfalla. El número total de subfallas a lo largo del plano es 26, mientras que a lo ancho se tienen 9, con dimensiones de 9.3×8.7 km. Los valores que rigen a las iteraciones son la temperatura inicial de la cristalización simulada y su decremento. Al término de la inversión para los dos planos de falla (principal y auxiliar), se calcula

el desajuste que existe entre los datos observados y los sintéticos, eligiendo al plano que mejor se ajusta.

Los resultados que se obtiene de esta primera aproximación son el deslizamiento en el plano y su historia, el ajuste de los sismogramas observados con los sintéticos, la historia y tiempo de la ruptura (*Anexo B.1 y B.2*). Este primer resultado se puede mejorar cambiando varios parámetros. Por ejemplo, se pueden manipular las características del plano de falla (Tabla 3.1), de tal forma que los resultados siguientes vayan mejorando hasta llegar a un resultado que sea lógico y coherente con las condiciones geoestructurales de la zona.

Parámetro	Descripción
2011, 9, 19, 7	Año, mes, día y hora del evento.
291.0, 13.0, 90.0, 2.48e+21	Rumbo, echado, ángulo de deslizamiento y momento escalar sísmico.
16.2533, -99.1054	Latitud y longitud del hipocentro.
0.2, 2 ¹⁰	Número de muestras por segundo (dt) y número total de muestras en el registro.
2.5	Velocidad de ruptura km/s.
1, 9.3, 8.7	Número de fallas principales; ancho y largo de cada subfalla en km.
26, 9	Número de subfallas a lo largo y ancho.
7, 2, 8.8	Número de subfalla a lo largo y ancho del plano en donde se ubica el epicentro y su profundidad km.

Tabla 3.1 Parámetros utilizados durante la inversión. Se explica la información de cada renglón.

3.2.2.1 Ensamblaje de los sismogramas.

Como se dijo en la sección anterior, la primera aproximación se obtuvo para todos los sismogramas sin importar el tipo de fase que tuvieran. Entonces, hasta

este momento, los sismogramas calculados con SYNM (ondas de cuerpo) y SPECFEM3D_GLOBE (sismogramas válidos únicamente en el rango de periodos entre 18 y 500 s) no han sido unidos, se cuentan con los 466, pero en realidad se deben tener 360 sismogramas (uno por componente para cada una de las 120 estaciones utilizadas).

En este punto del tratamiento es cuando los datos pueden ser juntados ya que presentan las mismas características gracias al procesado que se les hizo durante la inversión automatizada. Si en su caso, los sismogramas en un principio tenían diferente tasa de muestreo, duración y orientación, posterior al procesamiento realizado como parte del algoritmo de inversión, los datos han sido homogeneizados.

Los archivos de salida generados por la inversión de las ondas de cuerpo generadas por SYNM, reemplazaron a los obtenidos por la inversión de las ondas superficiales (tanto las generadas con una estructura de velocidades en 1D y 3D). Ya que los archivos fueron reemplazados, entonces se puede correr el programa de inversión para hacer la inversión telesísmica mejorada.

Una vez que se han elegido los parámetros adecuados, se ejecuta un segundo programa encargado de realizar la inversión con los datos que ya se tenían, pero con el archivo modificado. Se obtienen los mismos resultados que se generaron con la primera aproximación (*Anexo B.1 y B.2*), pero con la diferencia de que éstos ya son los resultados finales de la inversión de los datos telesísmicos. Todo este procedimiento se explica en el *Capítulo 4*.

A partir de este momento, a los sismogramas conformados por las ondas de cuerpo y las ondas superficiales 1D se le llamará solamente *registros telesísmicos 1D*; mientras que a los registros formados por las ondas de cuerpo y las ondas superficiales en 3D se les nombrará *registros telesísmicos 3D*; teniendo presente en todo momento que, en un sentido estricto, no son ni 1D ni 3D.

3.2.3 Procesado de registros locales: Observaciones GPS.

De las 39 estaciones que se utilizaron para este escenario, se decidió usar la información de aquellos registros que por su distancia al epicentro, tuvieran el arribo de la onda P después de 10 s y que, además, terminaran de registrar movimiento alguno antes de los 200 s. De esta forma se está asegurando que todas las señales que fueron procesadas presentan las mismas condiciones iniciales. De esta forma, las estaciones utilizadas fueron 20 (Figura 3.6), y para cada una de ellas se obtuvo 1 registro por componente (*Anexo B.3*).

Los instrumentos de registro se encuentran a distancia locales (Figura 2.20), por lo cual la forma de onda puede ser estudiada desde los principios físicos y matemáticos regidos por el campo cercano (Ecuación 2.9). Sabemos que el desplazamiento estático se representa, de manera idealizada, como una función escalón (Figura 2.4).

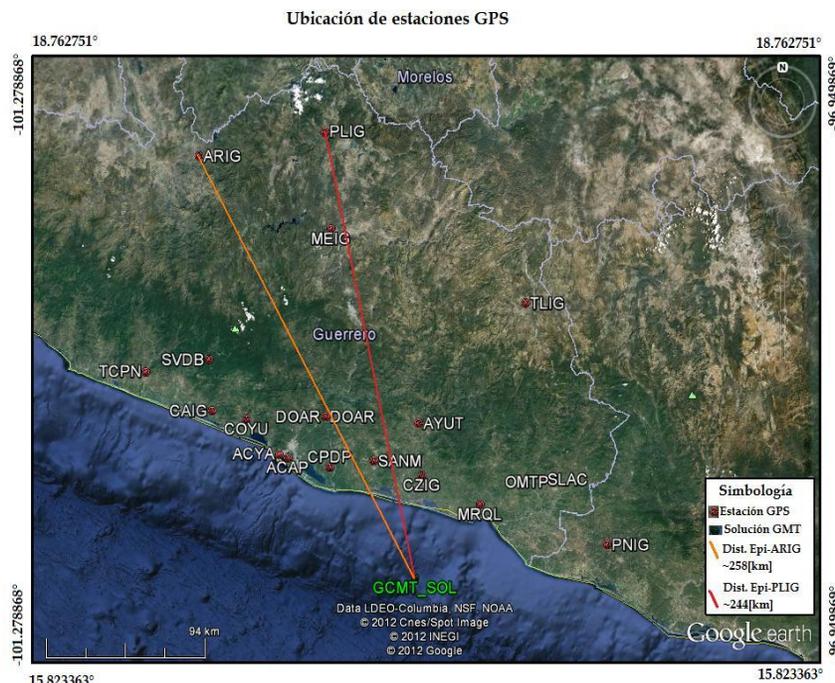


Figura 3.6 Ubicación geográfica de las estaciones utilizadas para el análisis de los datos GPS. Las estaciones que se encuentran más lejanas del epicentro son ARIG y PLIG, por ello se muestra la distancia entre el epicentro y cada una de ellas, representada por una línea naranja y roja respectivamente.

Entonces, para conocer el desplazamiento promedio en cada uno de los registros obtenidos se realizó una simple resta entre el promedio de las amplitudes registradas en la parte final del sismograma y el promedio de las amplitudes de la parte inicial del mismo (Figura 3.7). Para ello, se generó un programa en MatLab® el cual realiza el promedio del desplazamiento registrado durante una ventana inicial con duración de 9.36 s y el promedio para una ventana final de igual duración (esta ventana se tomó a partir de los 200s de registro), para posteriormente calcular el desplazamiento promedio (*Anexo B.4*).

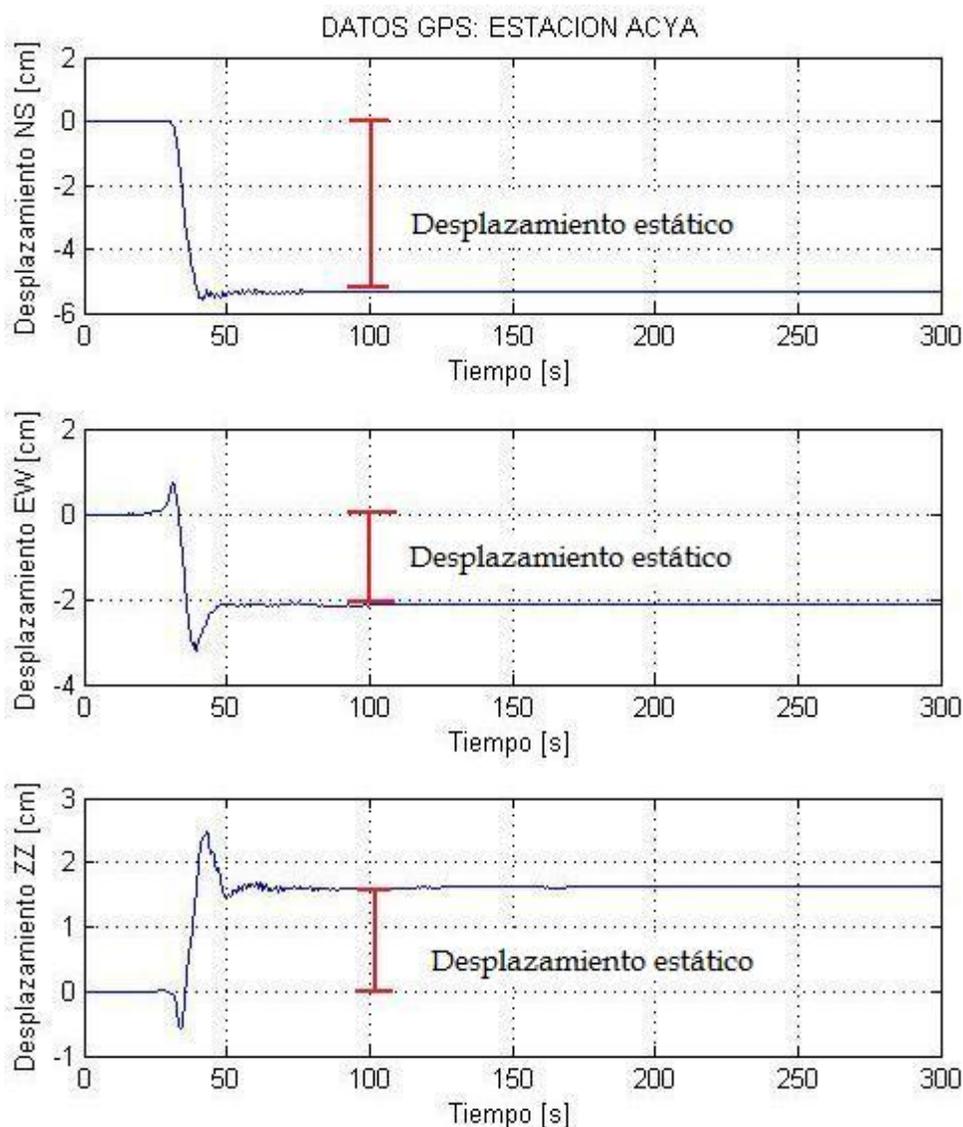


Figura 3.7 Ejemplo de la obtención del desplazamiento estático para cada una de las componentes de la estación ACYA. Este procedimiento se realizó con todas las estaciones.

Como resultado de este procedimiento, se aprecia que el máximo desplazamiento se tiene en las estaciones que se encuentran muy cercanas a la costa (Figura 3.8). En las estaciones que se encuentran tierra adentro el desplazamiento que se registra el mínimo o mucho menor que en aquellas estaciones que se encuentran cercanas a la trinchera. Hablando solamente del procesado de estos datos, es importante resaltar que el desplazamiento resultante de un sismo con las características previamente mencionadas (Tabla 2.1) puede llegar a generar movimientos de unos cuantos metros. El máximo desplazamiento se registró en la estación ACYA con 2.13 m al oeste, 5.33 m al sur y se hundió 1.62 m (Anexo B.4).

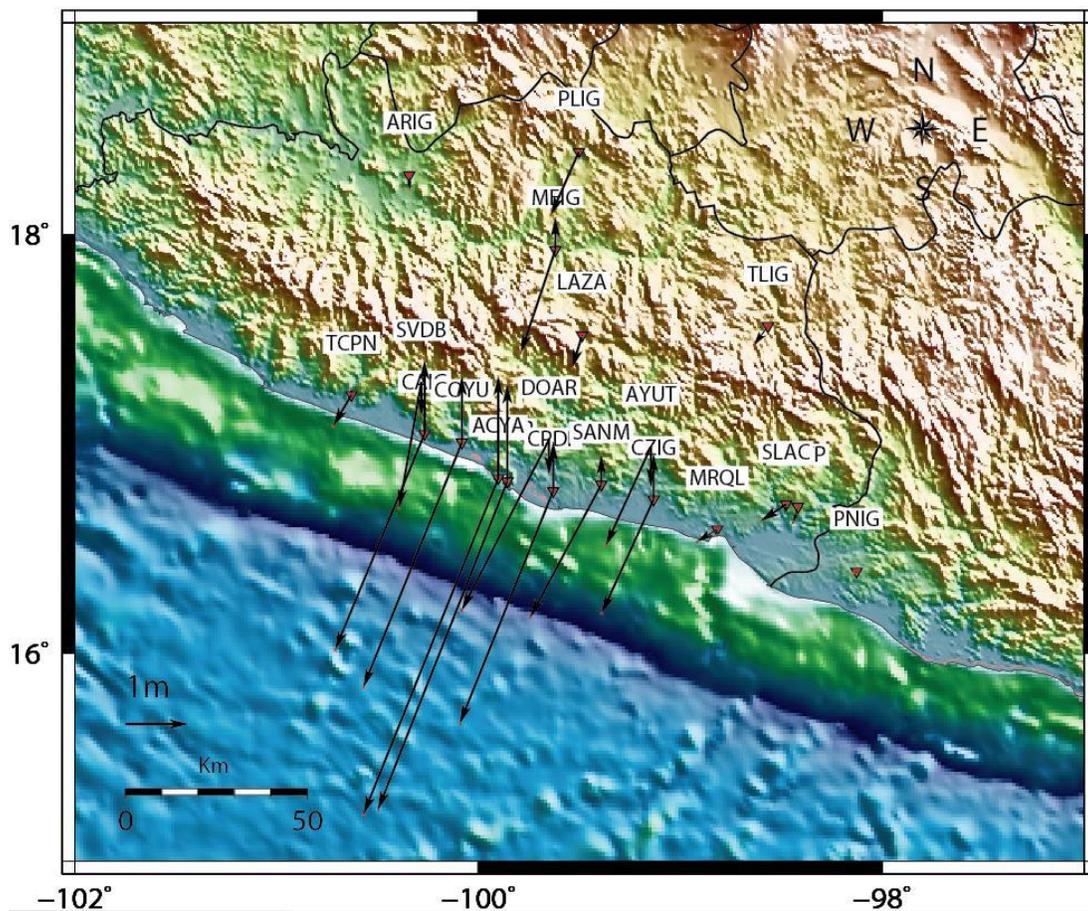


Figura 3.8 Vectores resultantes del procesamiento de los datos GPS. Se aprecia que el desplazamiento significativo se encuentra en las estaciones de Acapulco, Guerrero cercanas a la trinchera.

CAPÍTULO 4

Resultados

Habiendo realizado todo el procesamiento necesario, se han obtenido los resultados que mejor describen al sismo hipotético. Concretamente, se obtuvo la inversión mejorada de los datos telesísmicos en 1D y 3D, la inversión de las observaciones GPS y la inversión conjunta de sismogramas telesísmicos 3D y GPS. Los resultados se presentan en este capítulo de acuerdo a como se fueron obteniendo y conforme el programa necesitó la información para realizar las inversiones. En el *Capítulo 5* se presenta la discusión de los mismos.

4.1 Inversión telesísmica mejorada.

Debido a que el algoritmo de inversión FFF es utilizado por el USGS para obtener los parámetros de la fuente de manera rápida, en algunas ocasiones estos resultados necesitan ser ajustados debido a que ciertos valores o parámetros se encuentran preestablecidos (por ejemplo, la geometría de la falla), lo que conlleva a no siempre obtener la mejor descripción del problema. De ahí que se generen inversiones posteriores hasta llegar a un modelo de deslizamiento que muestre una distribución coherente y acorde con la geología de la zona, la cual depende en cierta forma, del juicio subjetivo. En los trabajos de Ji, et. al., (2002 parte I y parte II), se muestra que este algoritmo funciona de manera adecuada, es capaz de entregar resultados creíbles y confiables.

Ya se han obtenido los resultados de la primera aproximación (*Anexo B.1*). Para ello, se modificaron los parámetros de la geometría de la falla (Tabla 3.1) para

obtener una mejor solución. Los parámetros modificados fueron la coordenada del epicentro, el número de iteraciones, así como el peso que se le dio al momento escalar y al suavizamiento durante la inversión.

Los resultados de la primera aproximación sitúan automáticamente al hipocentro en el centro del plano de falla (14,5), pero la coordenada que mejor corresponde al escenario sísmico fue (4,3). En un principio se tenía un plano de 26×9 subfallas, y cada una midió 9.3×8.7 km. El plano de falla del sismo hipotético tiene dimensiones de 227.5×83 km; por lo cual las dimensiones dadas por la primera aproximación son mayores a las reales. Además, el plano producido por esta aproximación es más largo y menos ancho que el original. Considerando estas dos observaciones, se decidió disminuir el número de fallas a lo largo, mientras que el número de fallas a lo ancho se aumentó. Así, el número de subfallas fue 24×12 .

Las iteraciones con las que comienza el programa de forma automática fueron 250, pero se decidió cambiar a 600, usando una temperatura inicial más alta para asegurar que encontráramos el mínimo global. Se le dio mayor peso al suavizamiento que al momento escalar, ya que los ajustes a las ondas de superficie aseguran la obtención de un momento escalar realista.

Al ajustar todos estos parámetros, fue necesario realizar nuevamente la inversión. El algoritmo que la realiza, sigue un proceso similar al que obtiene la inversión automática, la diferencia radica en que solamente trabaja con la información del plano principal.

Todo este procedimiento se realizó tanto para las ondas telesísmicas 1D como para las ondas telesísmicas 3D. Las imágenes que se obtienen de este programa son el deslizamiento en el plano, el ajuste de los sismogramas para las ondas de cuerpo y las ondas de superficie de periodo largo, el tiempo de ruptura, la función de la tasa de momento y la distribución del deslizamiento en cada una de las subfallas. En la siguiente tabla (Tabla 4.1) se muestran los parámetros utilizados para la realización de la inversión mejorada de datos telesísmicos.

Parámetros del plano de falla	Descripción
2011, 9, 19, 7	Año, mes día y hora del evento.
291.0, 13.0, 90.0, 2.48e+21	Rumbo, echado, ángulo de deslizamiento y momento sísmico escalar en N·m.
16.2533, -99.1054	Latitud y longitud del hipocentro.
0.2, 2 ¹⁰	Número de muestras por segundo y número total de muestras en el registro.
2.5-3.5	Límites de la velocidad de ruptura km/s.
1, 9.3, 8.7	Fallas principales, ancho y largo en km.
24, 12	Subfallas a lo largo y ancho.
4,3, 8.8	Número de subfalla a lo largo y ancho del plano en donde se ubica el epicentro y su profundidad km.
Parámetros del algoritmo	Descripción
600	Número de iteraciones.
0.985	Temperatura inicial.
0.001	Peso dado al momento escalar.
0.1	Peso dado al suavizamiento.

Tabla 4.1 Se muestran todos los parámetros que fueron modificados para la obtención de la inversión mejorada. Del lado derecho se muestran los datos que se utilizaron y del lado izquierdo se explica el significado de cada uno.

4.1.1 Inversión de sismogramas 1D.

Con base en el resultado obtenido (Figura 4.1), se evidencia la presencia de una aspereza que genera un deslizamiento máximo. Su profundidad se encuentra alrededor de 8.8 km, al igual que el hipocentro. Sus dimensiones son 50 × 22 km; lo que implica un área relativamente pequeñas comparadas con la del plano de falla. Esta aspereza se presenta paralela a la línea de costa frente al estado de Guerrero.

El deslizamiento máximo abarca el área oceánica ubicada frente a La Laguna de Tres Palos, en el municipio de Acapulco de Juárez (Figura 4.1). En esta parte, el deslizamiento posee un valor de ~ 11.50 m, y conforme se propaga, disminuye. El deslizamiento promedio (entre 4.60 y 6.90 m) se encuentra presente alrededor del deslizamiento máximo, abarcando geográficamente desde la parte sur de Coyuca de Benítez hasta La Bocana en Marquelia; presentándose principalmente en el mar, aunque en algunas regiones alcanza los primeros kilómetros de continente. Los deslizamientos más pequeños (alrededor de 2.00 m) se generan en la parte noroeste del plano de falla y en la parte correspondiente al continente.

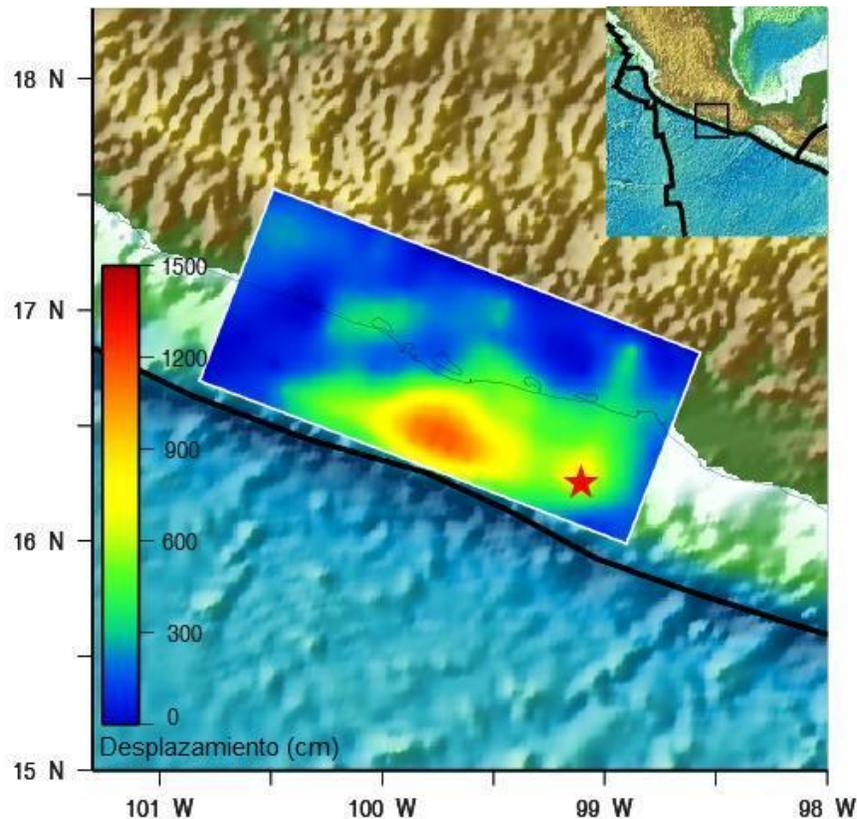


Figura 4.1 Resultado de la inversión mejorada de los datos telesísmicos. Se presenta el plano de falla, el deslizamiento en él y el hipocentro. La región más afectada sería frente a la costa de la Laguna de Tres Palos, ubicada en el municipio de Acapulco de Juárez.

Teniendo una sección transversal del deslizamiento en el plano, con vista hacia mar adentro, (Figura 4.2) se aprecia la historia de la ruptura en cada subfalla, así como la dirección que cada una tomó. Las flechas muestran que el movimiento generado se debió a un sismo de subducción; y los colores indican la amplitud de deslizamiento.

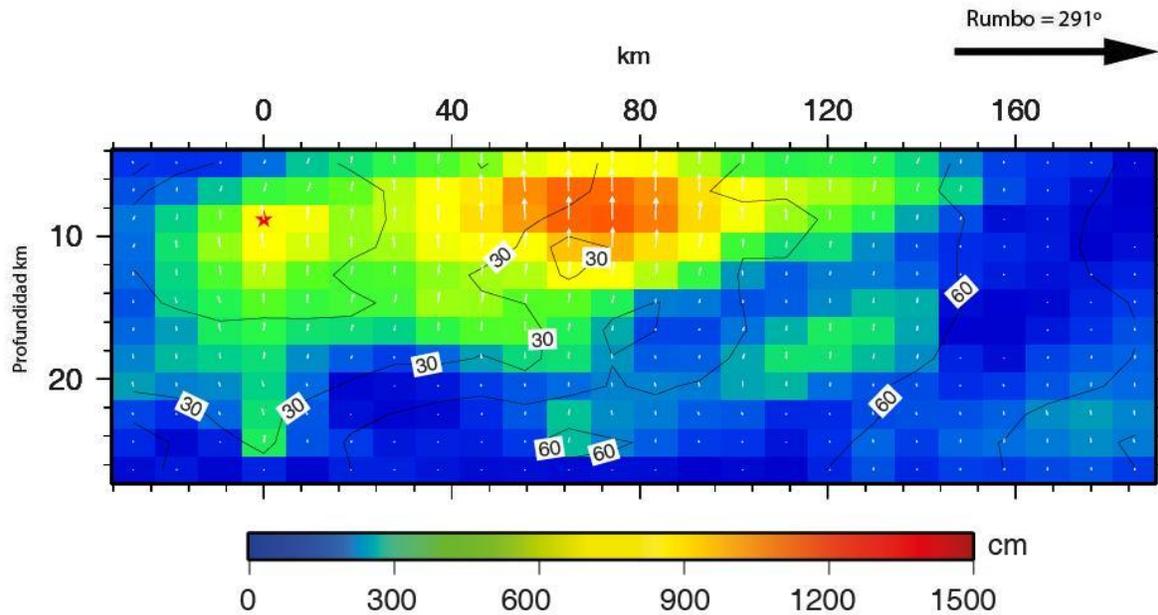


Figura 4.2 Vista en planta del deslizamiento en el plano. Las flechas indican la dirección del movimiento, mientras que los colores muestran la distribución del deslizamiento.

Con esta sección transversal (Figura 4.2), se tiene una idea mucho más clara sobre la propagación del deslizamiento. Podemos ubicar al hipocentro a una profundidad alrededor de 8.8 km. El máximo deslizamiento se da a profundidades someras, entre 4 y 9 km, y a una distancia del hipocentro entre 42 y 48 km hacia el noroeste del plano de falla.

Se presenta el ajuste de los sismogramas observados con los sintéticos (color negro y rojo respectivamente) para las estaciones que se utilizaron en la inversión mejorada, tanto para ondas de cuerpo (Figura 4.3) como para ondas de superficie (Figura 4.4).

Vemos que para las ondas SH (Figura 4.3) los sismogramas presentan un ligero desajuste, lo que se debe al suavizamiento que se les dio. El arribo de esta onda en los sintéticos tiene un retraso de, aproximadamente, 3 s. Al arribar la onda SH, ésta presenta características de las heterogeneidades de la corteza, por lo cual los sintéticos para esta onda muestran un desajuste un poco más marcado en comparación con los sintéticos de la onda P. Se cuenta con 25 registros de onda P y 24 registros para onda SH.

Por su parte, se tienen los sismogramas observados y sintéticos tanto para onda Rayleigh como para onda Love; y para ambos casos las formas de onda ajustan muy bien, tanto en fase como en amplitud; lo que indica que el momento escalar está bien modelado (Figura 4.4). El número de estaciones de las cuales se utilizó el registro de la onda Rayleigh fueron 25, mientras que para la onda Love se utilizaron 24.

Para tener más información sobre la historia de la historia de la ruptura, se cuenta con la tasa de liberación del momento sísmico escalar (Figura 4.5). La liberación del momento durante los primeros ~20 s de haber comenzado la ruptura aumenta de manera muy rápida; posteriormente, alcanza su valor máximo ($\sim 4.6 \times 10^{26}$ dina·cm/s) alrededor de los 27 s de haber iniciado la ruptura y posteriormente decae. Este decaimiento se da hasta los 100 s transcurridos, momento en el cual se ha liberado toda la fuerza de la ruptura.

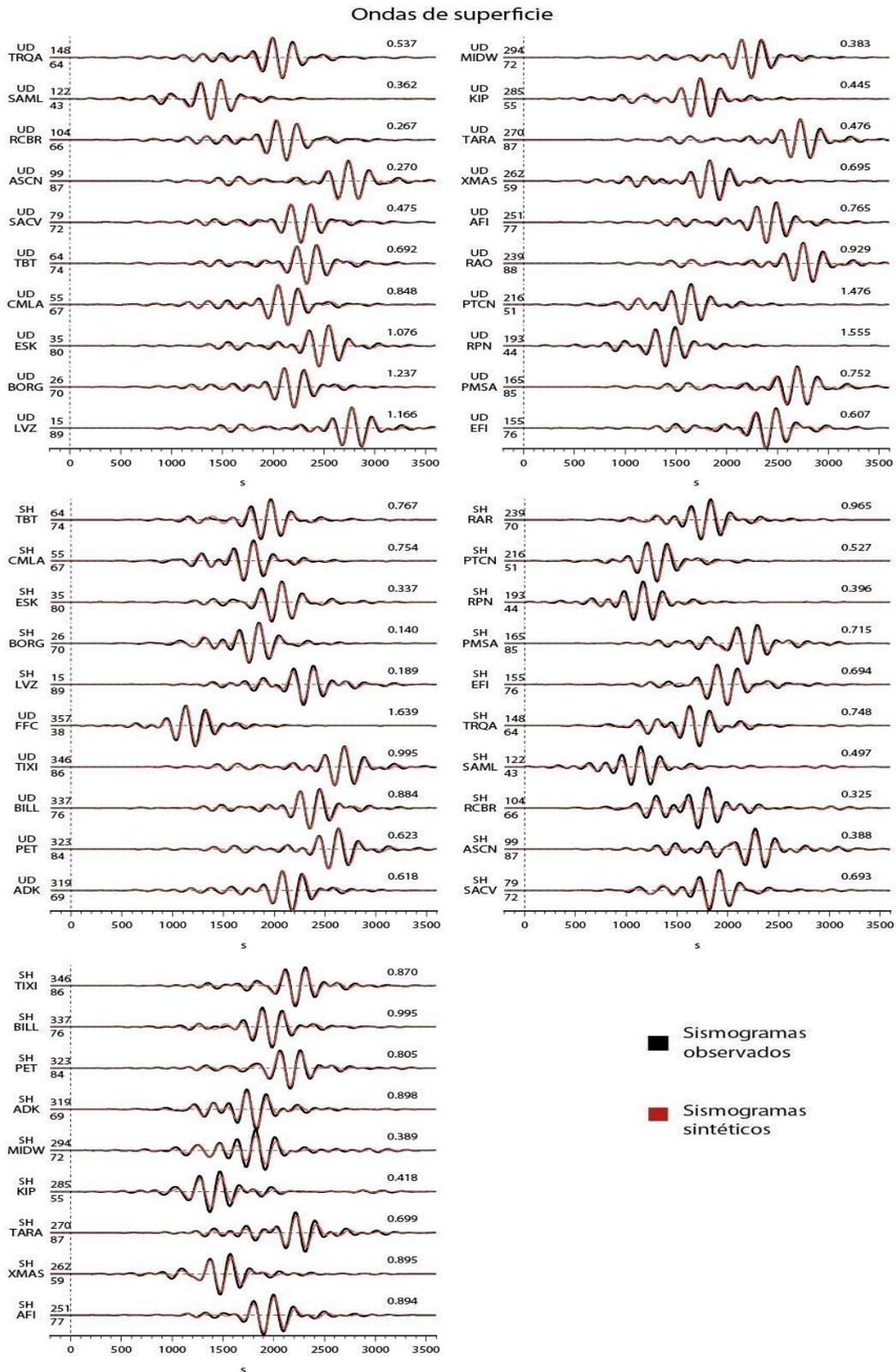


Figura 4.4 Ajuste de los sismogramas de ondas superficiales. Se observa que los sismogramas ajustan muy bien.

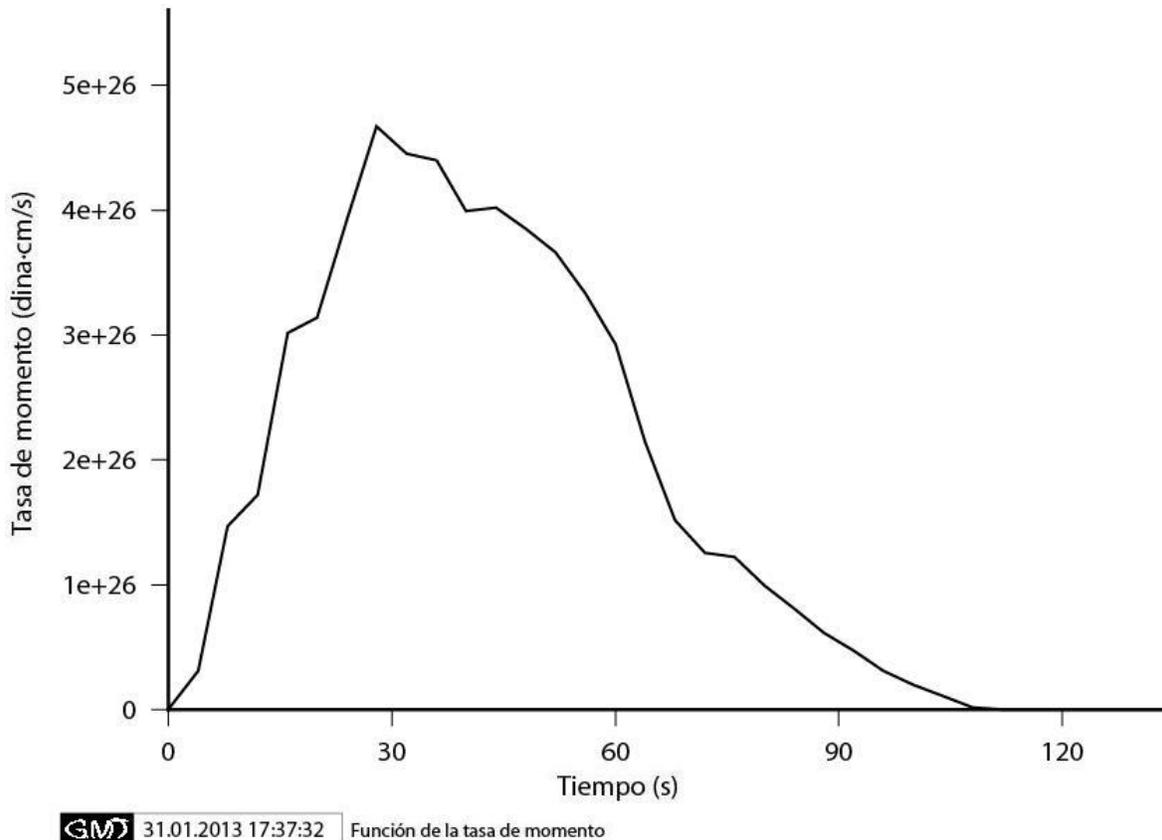


Figura 4.5 Tasa de la liberación del momento con respecto al tiempo. La mayor liberación se da entre los 25 y 40 s de haber iniciado la ruptura.

4.1.2 Inversión de sismogramas 3D.

De manera análoga a la *Inversión de sismogramas 1D* (Sección 4.1.1), es fundamental recordar que los sismogramas 3D son el conjunto de las ondas de cuerpo (calculadas con el SYNM, con un modelo de Tierra 1D) y las ondas superficiales (obtenidas con SPEC-FEM3D_GLOBE usando un modelo de Tierra 3D).

Se tiene la presencia de dos asperezas principales contenidas en el plano de falla, de dimensiones pequeñas (Figura 4.6). La primera de ellas se presenta a 7 km de profundidad, con dimensiones 33×15.4 km de largo y ancho respectivamente.

La segunda aspereza se encuentra echado abajo, a una profundidad de 15 km y parece tener una forma circular, con un diámetro de 11 km.

Ambas asperezas generan dos zonas de máximo deslizamiento. Considerando a la primera de ellas, este deslizamiento se da en la zona oceánica de manera paralela a la línea de costa frente a la Laguna de Tres Palos, en Acapulco (Figura 4.6). La segunda aspereza (Figura 4.6) alcanza a perturbar la zona continental, muy particularmente al norte de la Laguna de Tecomate, en el municipio de San Marcos. Para las dos asperezas, el deslizamiento máximo alcanza los 9.0 m. El deslizamiento promedio (entre 4.3 y 4.7 m) se encuentra en la mayor parte del plano de falla, comprendiendo desde Coyuca de Benítez hasta Marquelia, ubicada al sur de Copala. Este deslizamiento también se presenta en los primeros kilómetros tierra adentro a partir de la línea de costa. El menor deslizamiento se encuentra en la parte noroeste del plano de falla, afectando a Mitla, en el municipio de Coyuca de Benítez.

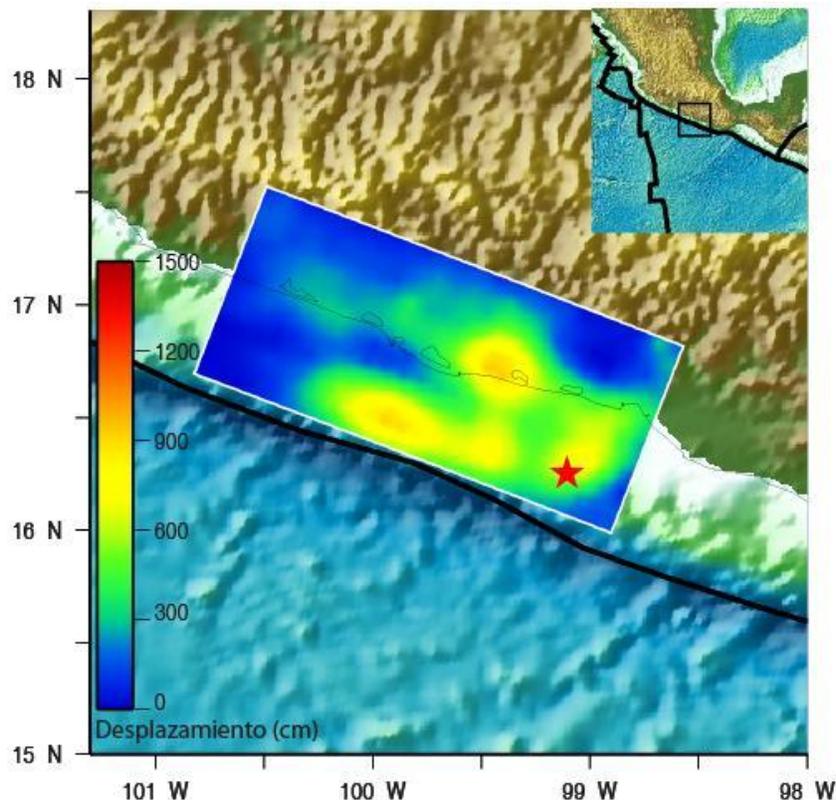


Figura 4.6 Resultado de la inversión mejorada de los datos telesísmicos obtenidos con un modelo de Tierra 3D para ondas superficiales y 1D para las ondas de cuerpo. Existen dos asperezas de pequeñas dimensiones, las cuales generan deslizamientos de 9.0 m.

En la sección transversal del deslizamiento en el plano (Figura 4.7), se detalla la historia de la ruptura en cada subfalla y la dirección que cada una tomó. El tamaño de las flechas indica qué tanto se deslizó la subfalla, es decir, si la flecha se encuentra en una subfalla de color rojo (lo que indica un gran deslizamiento) entonces ésta tendrá un mayor tamaño que aquella que se encuentre en una subfalla de color azul (color que indica mínimo deslizamiento). En esta imagen se aprecia con más detalle la manera como se distribuye el deslizamiento en el plano de falla. Vemos que el deslizamiento máximo se presenta en las dos asperezas que son visibles también en la Figura 4.6. El valor máximo de deslizamiento en esta zona es alrededor de 9.5 m y se presenta 30 s después de haber comenzado la ruptura.

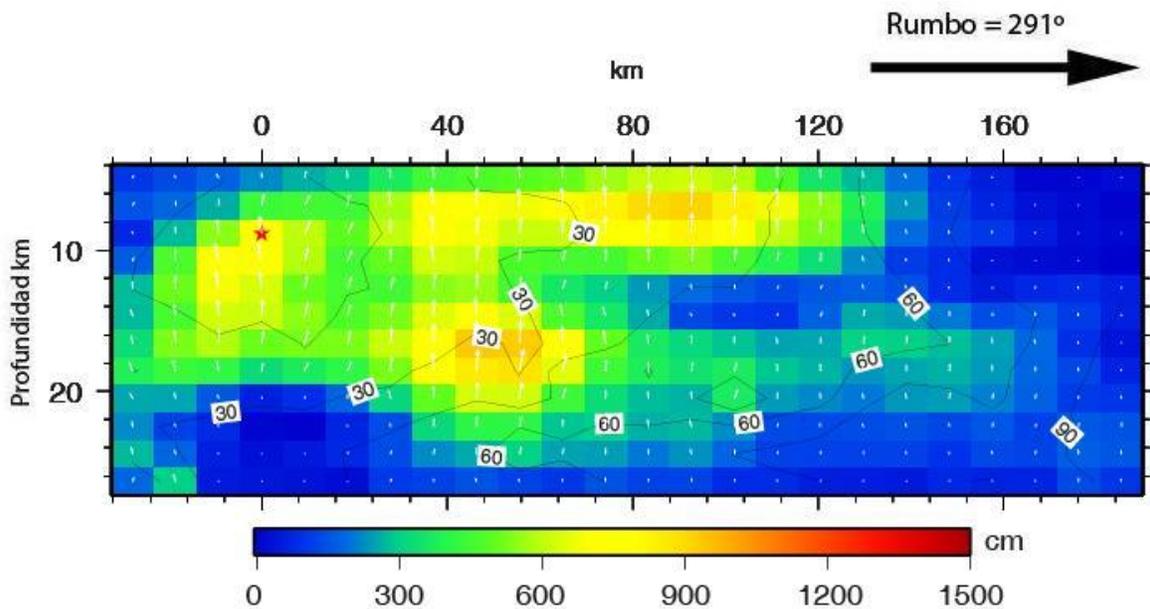


Figura 4.7 Vista en planta del deslizamiento en el plano. Las flechas indican la dirección del movimiento, mientras que los colores muestran la distribución del deslizamiento.

El ajuste que se dio entre los sismogramas observados y sintéticos para ondas de cuerpo (Figura 4.8) fue bueno para la onda P y SH en la mayoría de las estaciones utilizadas (25 para onda P y 24 para onda SH).

Para las ondas superficiales, el ajuste de los sismogramas fue muy bueno, tanto en amplitud como en fase (Figura 4.9). Para las ondas Rayleigh se utilizaron 25 estaciones y para las ondas Love 24.

La gráfica de la tasa de liberación del momento escalar con respecto al tiempo (Figura 4.10), muestra una liberación abrupta en los primeros ~26 s, para después alcanzar el los valores máximos en el tiempo comprendido entre los 27 y 45 s de haberse iniciado la ruptura. Pasando este tiempo, el decaimiento de la tasa de momento presenta una pendiente suave, hasta llegar a cero en un tiempo de 115 s.

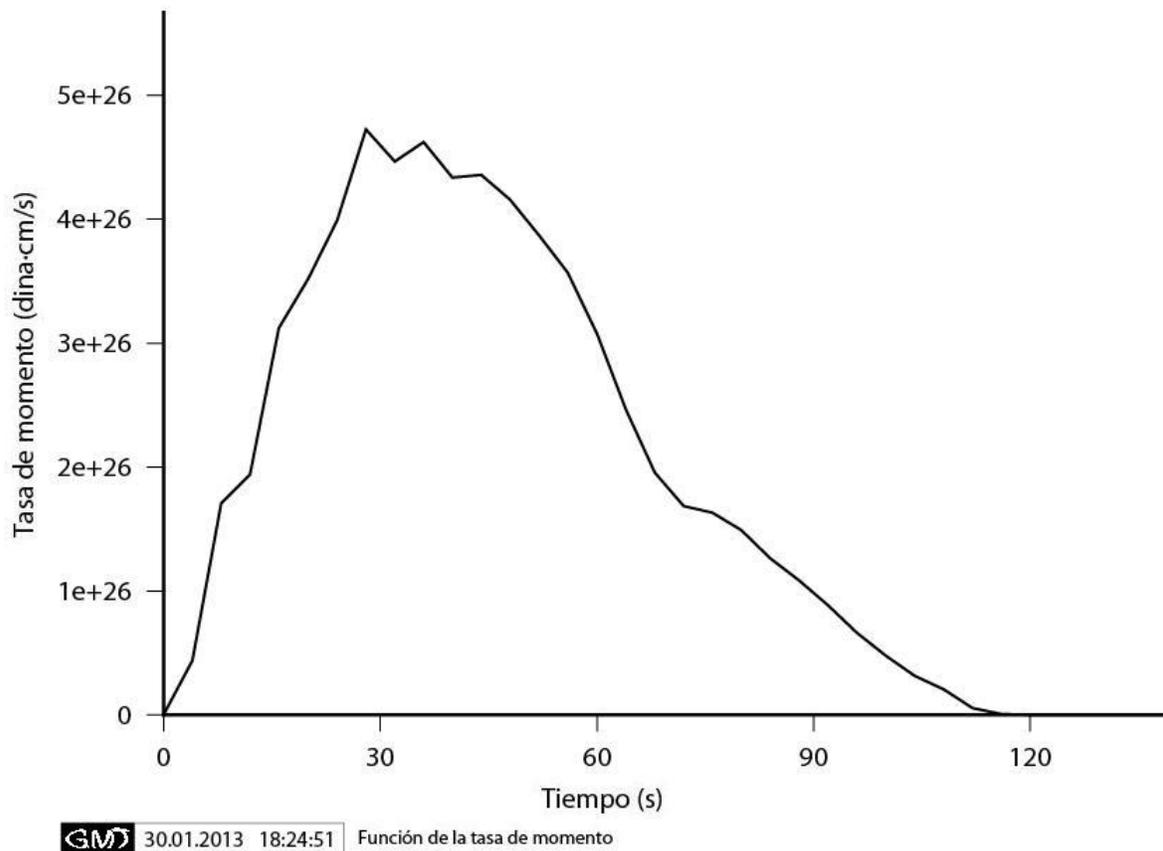


Figura 4.10 Tasa de la liberación del momento con respecto al tiempo. La mayor liberación se da entre los 27 y 45 s de haber iniciado la ruptura.

4.2 Inversión de observaciones GPS.

Lo primero que se hizo para poder obtener los resultados de la inversión de datos GPS exclusivamente, fue realizar la estructura de velocidades 1D, ya que al encontrarnos cerca de la fuente (distancias locales) los efectos laterales pueden ser descartados porque no afectan de manera considerable. La estructura de velocidades utilizada fue la propuesta por Suárez, et. al., (1992). El programa de inversión también requiere los valores de atenuación para la onda P y S, y el espesor de cada estrato. Por ello, se utilizaron los valores teóricos de atenuación para estas ondas propuesto en el modelo de Tierra PREM (Dziewonski, A., et. al., 1981) y para el caso del espesor, lo único que se realizó fue cambiar la profundidad dada por la estructura de Suárez, et. al., (1992) a espesor para cada estrato.

Se establecieron los límites para generar el banco de funciones de Green, así como la profundidad de exploración más pequeña y más grande y el incremento utilizado. Asimismo, para la inversión, se necesitaron los datos observados, que en nuestro caso es el promedio de las ventanas para cada registro; especificándose el desplazamiento en cada una de las componentes para cada una de las estaciones.

La inversión GPS también se basa en el método de recristalización simulada. Con base en ello, la temperatura de enfriamiento para el sistema se modificó del tal forma que permitiera iterar al algoritmo hasta que éste se enfriara encontrando la solución más óptima. El algoritmo de inversión utiliza valores preestablecidos por el USGS, sin embargo, para nuestro caso, el peso que se le dio al suavizamiento fue modificado. Se buscó un modelo que tendiera a ser más suavizado, aunque no ajustara idealmente al momento escalar.

Ya que fue una aproximación estática, el modelo de fuente propone una distribución del deslizamiento pero sin tiempo ni historia. Además, sólo se aporta información de la componente estática del desplazamiento.

4.2.1 Inversión con sismogramas 1D y 3D.

Los resultados obtenidos con esta inversión, tuvieron un buen ajuste entre los datos observados y sintéticos. A pesar de que se buscó un modelo que ajustara mejor al suavizamiento, el ajuste de los datos fue muy bueno (Figura 4.11). El momento escalar generado por esta inversión fue $3.2 \times 10^{21} \text{ N}\cdot\text{m}$, ligeramente mayor al valor inicial. El error en el ajuste de los datos fue 0.32%.

El plano de deslizamiento obtenido por medio de este conjunto de datos presenta dos zonas con movimientos máximos (Figura 4.11). La primera de ellas se encuentra frente a la Bahía de Acapulco, en la parte perteneciente al mar. La forma que presenta podría considerarse elipsoidal con radio mayor de 22 km y radio menor de 11 km. El movimiento del suelo alcanza los 15.0 m en esta zona. El segundo deslizamiento principal se genera en los primeros kilómetros del estado guerrerense, en la Laguna de Coyuca, en el municipio de Coyuca de Benítez. Ahí, el suelo presenta un deslizamiento de ~12.5 m.

Es interesante la forma en que se distribuye el deslizamiento promedio (Figura 4.11). Podemos separarlo en tres regiones; la primera de ellas se ubica en la región oceánica, paralela a la costa, abarcando desde la Laguna de Mitla, Coyuca de Benítez, hasta la Laguna de Chautengo en el municipio de Florencio Villareal. La segunda zona con deslizamiento promedio se encuentra en continente, abarcando desde la laguna de Mitla hasta la Laguna de tres Palos. La última región que presenta deslizamiento promedio genera movimiento del suelo en los municipios de Florencio Villareal y Copala.

Los vectores observados y sintéticos ajustan muy bien en casi todas las estaciones, lo que indica que el proceso de inversión es capaz de generar una buena solución para este tipo de datos. Los vectores que presentan el mayor desplazamiento son los de las estaciones que se encuentran cerca de la línea de costa, frente a una zona de deslizamiento máximo. Las estaciones ACAP y CYA (ubicadas en Acapulco de Juárez) mostraron movimiento de ~6.0 m hacia el suroeste, indicando que la placa Norteamericana se desplaza en esta dirección a

causa de la subducción. Otras estaciones que presentaron desplazamiento considerable (4.6 m) fueron CAIG, CPDP y COYU.

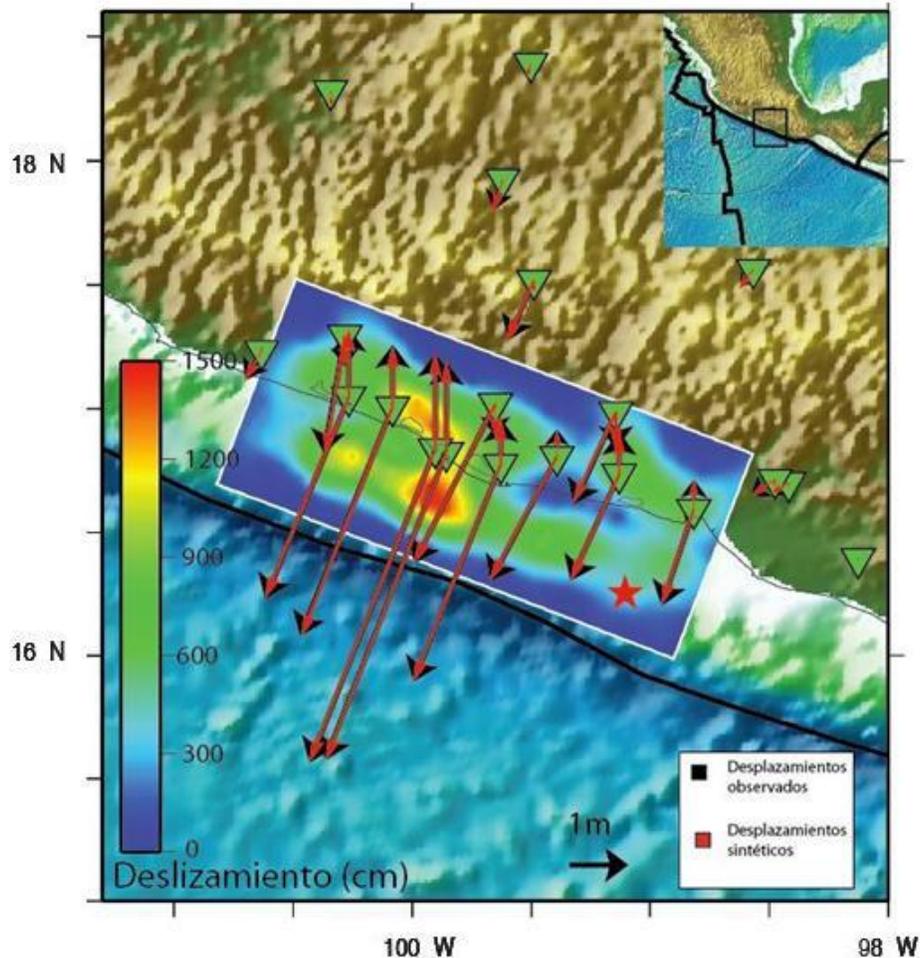


Figura 4.11 Vectores GPS muestran hacia dónde ocurre el movimiento de la placa Norteamericana. El plano de deslizamiento muestra movimientos máximos en do regiones principalmente. El ajuste de los datos observados con los sintéticos es muy bueno. Se utilizó la inversión mejorada a partir de sismogramas 3D.

Es importante mencionar que al hacer la inversión de estos datos con la información proporcionada por ambos conjuntos de sismogramas (1D y 3D), los resultados que se obtuvieron fueron muy similares, realmente no existió gran diferencia entre ellos. Al tratarse de la inversión de datos locales y al usar varios parámetros iniciales iguales, los resultados variaron muy poco, realmente las zonas de interés y el ajuste de los vectores fue bueno en ambos casos.

4.3 Inversión conjunta: Registros telesísmicos 3D + GPS.

En esta inversión, se ocuparon de manera simultánea los sismogramas telesísmicos con los que se obtuvo el mejor modelo de inversión y los vectores de desplazamiento utilizados en la inversión estática. Obtener este modelo no necesitó ningún tratamiento previo de las señales, debido a que se utilizaron los datos de la inversión telesísmica mejorada de sismogramas 3D (registros telesísmicos que consideran un modelo de Tierra heterogéneo en sus tres dimensiones) y los resultados de la inversión estática de los datos GPS.

Dentro del algoritmo de inversión FFF, se cuenta con un subprograma el cual se encarga de la inversión conjunta. Este programa es capaz de invertir diferentes tipos de registros (telesísmicos, movimientos fuertes, GPS) de manera simultánea. Para nuestro caso, se modificó al programa de tal forma que tomara como datos de entrada sismogramas telesísmicos y GPS para el proceso de inversión.

Este programa opera prácticamente igual que los utilizados en las inversiones anteriores. Sin embargo, en este caso el modelo propuesto debe ajustar a ambos tipos de datos. Por esta razón, se tuvo cuidado con el peso que se le dio al momento escalar y al suavizamiento, ya que se requiere que el modelo óptimo ajuste a un mayor número de datos, los cuales, a su vez, brindan diferente información sobre la historia de la ruptura.

En el modelo final (Figura 4.12) muestra la presencia de dos asperezas principales afectando al estado de Guerrero principalmente. La primera de ellas se ubica a una profundidad de 11 km y se extiende de manera paralela a la costa, con una longitud de 100 km en la parte oceánica, originando deslizamientos de 14 m, frente a la Bahía de Acapulco y frente a la costa norte del municipio de Coyuca de Benítez. Entre estas dos secciones, se genera un deslizamiento considerable pero de menor valor (~11 m). La segunda aspereza se ubica a mayor profundidad, alrededor de 18 km. Se ubica en principalmente en la frontera de los municipios

de Coyuca de Benítez y Acapulco de Juárez, perturbando los primeros kilómetros tierra adentro.

El deslizamiento promedio abarca diversas regiones. Muy cerca del hipocentro el movimiento es de ~ 7.5 m, así como en los municipios de Copala, Florencio Villareal y Cuauhtepac. Alrededor de las asperezas también se dan deslizamientos de esta magnitud; en continente perturban a los municipios de Atoyac de Álvarez, Benito Juárez, Coyuca de Benítez y Acapulco de Juárez.

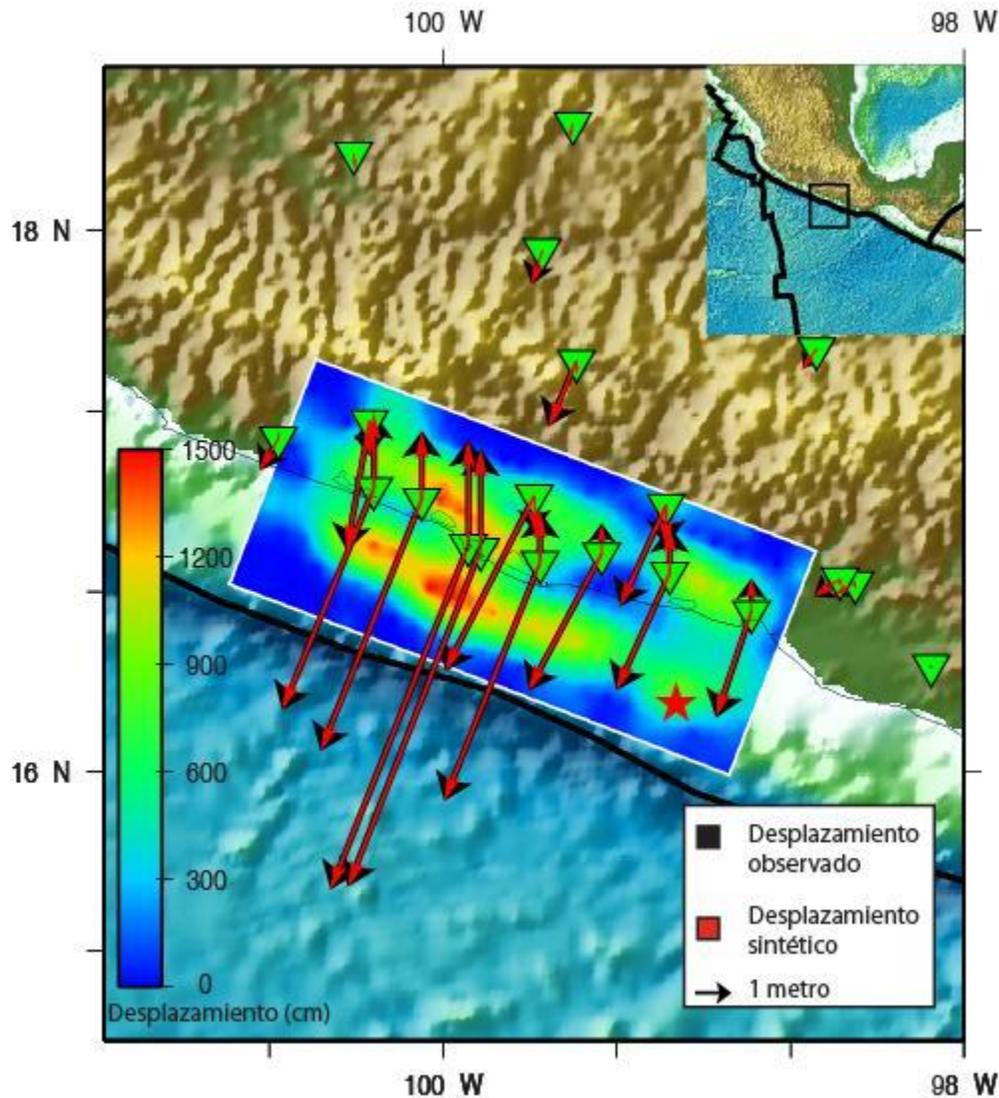


Figura 4.12 Modelo de la inversión conjunta. La distribución del deslizamiento es relativamente suave, mientras que el ajuste de los vectores es bueno. El modelo obtenido se ajusta a ambos tipos de datos. El deslizamiento máximo es alrededor de 14 m.

En las estaciones ACAP y CYA los vectores reflejan el mayor movimiento, con valor de 5.5 m hacia el suroeste (Figura 4.2). Las estaciones más cercanas a la costa presentan mayor deslizamiento. Asimismo, en la costa guerrerense, desde la Laguna de Mitla hasta La Bocana en el municipio de Marquelia, los vectores indican que la corteza continental se mueve hacia arriba en promedio 1.7 m.

En la sección transversal del deslizamiento en el plano (Figura 4.13), se detalla la historia de la ruptura en cada subfalla y la dirección que cada una tomó. Se aprecia claramente la presencia de dos asperezas; una más somera que la otra. La aspereza más somera se ubica 82 km al noroeste del hipocentro y ligeramente más profunda que el mismo, alrededor de 11 km; mientras que la segunda aspereza también se encuentra hacia el noroeste del hipocentro a 86 km de distancia y a una profundidad promedio de 18 km.

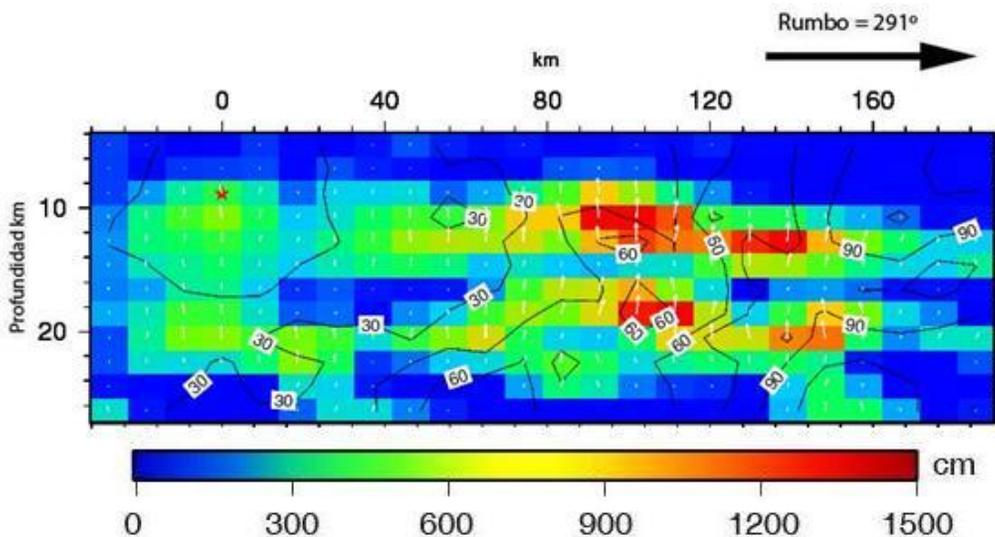


Figura 4.13 Vista en planta del deslizamiento en el plano. Las flechas indican la dirección del movimiento, mientras que los colores muestran la distribución del deslizamiento. Se aprecia la profundidad de las asperezas.

El ajuste que se dio entre los sismogramas observados y sintéticos para ondas de cuerpo (Figura 4.14) fue bueno tanto para las ondas P como SH, a pesar de que estas últimas son un poco más difíciles de modelar (25 para onda P y 24 para onda SH). Para las ondas superficiales, se tuvo buen ajuste entre los sismogramas (Figura 4.15). Para las ondas Rayleigh se utilizaron 25 estaciones y para las ondas Love 24. En ambos casos (ondas de cuerpo y ondas superficiales), la

forma de los sismogramas sintéticos cambio ligeramente con respecto a los sismogramas sintéticos obtenidos con la inversión telesísmica 3D mejorada (Figuras 4.8 y 4.9).

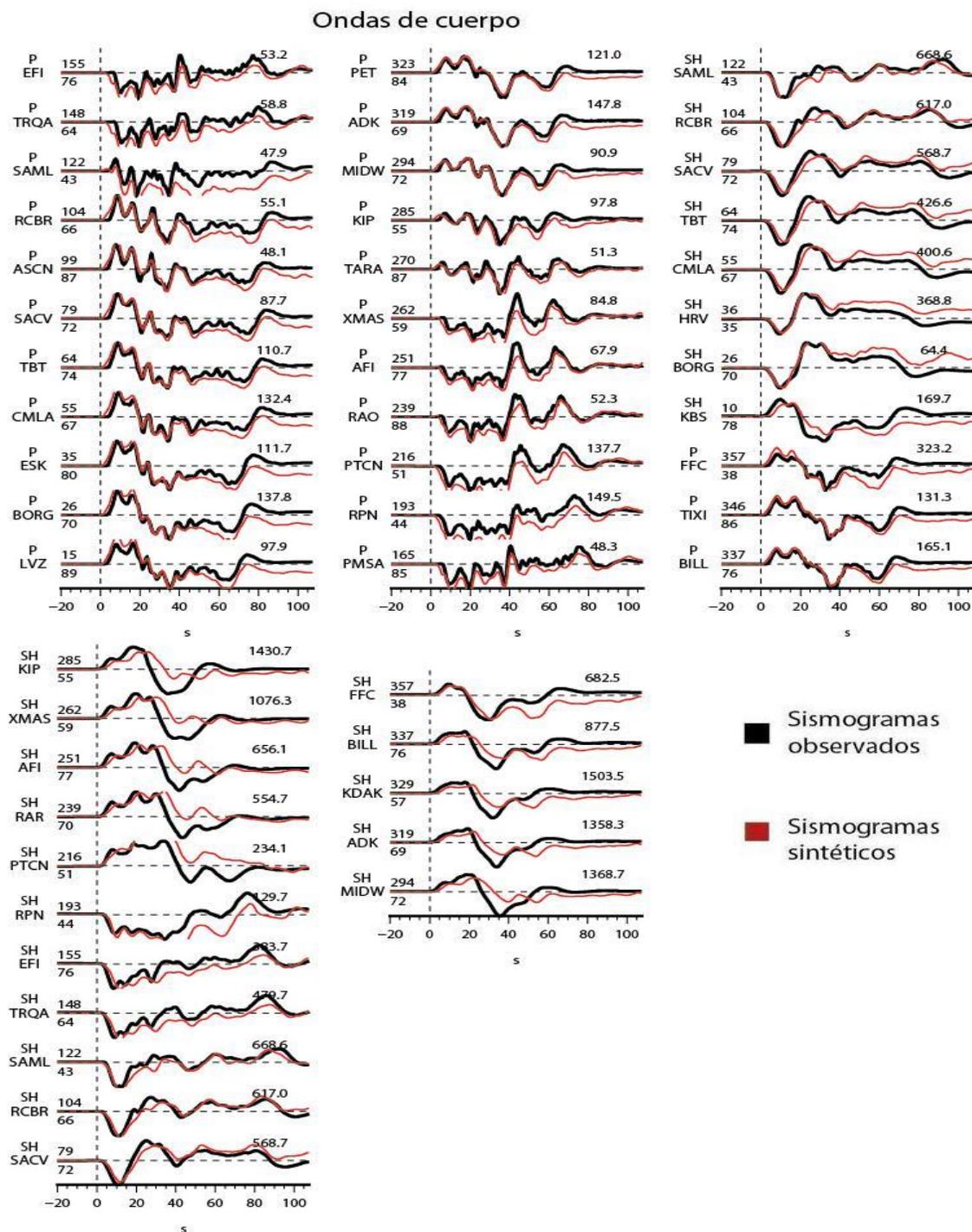
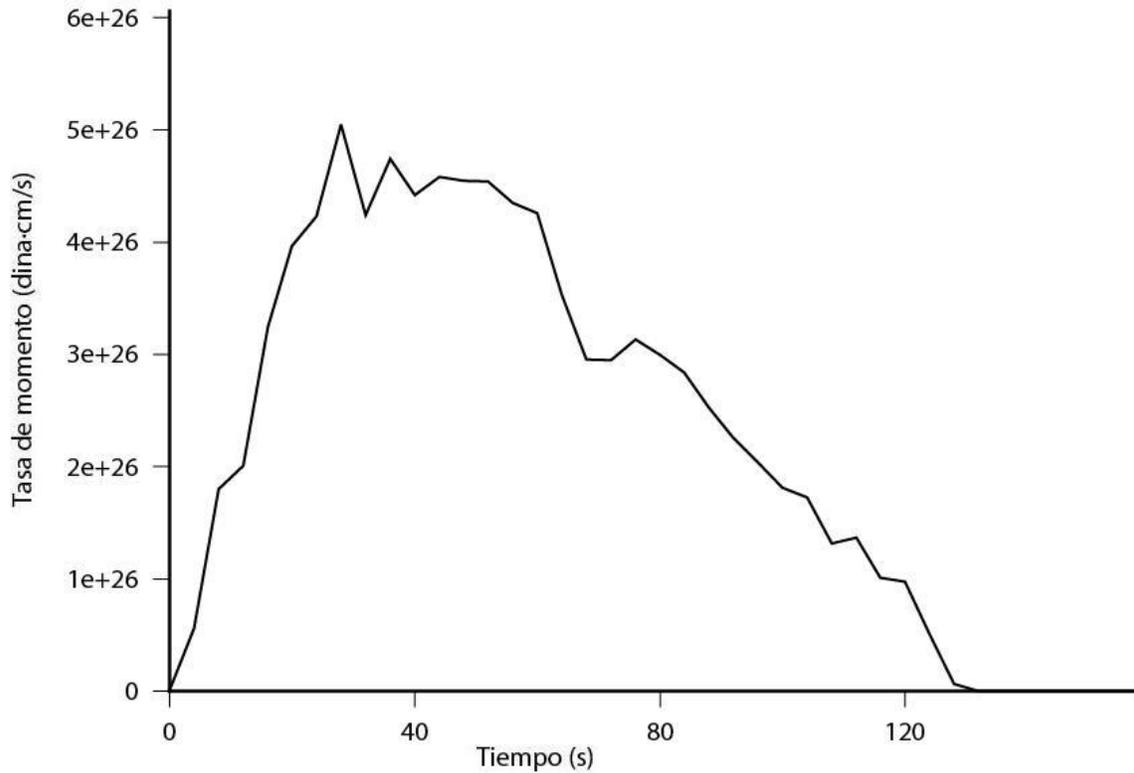


Figura 4.14 Ajuste de los sismogramas de ondas de cuerpo. El ajuste para P y SH se considera bueno.

La gráfica de la función de la tasa de momento escalar (Figura 4.16) indica que la máxima liberación se dio 37 s después de haber iniciado la ruptura. Durante 23 s se libera gran cantidad de fuerza, para posteriormente decaer hasta cero después de 127 s.



GM 01.02.2013 13:37:31 Función de la tasa de momento

Figura 4.16 Gráfica de la función de la tasa de momento. Para la inversión conjunta, la liberación del momento escalar se da en mayor tiempo, rebasando los 120 s de haber comenzado la ruptura.

CAPÍTULO 5

Discusión y Análisis de los resultados

Ya que se han obtenido diversas soluciones para describir la historia de la ruptura a partir del uso de diferentes registros, entonces se puede realizar una discusión a detalle de los mismos. En este capítulo se presente la discusión así como el análisis de los resultados.

Conociendo la geología de la zona de interés y teniendo buenas bases en el conocimiento de la teoría que rige a las ondas sísmicas y a los datos geodésicos, es posible realizar una comparación entre las diversas obtenciones del deslizamiento en el plano durante el temblor hipotético. Además, se cuenta con información que complementa y sustenta a esta discusión (sismogramas sintéticos, deslizamiento en cada subfalla y la tasa de momento) y a los resultados que mejor se ajustaron a los datos iniciales.

5.1 Comparación entre los modelos resultantes de la inversión de sismogramas 1D.

Como ya se ha mencionado en varias ocasiones, el proceso de inversión se ve fuertemente influenciado por el algoritmo que lo rige. Asimismo, se debe tener cuidado con la estructura global de velocidades que se utilice, así como en los valores de atenuación para la onda P y la onda S. De esta forma, se obtuvieron varios modelos sobre el deslizamiento en el plano de falla antes de encontrar el

modelo que mejor ajustara a la zona de estudio. Sin embargo, pudimos darnos cuenta de que el papel que juega el peso que se da al momento escalar y al suavizamiento en la inversión es fundamental, ya que dependiendo de los valores que se les den, el programa tratará de ajustar ya sea a uno de ellos o bien, si los valores son muy parecidos a ambos.

Con estas observaciones, se generaron otros dos resultados con el objetivo de elegir el peso adecuado para el deslizamiento (Figura 5.1). Todos los parámetros fueron los mismos para los tres resultados mostrados, excepto el peso del suavizamiento y momento escalar. En los tres modelos el peso del suavizamiento fue mayor que el del momento escalar. El primer modelo mostrado (Figura 5.1a) es el deslizamiento que se decidió dejar como resultado final. El segundo modelo (Figura 5.2b) se obtuvo dándole un peso aún mayor al suavizamiento sin modificar el valor del peso del momento escalar. Para el tercer modelo (Figura 5.3c) el peso del suavizamiento fue menor que el utilizado en el modelo final, pero siguió siendo mayor al peso del momento escalar. Entonces, la solución que se eligió como final, es el modelo intermedio entre la figura 5.2b y 5.2c.

El modelo que presenta el mayor deslizamiento máximo es el modelo final (Figura 5.1a), mientras que el modelo más suavizado (Figura 5.1b) presenta menor deslizamiento máximo. No obstante, los tres modelos indican que existe una mayor área con deslizamiento promedio que con deslizamiento máximo. Con el modelo elegido se satisface que la inversión se encuentra influenciada tanto por el ajuste del momento escalar como por la obtención de un modelo suavizado, que no presente cambios bruscos en los valores como es el caso de la figura 5.1c.

En los tres modelos se presenta una sola aspereza, pero a diferentes profundidades: para el modelo a) se encuentra a una profundidad aproximada de 8.8 km (profundidad del hipocentro); para el modelo b) la aspereza abarca una mayor área y su profundidad es de 10 km aproximadamente; y para el modelo c) la aspereza se encuentra alrededor de 6.5 km. La figura 5.1d muestra el modelo objetivo.

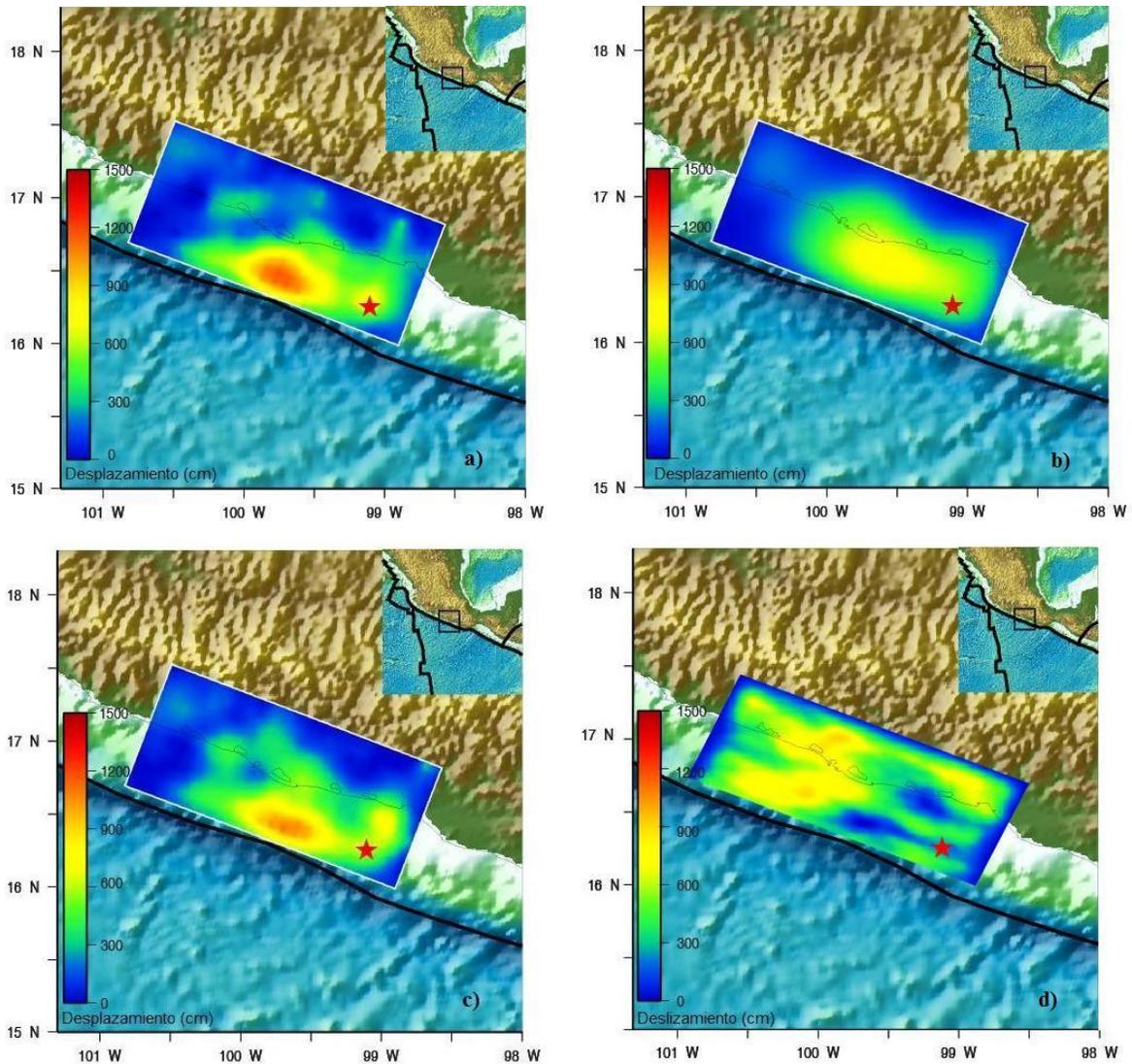


Figura 5.1 Comparación entre los tres resultados obtenidos de la inversión mejorada para sismogramas 1D. a) Modelo utilizado en los resultados. b) Un modelo obtenido con mayor peso en el suavizamiento. c) Un modelo obtenido con menor peso en el suavizamiento pero mayor que el peso del momento escalar. d) Modelo objetivo.

La gráfica de liberación del momento escalar presenta la misma duración (Figura 5.2). Para los tres casos, la fuerza se termina de liberar después de haber transcurrido 100 s a partir del inicio de la ruptura. Los tres modelos alcanzan la liberación máxima alrededor de los 30 s (Figura 5.2, resaltada con círculo azul), pero la duración de esta liberación cambia para cada modelo. Aproximadamente, a los 75 s de propagación de la ruptura, el decaimiento de la liberación de energía presenta un cambio en la pendiente (Figura 5.2, resaltada con círculo rojo). Para

los tres modelos, el inicio de la gráfica presenta un aumento súbito en la fuerza liberada por la ruptura, hasta llegar al valor máximo.

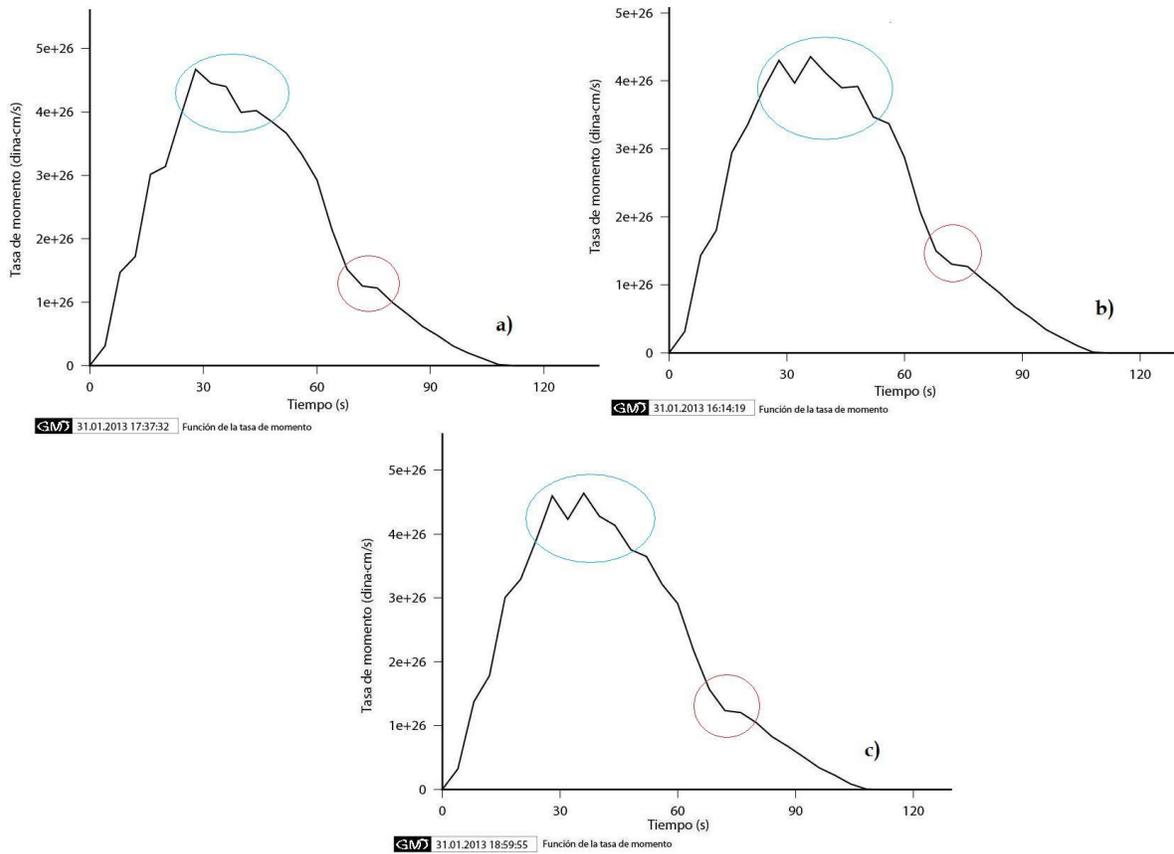


Figura 5.2 Comparación entre las tres gráficas de liberación de momento para cada uno de los modelos obtenidos. La zonas donde se presentan las mayores diferencias se encuentran resaltadas (círculo azul y rojo). a) Tasa de liberación para el modelo final. b) Tasa de liberación para un modelo obtenido con mayor peso en el suavizamiento. c) Tasa de liberación de un modelo obtenido con menor peso en el suavizamiento pero mayor que el peso del momento escalar.

5.2 Discusión sobre los modelos resultantes de la inversión de sismogramas 3D.

Se consideró prudente realizar varios modelos de inversión utilizando estos registros. Como se detalló previamente (Sección 5.1), los únicos parámetros que se modificaron durante el proceso de inversión fueron el peso dado al momento escalar y al suavizamiento. De igual forma, se compara al modelo final con dos modelos, uno de ellos presenta un valor de suavizamiento mayor al que se le dio al modelo final, y en el otro el suavizamiento es menor, pero mayor que el peso del momento escalar (Figura 5.3a, 5.3b y 5.3c respectivamente).

Con estos modelos podemos darnos cuenta de la importancia que toman los pesos establecidos, ya que son muy diferentes entre sí, pero todos muestran que el deslizamiento máximo se da frente a las costas del municipio de Acapulco de Juárez. Nuevamente, en el modelo elegido los deslizamientos máximos presentan valores mayores a los otros dos modelos. Sin embargo, este dato se acerca mucho más al inicial, el cual fue de 9.148 m, mientras que en este caso fue de 9 m. La figura 5.3c refleja claramente un modelo rugoso y sin sentido.

La figura 5.3a es la única que muestra la presencia de dos asperezas, mientras que la figura 5.3b muestra una aspereza de área considerable. Por su parte, el modelo c) no es capaz de delimitar bien alguna aspereza presente, pero si se compara con el modelo a) podemos concluir que en ambos modelos el deslizamiento máximo se da frente a la Laguna de Tres Palos a una distancia aproximada de 11km a partir de la línea de costa hacia mar adentro. Se muestra también el modelo objetivo (Figura 5.3d) para poder realizar una mejor comparación entre modelos.

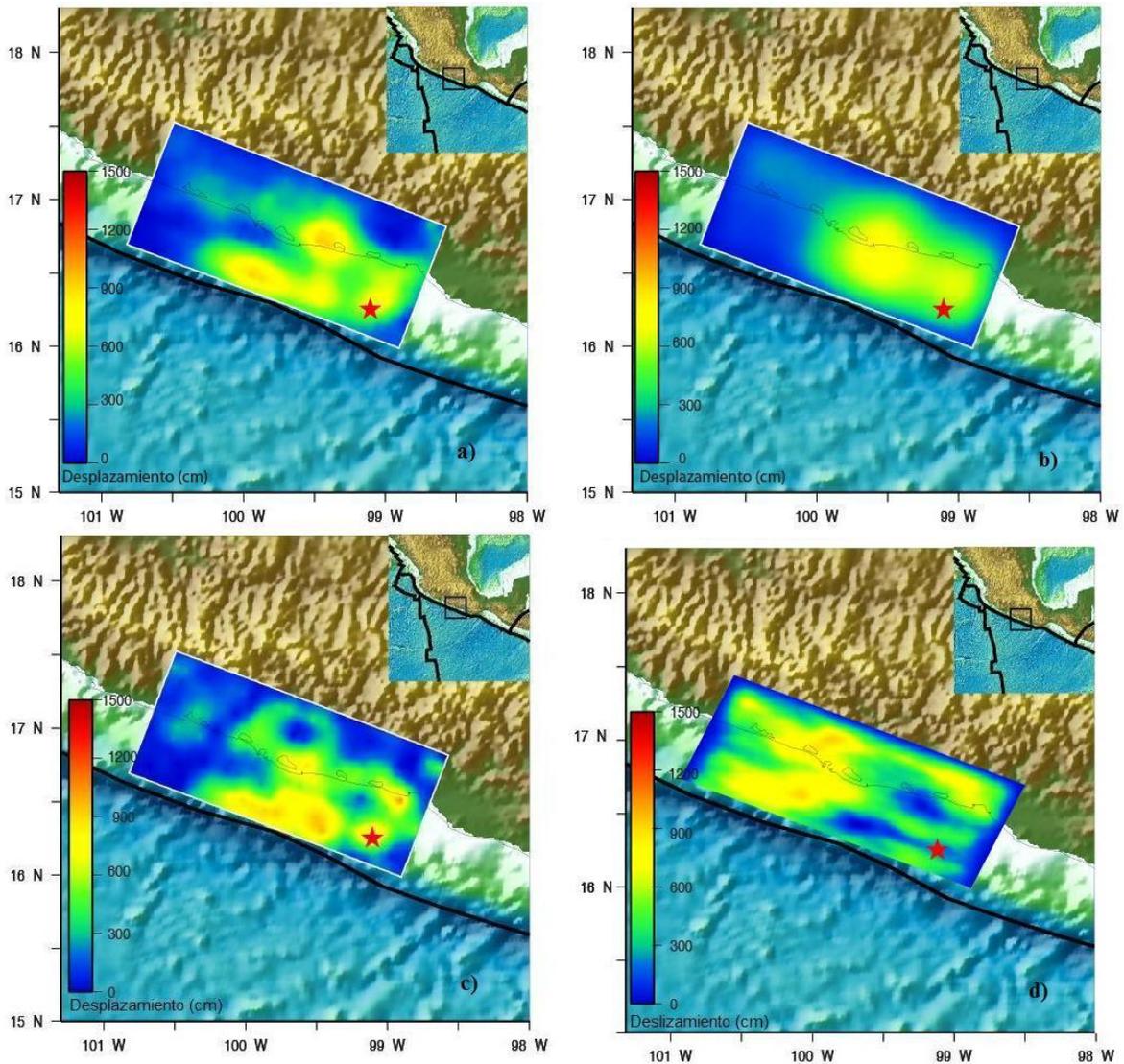


Figura 5.3 Comparación entre los tres resultados obtenidos de la inversión mejorada para sismogramas 3D. a) Modelo utilizado en los resultados. b) Un modelo obtenido con mayor peso en el suavizamiento. c) Un modelo obtenido con menor peso en el suavizamiento pero mayor que el peso del momento escalar. d) Modelo objetivo.

Analizando la liberación de momento (Figura 5.4), para los tres modelos, se aprecia que la máxima liberación se da alrededor de los 30 s, después se mantiene por un tiempo y finalmente decae hasta cero a los ~1150 s de haber comenzado la ruptura. Estos resultados son parecidos a los de la inversión de sismogramas 1D (Figura 5.2). Para los tres casos, la tendencia que toma la liberación con respecto al tiempo es muy similar, por lo que podemos concluir que la fuerza liberada por el sismo durante la propagación de la ruptura presenta esta forma.

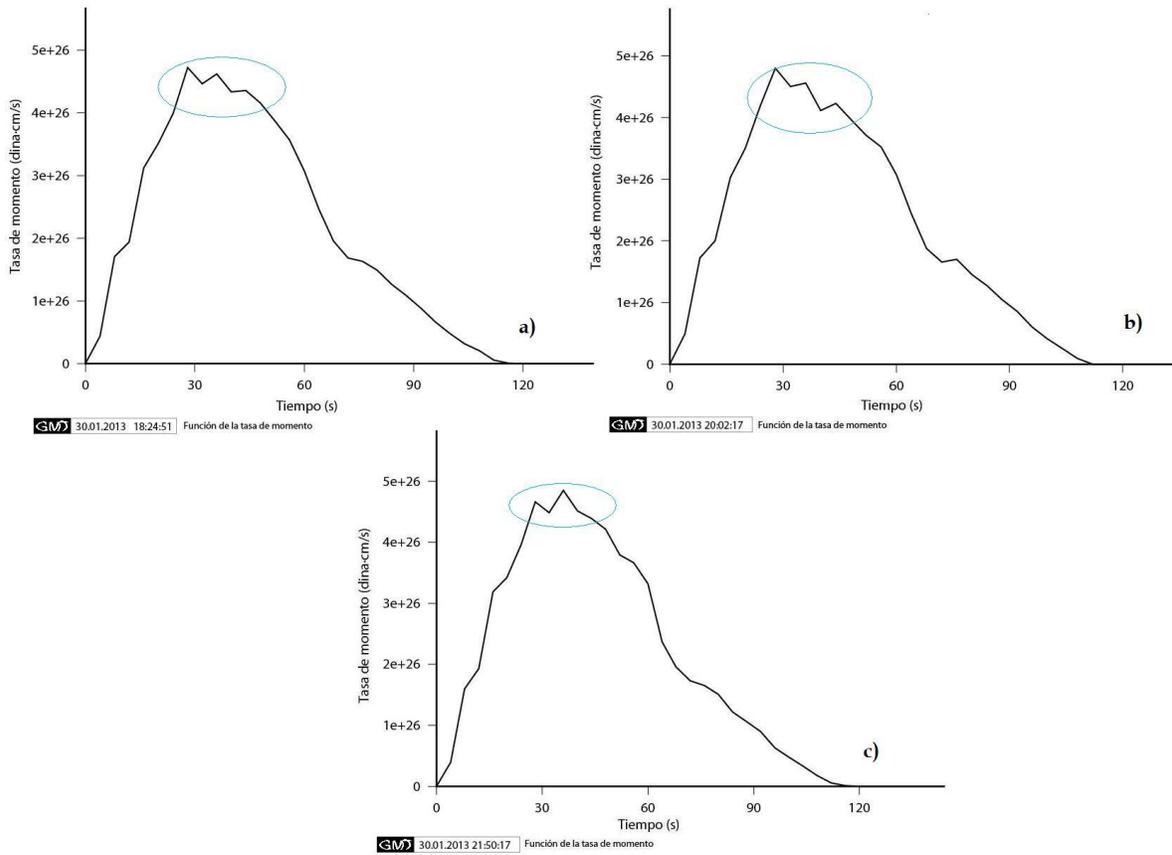


Figura 5.4 Comparación entre las tres gráficas de liberación de momento para cada uno de los modelos obtenidos. La zona donde se presentan las mayores diferencias se encuentra resaltada (círculo azul). a) Tasa de liberación para el modelo final. b) Tasa de liberación para un modelo obtenido con mayor peso en el suavizamiento. c) Tasa de liberación de un modelo obtenido con menor peso en el suavizamiento pero mayor que el peso del momento escalar.

5.3 Comparación entre la inversión telesísmica mejorada a partir de sismogramas 1D y 3D.

En esta parte del trabajo de tesis se ha realizado una discusión de los resultados obtenidos a partir de la inversión de los datos generados con un modelo de Tierra heterogéneo en 1 dimensión y en 3 dimensiones.

Con la inversión únicamente de datos a distancias telesísmicas, el plano de falla que se obtuvo posee un área de 23,302 km²; valor ligeramente mayor al original (18,841 km²); la región que abarca el plano de falla es muy similar al original (Figura 2.18).

Si observamos el deslizamiento en el plano para cada una de las inversiones (Figura 5.5) veremos que existen ciertas diferencias. En el caso de la inversión de sismogramas 1D (Figura 5.5a) el deslizamiento máximo alcanza los 11.5 m, mientras que en la inversión de registros sísmicos 3D el valor máximo de deslizamiento registrado es de 9 m. Sabemos que el deslizamiento generado por el sismo hipotético fue de 9.184 m, lo que implica que la inversión de sismogramas 3D modela mejor este parámetro, posiblemente debido al modelo de Tierra que se utilizó (heterogéneo en la dirección norte-sur, este-oeste y profundidad).

Una diferencia importante es la presencia de dos asperezas en el modelo de sismogramas 3D. La primera de ellas, ubicada en la región oceánica, coincide con la aspereza modelada con sismogramas 1D. La profundidad a la cual se encuentra varía un poco entre el modelo a) y el modelo b); para el primero, la profundidad es ligeramente mayor. Esta aspereza se ubica, para ambos casos, frente a la Laguna de Tres Palos, en el municipio de Acapulco de Juárez. La presencia de una segunda aspereza en el modelo obtenido con sismogramas 3D genera incertidumbre ya que en el modelo de la inversión de sismogramas 1D no aparece. Por esta razón, se decidió hacer la inversión conjunta de datos telesísmicos calculados con un modelo de Tierra variante en las tres dimensiones y las observaciones GPS. Estos resultados se discutirán más adelante.

El deslizamiento promedio se distribuye de manera similar en los modelos. El deslizamiento promedio generado por el sismo fue de 4.066 m (Tabla 2.1), mientras que los resultados indican dos valores diferentes; el modelo a) presenta movimiento promedio de 5.7 m, mientras que el modelo b) genera deslizamiento promedio de 4.5 m; y en ambos modelos se abarca parte del suelo mexicano. Nuevamente, el deslizamiento promedio se modela mejor con la inversión de sismogramas 3D.

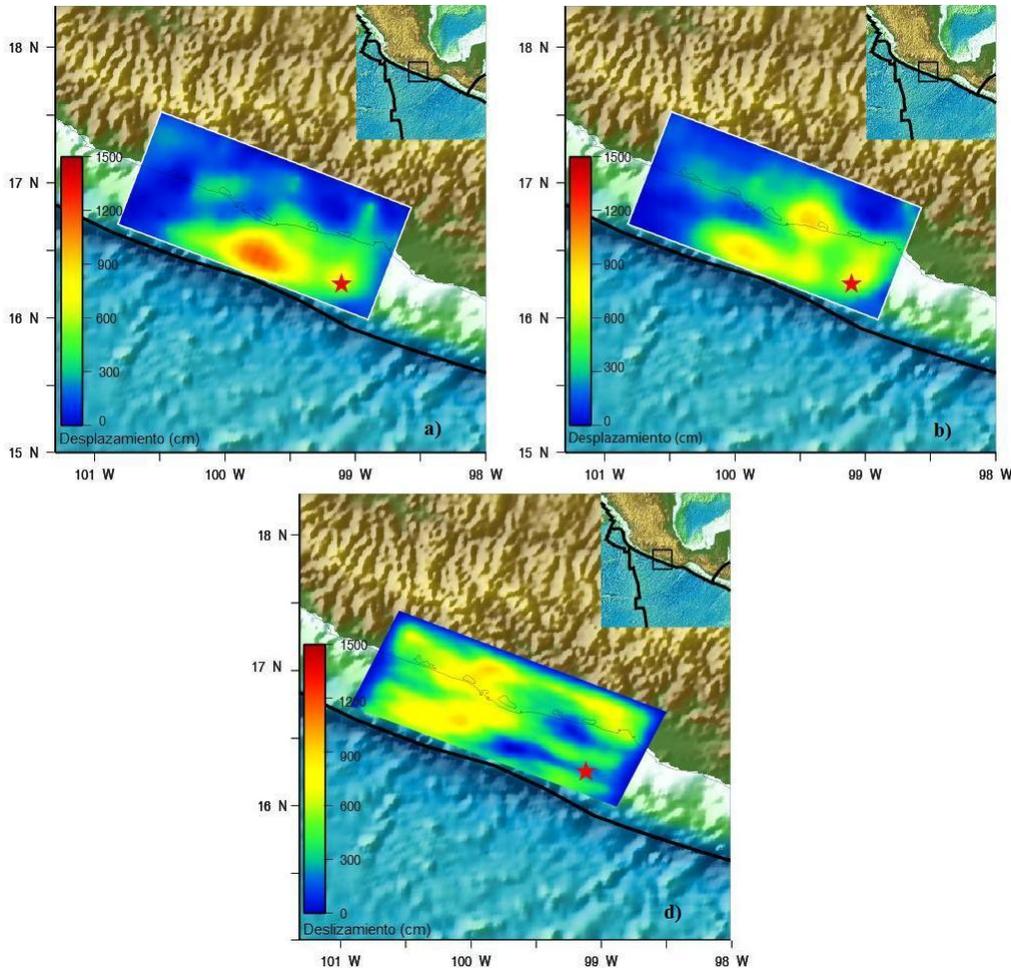


Figura 5.5 Comparación de las inversiones. a) Deslizamiento en el plano obtenido de la inversión de sismogramas calculados con un modelo de Tierra heterogéneo únicamente en la dirección de la profundidad. b) Deslizamiento en el plano obtenido con la inversión de datos telesísmicos a partir de una Tierra heterogénea en dirección de la latitud, longitud y profundidad. c) Modelo objetivo.

Es importante mencionar que la distribución de estos deslizamientos no se da de la misma forma que en el sismo hipotético. Si comparamos las imágenes del deslizamiento en el plano para ambas inversiones mejoradas con el deslizamiento

producido por el sismo (Figura 2.20a: deslizamiento del sismo Mw 8.2, Figura 5.5a y 5.5b: deslizamiento obtenido con la inversión de los datos), la distribución del deslizamiento es más caótica para el sismo que el obtenido en las inversiones. De acuerdo a los datos iniciales, los mayores movimientos se presentan en Acapulco y se propagaría tierra adentro, así como en frente de las costas de dicho municipio y en el municipio de Copala.

La profundidad hasta la cual se propaga el deslizamiento es de aproximadamente 20 km para los dos modelos (Figura 5.6). Sabiendo que el hipocentro se localizó a una profundidad de 8.8 km y el deslizamiento se propagó hasta los 20 km, se puede decir que la distribución del deslizamiento echado abajo está bien modelada. Las flechas ubicadas en el centro de cada subfalla, sugieren un movimiento inverso, lo cual es coherente con las condiciones geológicas y estructurales de la región de interés.

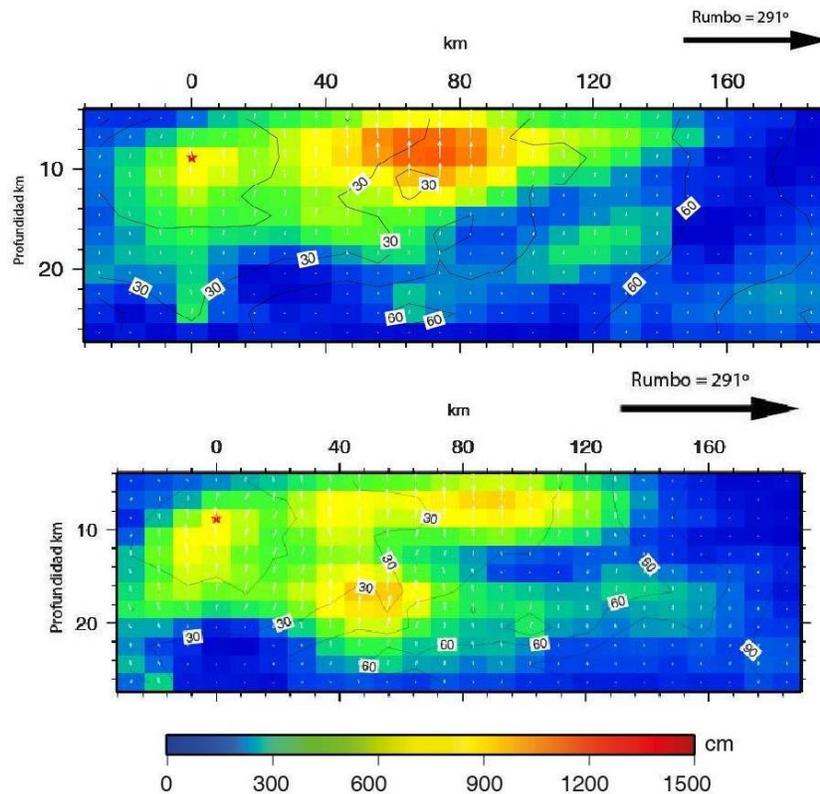


Figura 5.6 Comparación de la profundidad de deslizamiento con ayuda de las secciones transversales. a) Sección transversal de la inversión con sismogramas 1D. b) Sección transversal de la inversión de sismogramas 3D.

La cobertura acimutal con la que el programa finalmente realizó la inversión fue muy buena. Se tuvo una cantidad considerable de sismogramas globales que permitieron determinar los parámetros de la fuente de manera más precisa.

La gráfica de la tasa de momento es muy similar para ambas inversiones (Figura 5.7). Al inicio de la ruptura, se aprecia que la liberación de la fuerza generada por el sismo crece rápidamente hasta llegar al valor de máxima liberación en un tiempo de ~ 27 s. En esta parte es donde se presenta la diferencia más significativa; para la figura 5.7a se cuenta con un pico máximo, mientras que la figura 5.7b presenta dos picos. Para ambos modelos, la liberación máxima es aproximadamente 4.6×10^{26} dina·cm/s. Esta liberación tarda alrededor de 17 s y posteriormente decrece en un tiempo de ~ 110 s. Podemos concluir que la historia de la ruptura es muy similar en ambos modelos.

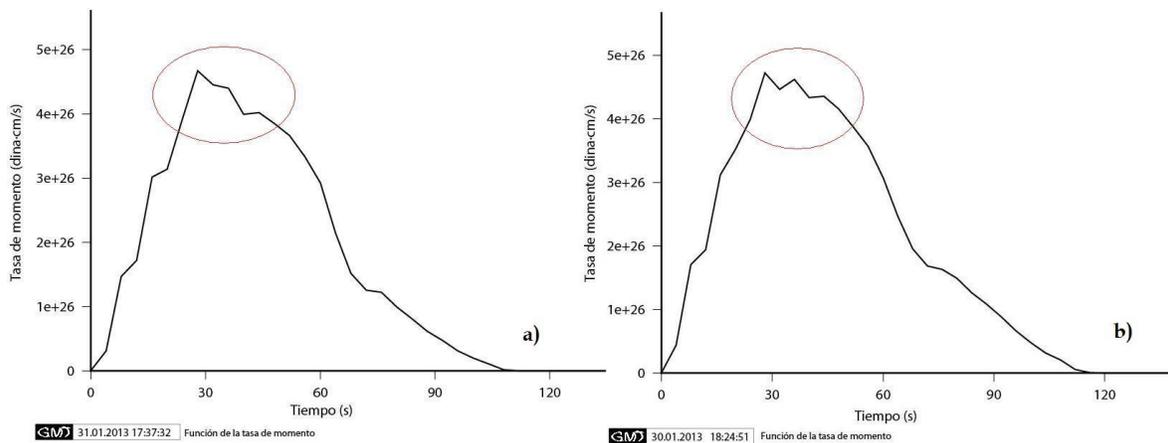


Figura 5.7 Comparación de la liberación de momento escalar durante el proceso de ruptura. La mayor diferencia se presenta en el momento de la máxima liberación (área resaltada con un círculo rojo). a) Función tasa de momento de la inversión de registros telesísmicos 1D. b) Función tasa de momento de la inversión de sismogramas 3D.

5.4 Análisis de los modelos resultantes de la inversión conjunta utilizando sismogramas 3D.

Se decidió realizar solamente la inversión conjunta con sismogramas calculados con un modelo de Tierra cambiante en 3D (norte-sur, este-oeste y profundidad). La razón fue que los resultados obtenidos a partir de la inversión mejorada de estos sismogramas han ajustado mejor a los datos iniciales que los modelos generados a partir de sismogramas 1D.

Para encontrar el modelo óptimo, se realizaron tres inversiones con pesos diferentes en el suavizamiento, mientras que el valor del peso para el momento escalar no fue modificado (Figura 5.8). El primer modelo (Figura 5.8a) es el que se decidió mostrar en los *Resultados* (Sección 4.3), en el cual el peso dado al suavizamiento es mayor al peso del momento escalar. El segundo modelo (Figura 5.8b) igualmente tiene un peso mayor en el suavizamiento, pero éste a su vez es mayor que el dado para el momento escalar; de esta forma, este modelo es el más suavizado de los tres. El tercer modelo (Figura 5.8c) es el modelo menos suavizado, pero aún así el valor de este parámetro fue mayor que el del peso del momento escalar.

Sin importar los pesos dados, es interesante ver que en los tres casos se observan dos asperezas. En el modelo a) estas asperezas son paralelas a la costa y una de ellas se presenta en el océano, muy cercana a la costa, mientras que la segunda se da tierra adentro, a mayor profundidad. Ambas asperezas se sitúan en la frontera entre Coyuca de Benítez y Acapulco de Juárez. En el segundo modelo, podemos ver que estas asperezas se concentran más en una región en particular. Las profundidades en las que aparecen son muy semejantes a las del primer modelo. Igualmente, se presentan entre los municipios de Coyuca de Benítez y Acapulco de Juárez, muy cercanas a la costa. Con el último modelo, se podría pensar que existen tres asperezas, pero recordemos que es el modelo más rugoso, por lo cual existen cambios bruscos entre el deslizamiento registrado en cada

subfalla. No obstante, estas asperezas tienen posición y forma muy parecidas a las del primer modelo.

Los vectores de deslizamiento ajustan muy bien, lo que nos indica que la inversión, en cualquier caso, llegó al ajuste óptimo para estos datos, considerando que también se cuenta con registros telesísmicos.

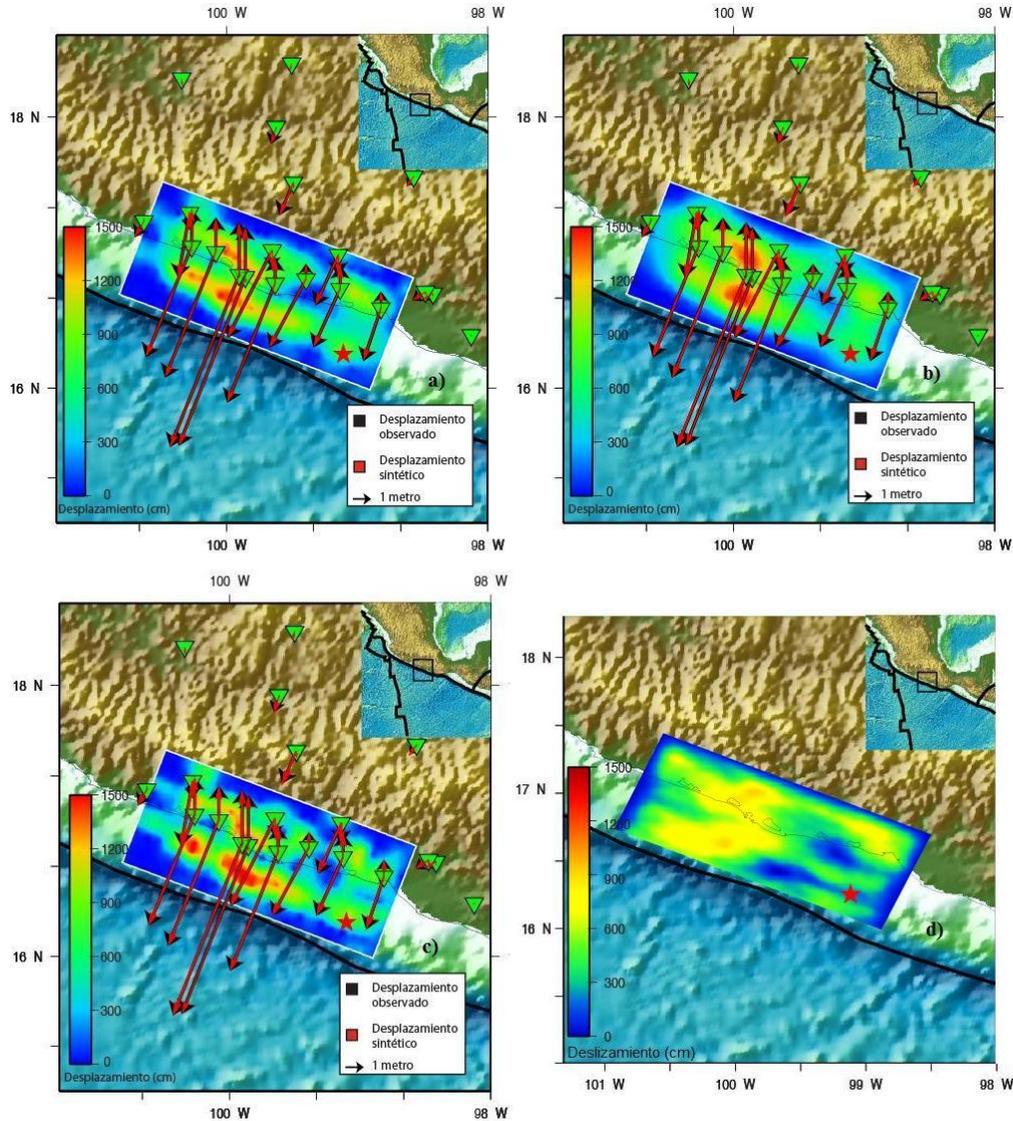


Figura 5.8 Comparación entre los tres resultados obtenidos de la inversión conjunta a partir de sismogramas 3D y datos GPS. a) Modelo utilizado en los resultados. b) Un modelo obtenido con mayor peso en el suavizamiento. c) Un modelo obtenido con menor peso en el suavizamiento pero mayor que el peso dado al momento escalar. d) Modelo objetivo.

Se presenta una historia de la ruptura muy similar en los tres casos (Figura 5.9). La tasa de momento aumenta rápidamente en los primeros ~ 27 s, para después llegar al valor máximo de liberación, 30 s después de haber comenzado la propagación de la ruptura. Habiendo pasado 45 s, comienza un decaimiento en la liberación del momento escalar. Si observamos el tiempo que tarda en registrarse la historia de la ruptura, podemos apreciar que en la inversión conjunta el tiempo es mayor (~ 125 s), mientras que en la inversión telesísmica (Figura 5.7) el proceso termina antes de los 120 s. Así, los datos GPS están aportando información sobre la parte estática de la inversión, alterando el tiempo que tarda en propagarse el movimiento.

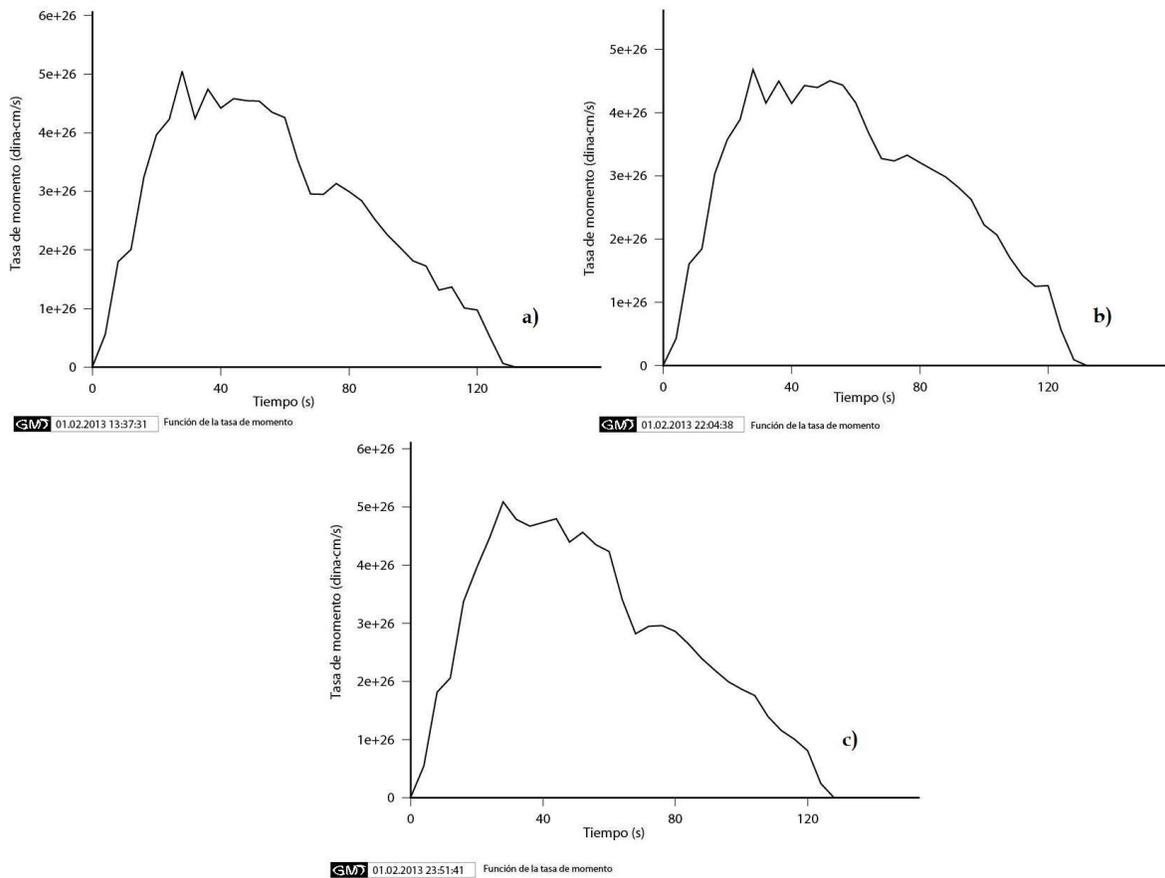


Figura 5.9 Comparación de la liberación de momento escalar durante el proceso de ruptura. La mayor diferencia se presenta en el momento de la máxima liberación (área resaltada con un círculo rojo). a) Función tasa de momento de la inversión de registros telesísmicos 1D. b) Función tasa de momento de la inversión de sismogramas 3D.

5.5 Comparación final. Similitudes y diferencias entre la inversión de sismogramas 1D, sismogramas 3D, inversión estática, inversión conjunta y modelo inicial.

En esta sección se realiza la discusión y análisis de los modelos obtenidos a partir de diferentes tipos de datos. El primer modelo (Figura 5.10a) se obtuvo con la inversión de los sismogramas obtenidos con un modelo de Tierra variante con respecto a la profundidad. El segundo modelo (Figura 5.10b) resultó de la inversión telesísmica de sismogramas calculados con un modelo de Tierra heterogéneo tanto en latitud como en longitud y profundidad. El tercer modelo (Figura 5.10c) es resultado de la inversión estática. El cuarto modelo (Figura 5.10d) presenta la inversión conjunta de sismogramas telesísmicos 3D y GPS. El último modelo es el objetivo, es decir, es el modelo inicial (Figura 5.10e).

En cualquiera de los modelos generados con el algoritmo FFF, se observa que el deslizamiento no presenta la misma distribución que el modelo inicial. Sin embargo, la inversión conjunta se asemeja mejor a este modelo inicial. En ambos casos, la región que sufre este mayor deslizamiento se encuentra dividida en dos zonas principalmente; la primera de ellas se ubica en la parte oceánica, frente a la costa de Acapulco de Juárez, extendiéndose hacia el noroeste hasta la Laguna de Mitla, en el municipio de Coyuca de Benítez. La segunda zona se encuentra a mayor profundidad en ambos modelos (Figura 5.10d y 5.10e), y abarca prácticamente la misma zona pero en continente. Por debajo del hipocentro, aproximadamente a una profundidad de 16 km, en ambos modelos también se presenta deslizamiento considerable. En el modelo inicial el movimiento alcanza los 9 m, mientras que en el modelo de la inversión conjunta el valor es de ~9 m, con lo cual se puede decir que esta zona presenta el mismo valor. Este movimiento afectaría a región de la Laguna de Chautengo, ubicada en Florencia Villareal, propagándose tierra adentro. Asimismo, existe una zona de muy poco movimiento que se delimita claramente en ambos modelos; se encuentra entre la Laguna de Tecomante, ubicada en San Marcos, y la Laguna de Chautengo. En esta región el movimiento del suelo podría ser de 1.5 m.

La inversión de datos telesísmicos 3D (Figura 5.10b) modela mejor el tamaño del deslizamiento, ya que el sismo hipotético generó deslizamientos máximos de 9.184 m, mientras que este modelo generó deslizamientos máximos de 9.0 m. A pesar de ello, la distribución del deslizamiento en el plano resulta por el modelo b) no se ajusta adecuadamente al modelo inicial.

De acuerdo a la información preliminar, el tiempo de ruptura del sismo fue de 70 s; pero con las diversas inversiones, el resultado es otro. Considerando las tres inversiones (Figura 5.11), el tiempo promedio de ruptura es de 115 s. En cuanto a la tendencia de la liberación del momento escalar, en los tres casos la forma que tomó fue prácticamente la misma; podemos decir que durante los primeros segundos de haber comenzado el evento, la liberación de la fuerza crece rápidamente hasta llegar a su máximo (~27 s). Durante el siguiente lapso de tiempo, que dura alrededor de 15 s, la tasa de momento presenta sus valores más altos (entre 4.5 y 4.7×10^{26} dina·cm/s) y posterior a los 42 s, la fuerza comienza a descender hasta llegar a cero habiendo transcurrido 115 s desde el inicio de la ruptura. Sin embargo, para la función de la tasa de momento de la inversión conjunta (Figura 5.11c), los valores más altos de la tasa de momento se presentan durante un periodo de tiempo ligeramente más grande, dura 23 s, 8 s más que en los caso de la inversión telesísmica.

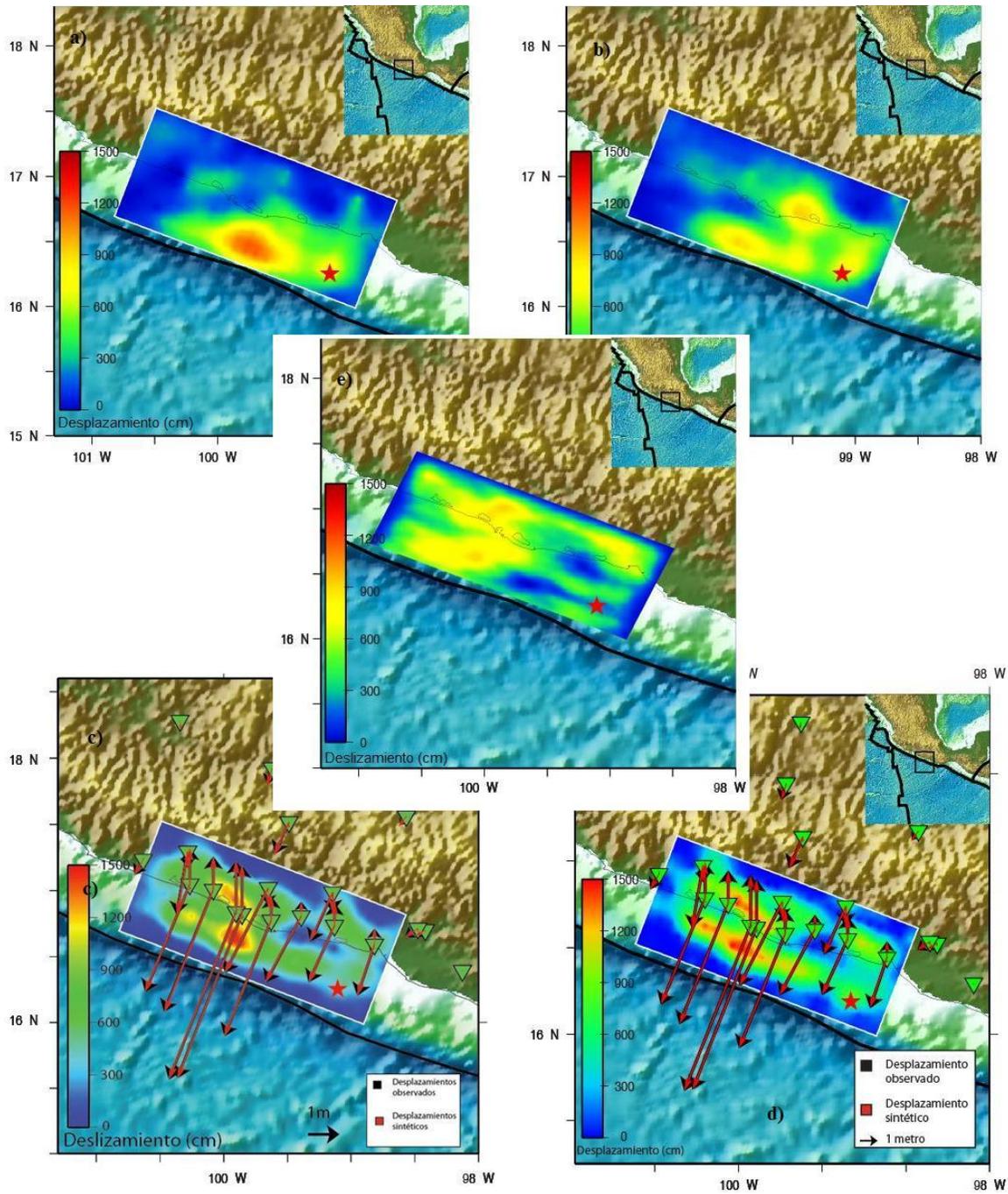


Figura 5.10 Se muestran todos los modelos obtenidos. a) Modelo óptimo generado con la inversión de datos telúsmicos 1D. b) Modelo óptimo generado con la inversión de datos telúsmicos 3D. c) Modelo generado a partir de la inversión estática de datos GPS. d) Modelo de la inversión conjunta de sismogramas 3D y GPS. e) Modelo objetivo.

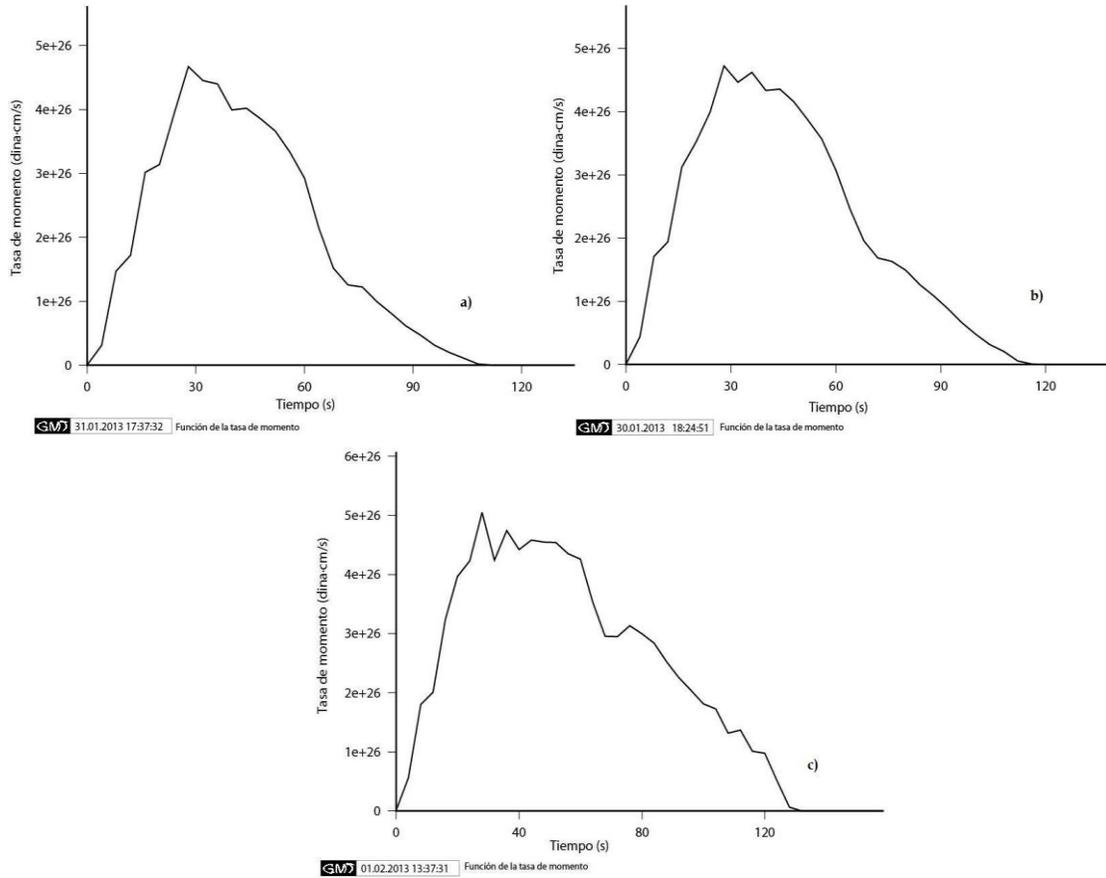


Figura 5.11 Se muestra la historia de la ruptura para cada inversión. a) Función tasa de momento obtenida con la inversión de sismogramas 1D. b) Función tasa de momento obtenida con la inversión de sismogramas 3D. c) Función tasa de momento generada a partir de la inversión conjunta.

CAPÍTULO 6

Conclusiones

Este proyecto de tesis constó de varias etapas. Desde el comienzo se contó con la geometría de la falla generada por el sismo hipotético; sin embargo, los sismogramas generados por este sismo (recordemos que fueron sismogramas sintéticos, los cuales se trataron como si fueran datos observados) presentaron ciertas complicaciones. Generar la forma de onda completa fue un proceso laborioso y complejo.

Para la obtención de los parámetros que describen la historia de la ruptura, se realizaron varias inversiones. Estas inversiones fueron muy variadas, es decir, se utilizaron diferentes tipos de datos para obtener varios resultados y así poder comparar entre ellos qué tipo de datos son los que generan el mejor y más detallado modelo sobre el deslizamiento en el plano de falla. Asimismo, de un mismo conjunto de datos, se obtuvieron diferentes modelos debido a los pesos que se les dieron al suavizamiento y momento escalar.

Lo que se desea es contar con la mayor información posible para poder obtener modelos óptimos que reflejen de manera más clara y detallada la historia de la ruptura; sin embargo, la mayoría de las veces esto no es posible, sobretodo si se desea entregar un resultado pronto de los parámetros que describen la ruptura. Entre más registros sísmicos se tengan sobre un sismo, mejor será el modelo de inversión obtenido, pero al mismo tiempo implica mayor tiempo para realizar la inversión.

En este trabajo de tesis se utilizaron registros telesísmicos y de observaciones GPS. Los modelos obtenidos con el análisis de este conjunto de

sismogramas, tanto de manera individual como conjunta, fueron buenos, cada modelo aportó cierta información del evento; y a pesar de que los resultados variaron entre ellos, en tres de los cuatro modelos pudimos apreciar la presencia de dos asperezas predominantes en la zona. La primera de ellas, que es la más somera, se evidencia en los 4 modelos obtenidos (inversión de sismogramas 1D, inversión de sismogramas 3D, inversión de datos GPS e inversión conjunta); mientras que la segunda, siendo más profunda, se muestra en 3 de los 4 modelos obtenidos (inversión de sismogramas 3D, inversión de datos GPS e inversión conjunta). Con esto podemos concluir que realizar la inversión de sismogramas calculados para una Tierra heterogénea únicamente en profundidad nos dará un modelo de deslizamiento bueno, pero, hasta cierto punto, incompleto, al cual se deberá de tratar con cierta cautela.

Viendo el modelo original, se muestra que si se diera la ocurrencia de un sismo con estas características, la región de la costa del Pacífico más afectada sería aquella que se encuentra en el estado de Guerrero, principalmente el área costera de los municipios de Coyuca de Benitez, Acapulco de Juárez y San Marcos. Los deslizamientos máximos podrían generar movimientos de hasta 14 m aproximadamente. La propagación de la ruptura podría durar hasta 115 s.

Las estaciones telesísmicas que fueron utilizadas presentaron una buena cobertura acimutal, lo que implicó una buena aportación de información para la obtención del deslizamiento. Por su parte, la distribución de las estaciones a escala regional o local que se tiene en esta parte del país es buena, realmente se tiene una cobertura detallada de esta zona.

A pesar de que no proporciona información sobre la historia de la ruptura, es posible tener un monitoreo constante sobre el movimiento que se genera en la zona de interés, para posteriormente obtener información sobre el deslizamiento total, permitiendo delimitar zonas de máximos o mínimos deslizamientos. De esta forma, el uso de datos GPS brinda información sobre la componente estática del desplazamiento, aportando mayor información al proceso de inversión.

El algoritmo de inversión utilizado, FFF, es una herramienta bastante robusta y que puede generar muy buenos resultados siempre y cuando se entienda la manera en que éste trabaja. El algoritmo es capaz de utilizar todo tipo de registros, ya sea de velocidad, aceleración, telesísmicos o bien, GPS. En un principio se planteó introducir el uso de registros de aceleración en este trabajo de tesis; sin embargo, estas opciones todavía no se encuentran completamente habilitadas para nuestro caso.

Anexos

A. Estaciones telesísmicas utilizadas.

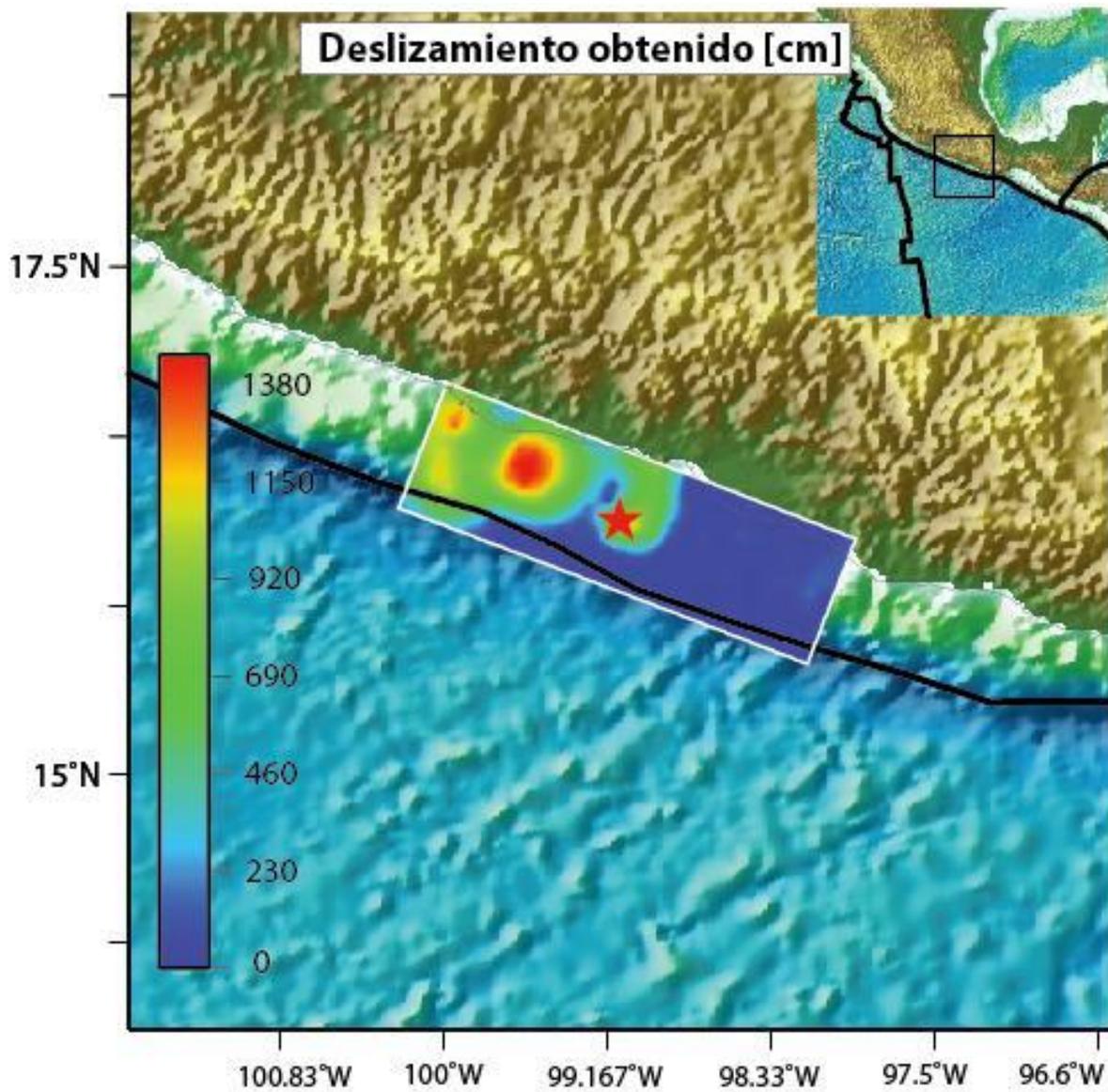
Se contó con los registros de 120 estaciones globales, de las cuales se muestra su ubicación geográfica en la siguiente tabla.

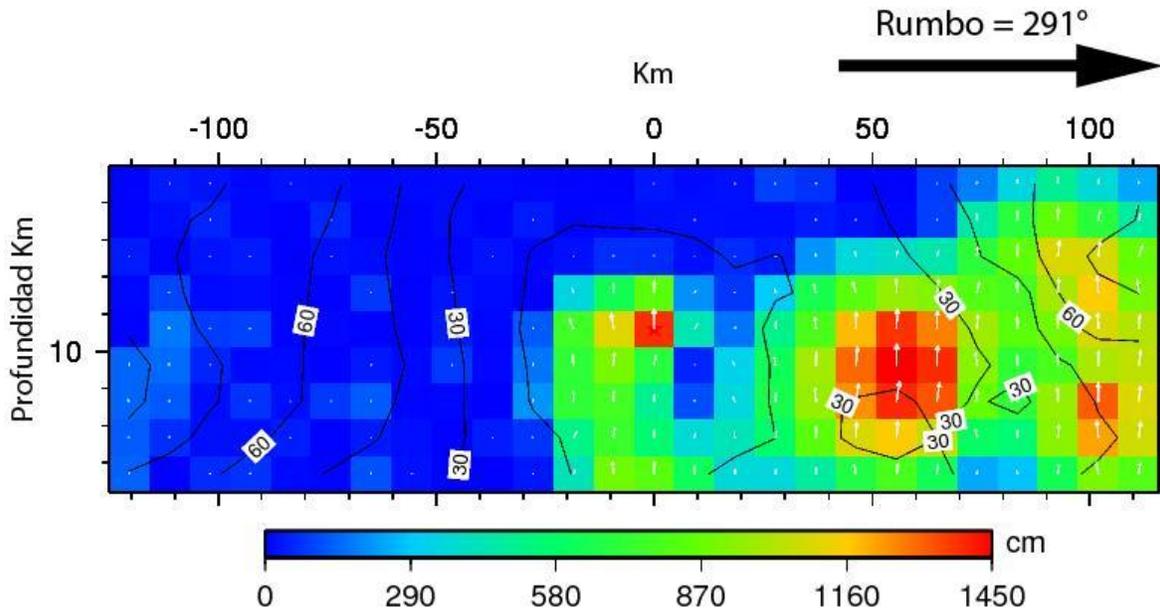
Estación	Longitud [°]	Latitud [°]									
AAK	74.494	42.639	SACV	-23.608	14.9702	KNTN	-171.71	-2.7744	SNZO	174.704	-41.308
ABKT	58.118	37.9304	SHEL	-5.7457	-15.958	KONO	9.5982	59.6491	SSPA	-77.887	40.6358
ABPO	47.229	-19.018	SUR	20.8117	-32.379	KOWA	-4.014	14.4967	TARA	172.922	1.3549
ALE	-62.35	82.5033	TAU	147.32	-42.909	LCO	-70.7	-29.011	TATO	121.497	24.9735
ARU	58.562	56.4302	TLY	103.643	51.6807	LSZ	28.1882	-15.277	TBT	-17.914	28.6794
ASCN	-14.36	-7.9327	UOSS	56.2042	24.9453	LVC	-68.911	-22.612	TIXI	128.866	71.6341
BFO	8.3311	48.3319	WRAB	134.36	-19.933	MA2	150.77	59.5756	TOL	-4.0485	39.8814
BORG	-21.32	64.7474	AAE	38.7656	9.0292	MAJO	138.204	36.5457	TRIS	-12.315	-37.068
BRVK	70.282	53.0581	ADK	-176.68	51.8823	MAKZ	81.977	46.808	TRQA	-61.978	-38.056
CMLA	-25.52	37.7637	AFI	-171.77	-13.909	MBWA	119.731	-21.159	TSUM	17.5838	-19.202
COCO	96.834	-12.19	ANMO	-106.45	34.9459	MIDW	-177.36	28.2155	ULN	107.053	47.8651
DGAR	72.452	-7.4121	ANTO	32.7934	39.868	MSKU	13.6116	-1.6557	WAKE	166.652	19.2834
EFI	-58.06	-51.675	BBSR	-64.696	32.3713	NAI	36.8037	-1.2739	XMAS	-157.44	2.0448
ERM	143.15	42.015	BILL	166.453	68.0653	NWAO	117.239	-32.927	YAK	129.68	62.031
ESK	-3.205	55.3167	BOCO	-74.043	4.5869	OTAV	-78.45	0.2376	YSS	142.76	46.9587
FFC	-101.97	54.725	CASY	110.535	-66.279	PAB	-4.3499	39.5446			
GAR	70.3167	39	CHTO	98.9443	18.8141	PAYG	-90.286	-0.6742			
HOPE	-36.487	-54.283	COLA	-147.86	64.8736	PET	158.649	53.0233			
KAPI	119.751	-5.0142	COR	-123.3	44.5855	PMG	147.159	-9.4047			
KDAK	-152.58	57.7828	CTAO	146.254	-20.088	PMSA	-64.048	-64.774			
KIV	42.6888	43.9562	DAV	125.579	7.0697	POHA	-155.53	19.7573			
KURK	78.6202	50.7154	FUNA	179.196	-8.5259	PTCN	-130.09	-25.071			
KWAJ	167.613	8.8019	FURI	38.6798	8.8952	PTGA	-59.966	-0.7308			
LVZ	34.6514	67.8979	GNI	44.741	40.148	QSPA	144.438	-89.928			
MBAR	30.7382	-0.6019	GRFO	11.2203	49.6909	RAIO	-122.88	46.0403			
MSEY	55.4792	-4.6737	GUMO	144.868	13.5893	RAO	-177.92	-29.245			
MSVF	178.052	-17.744	HNR	159.947	-9.4387	RAR	-159.77	-21.212			
NIL	73.2686	33.6506	HRV	-71.558	42.5064	RACB	-35.901	-5.8274			
NNA	-76.842	-11.987	INCN	126.623	37.4776	RSSD	-104.03	44.1212			
NRIL	88.4414	69.5049	JOHN	-169.52	16.7329	SAML	-63.183	-8.9489			
NVS	83.2346	54.8404	KBS	11.9385	78.9154	SBA	166.757	-77.849			
OBN	36.5674	55.1146	KEV	27.0035	69.7565	SDV	-70.634	8.8839			
PALK	80.7022	7.2728	KIEV	29.2242	50.7012	SFJD	-50.62	66.9961			
RAYN	45.5032	23.5225	KIP	-158.01	21.4233	SJG	-66.15	18.1091			
RPN	-109.33	-27.126	KMBO	37.2525	-1.1271	SLBS	-109.94	23.6858			

B. Tratamiento de los registros telesísmicos y locales.

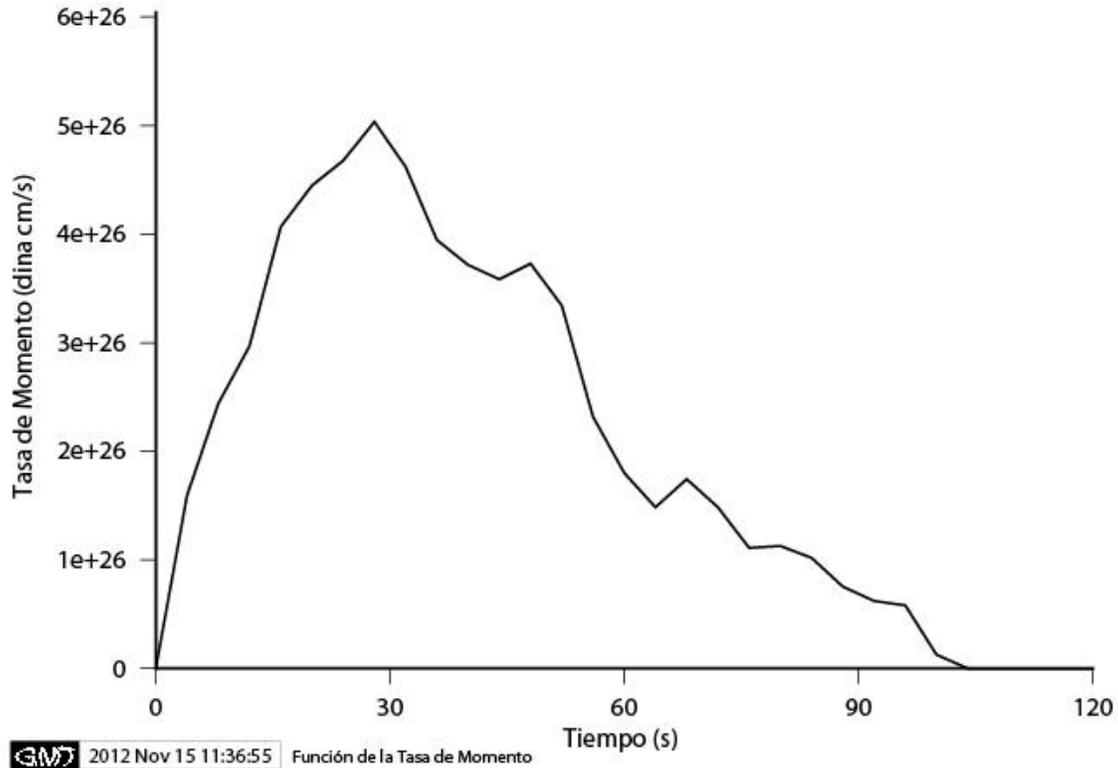
B.1 Inversión telesísmica de ondas superficiales 1D.

Se muestran los resultados de la primera aproximación obtenida de manera automática por el programa de inversión.



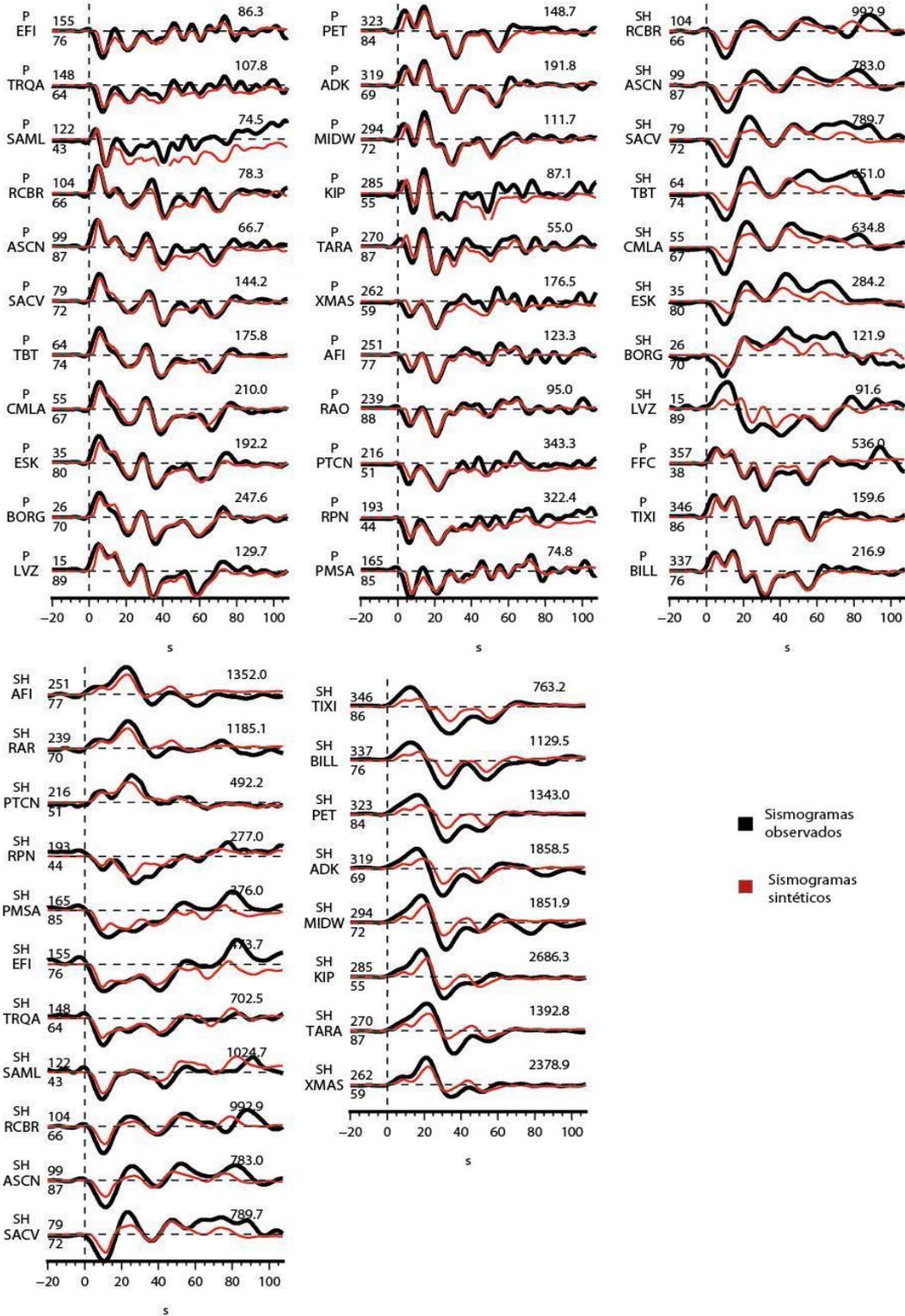


Sección transversal con vista hacia tierra adentro del plano de deslizamiento. Cada subfalla representa una parte de la historia de la ruptura indicando la dirección de su movimiento por medio de las flechas.



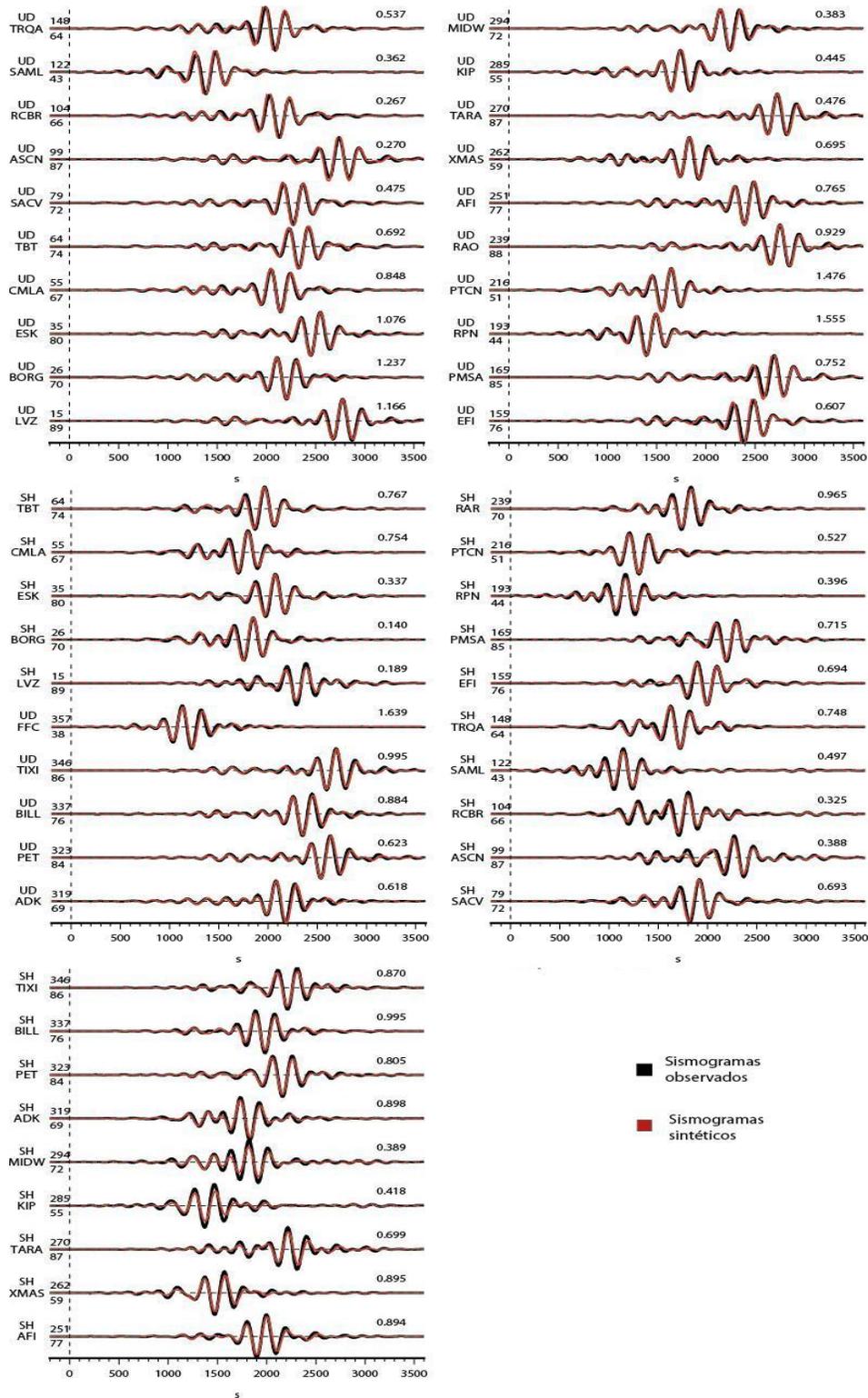
Gráfica de la tasa de momento con respecto al tiempo.

Ondas de cuerpo



Ajuste de los datos observados (negro) y sintéticos (rojo), solamente para ondas de cuerpo.

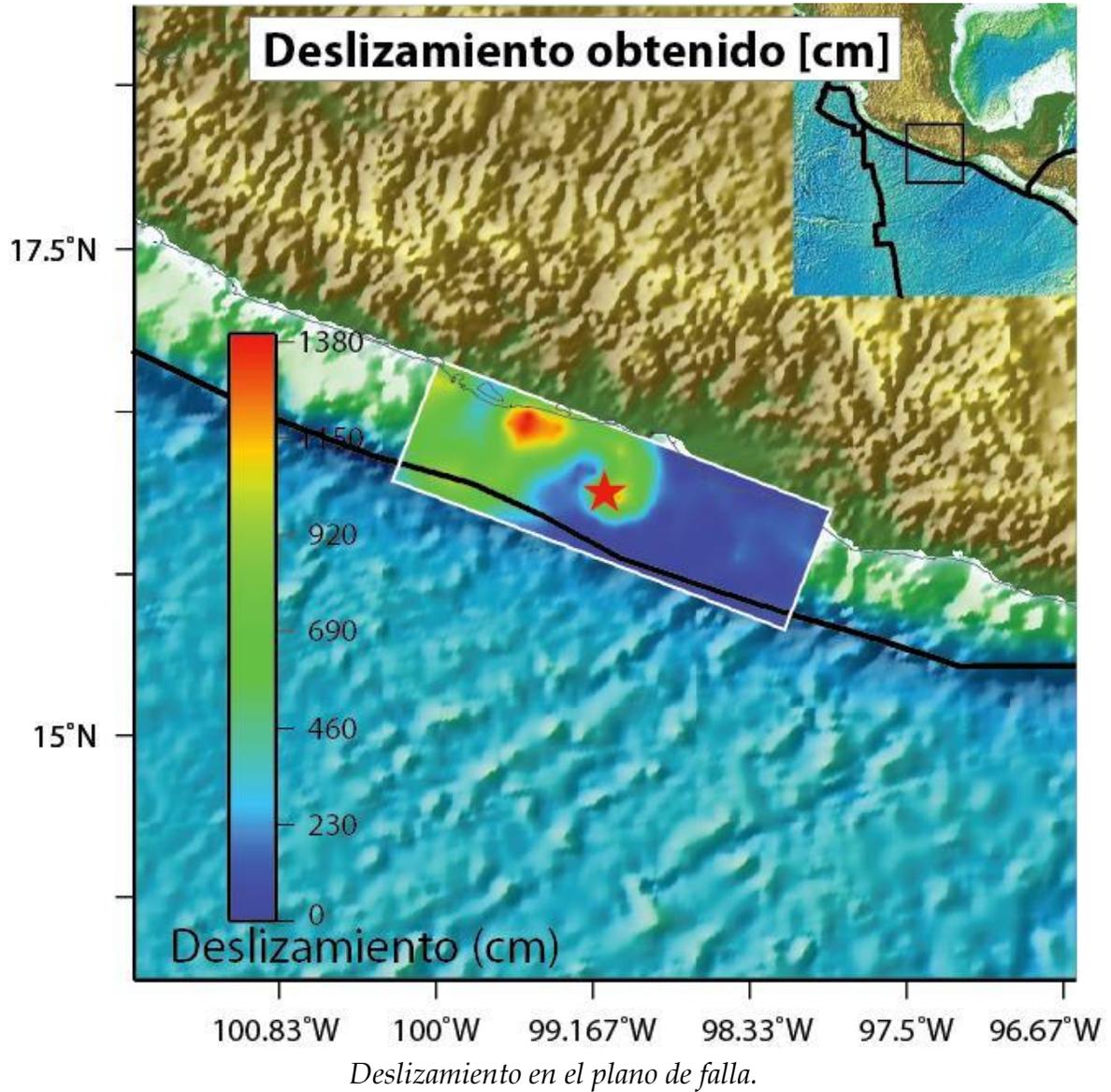
Ondas de superficie

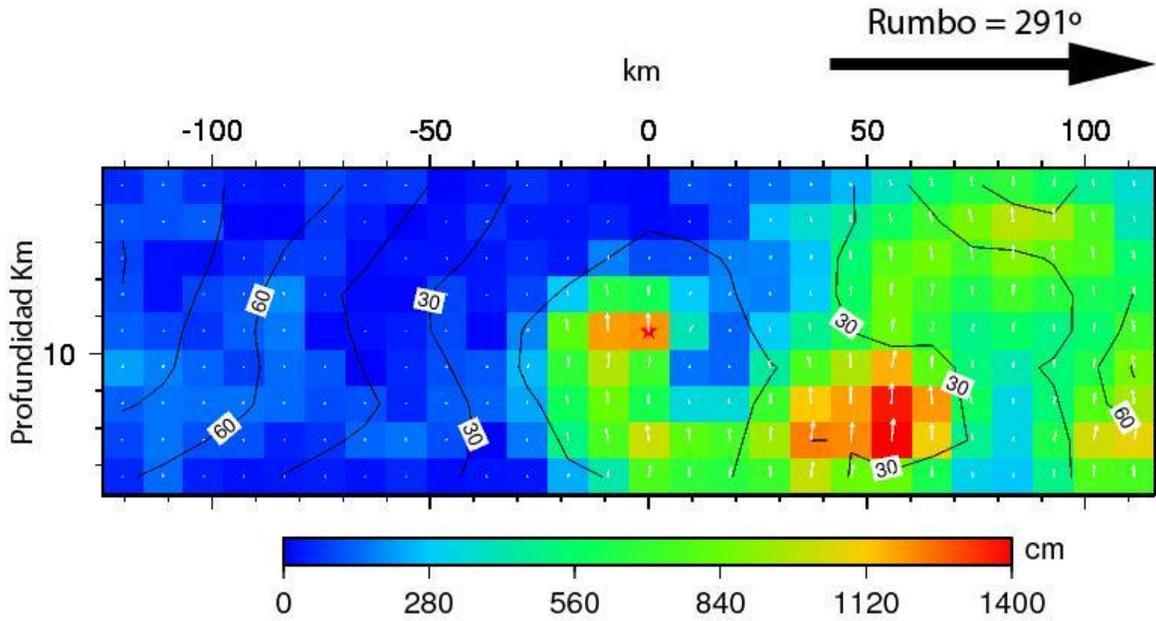


Ajuste de datos observados (negro) y sintéticos (rojo) de las ondas de superficie.

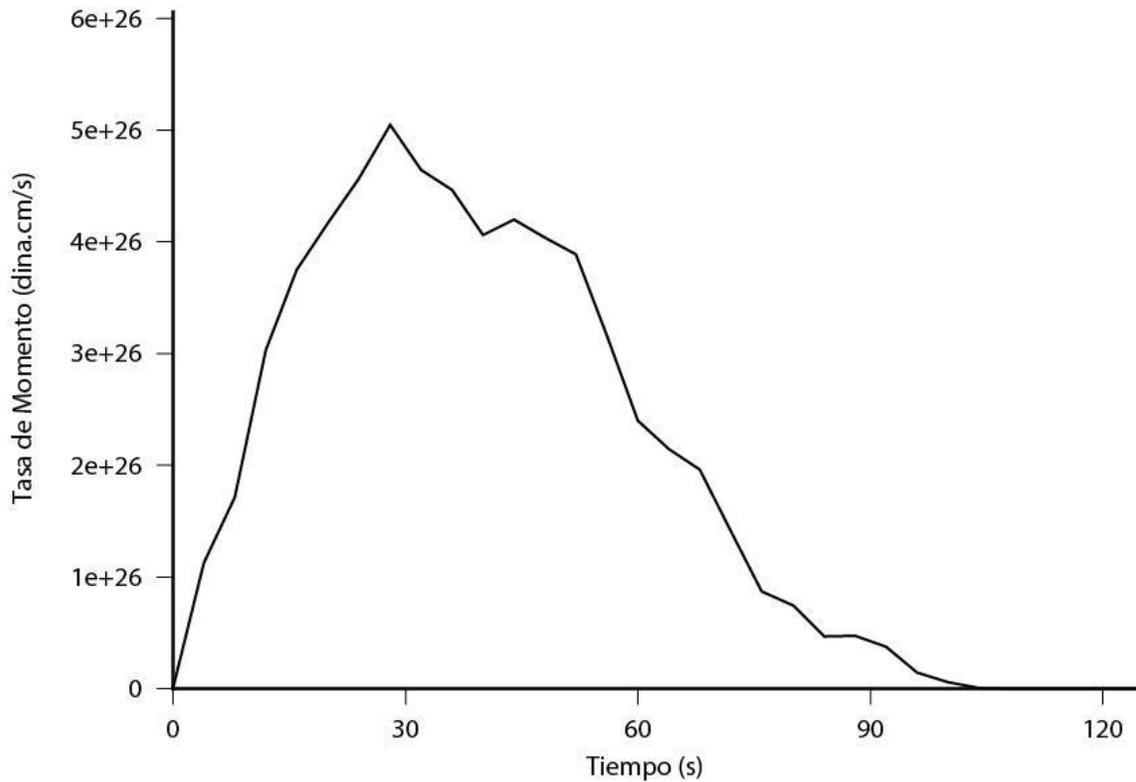
B.2 Inversión telesísmica de ondas superficiales 3D.

Se muestran los resultados de la primera aproximación obtenida de manera automática por el programa de inversión.





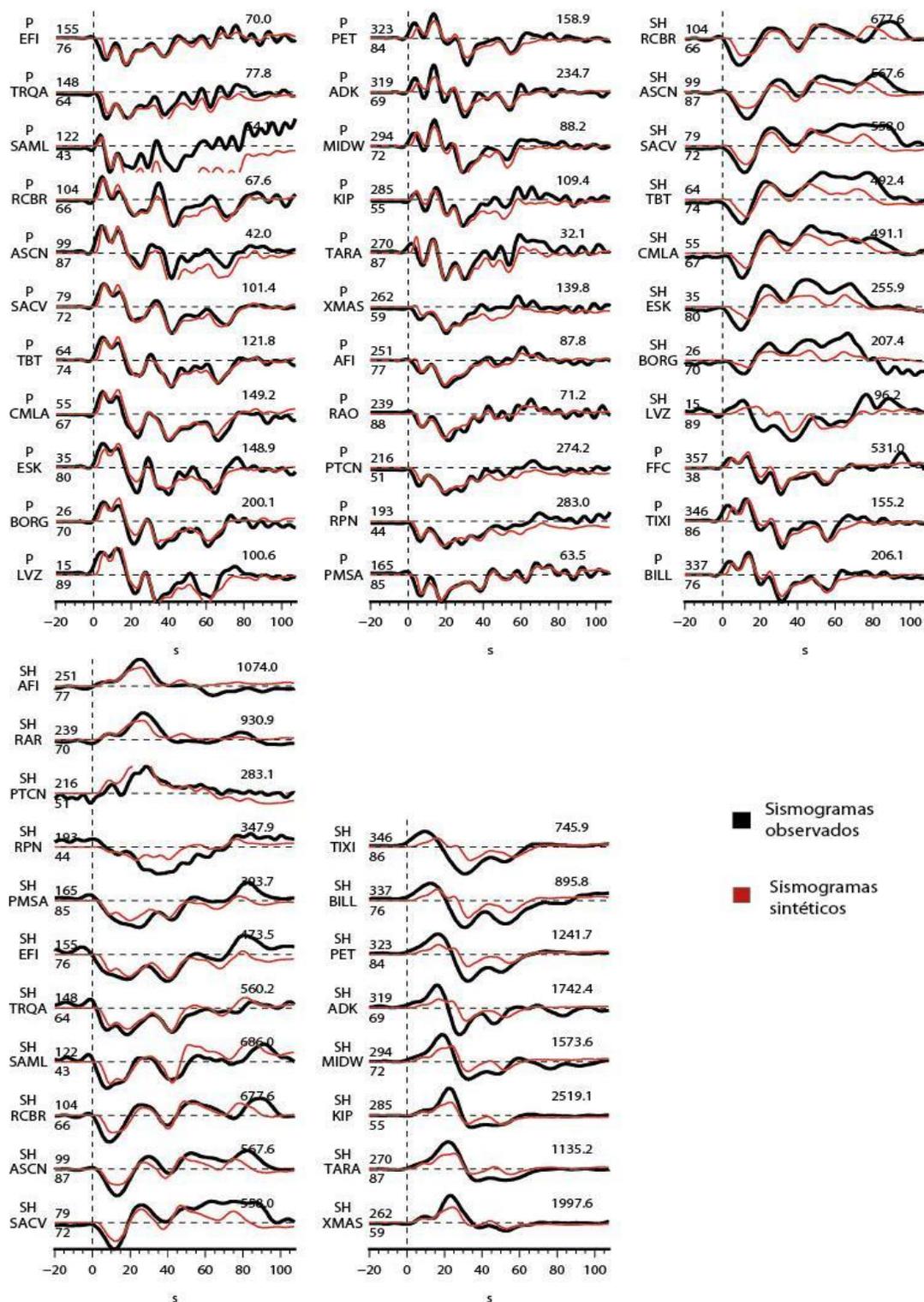
Sección transversal con vista hacia tierra adentro del plano de deslizamiento. Cada subfalla representa una parte de la historia de la ruptura indicando la dirección de su movimiento por medio de las flechas.



GMT 2012 Oct 24 09:21:15 Función de la Tasa de Momento

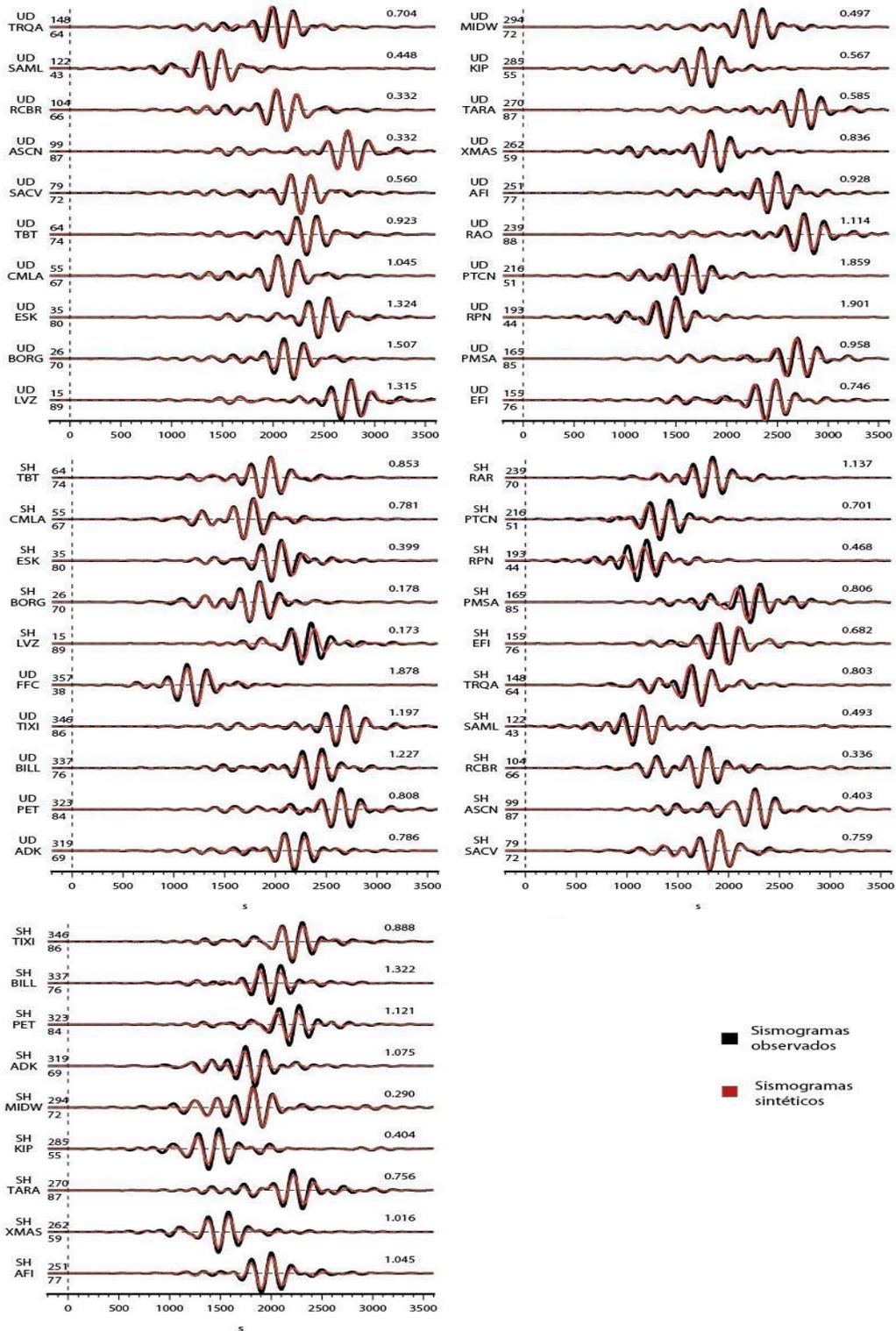
Gráfica de la tasa de momento con respecto al tiempo.

Ondas de cuerpo



Ajuste de los datos observados (negro) y sintéticos (rojo), solamente para ondas de cuerpo.

Ondas de superficie



Ajuste de datos observados (negro) y sintéticos (rojo) de las ondas de superficie.

B.3 Registros de desplazamiento (GPS).

En la siguiente tabla se muestra el total de estaciones que registraron movimiento de desplazamiento. Las estaciones de las cuales se utilizaron los 3 registros se encuentran encerradas en un rectángulo.

Estación	Longitud [°]	Latitud [°]	Estación	Longitud [°]	Latitud [°]
ACAP	-99.8567	16.8224	LNIG	-99.4658	24.8981
ACYA	-99.9029	16.8380	CMIG	-94.8842	17.0909
ANIG	-104.5207	21.0538	MEIG	-99.6197	17.9252
ARIG	-100.3437	18.2805	MMIG	-103.3457	18.2886
AYUT	-99.1453	16.9878	MRQL	-98.8172	16.5935
CALC	-102.7620	18.0792	OXIG	-96.7330	17.0727
CAIG	-100.2672	17.0485	OMTP	-98.4187	16.7004
CGIG	-107.9773	30.3652	PAPA	-101.0472	17.2727
CHAM	-105.0447	19.4981	PNIG	-98.1273	16.3928
CCIG	-92.1368	16.2819	SCIG	-91.1866	18.9670
COYU	-100.0811	17.0085	SLAC	-98.4748	16.7133
CPDP	-99.6281	16.7762	SLCR	-95.1968	16.1684
CZIG	-99.1313	16.7360	SANM	-99.3906	16.8069
DHIG	-99.0354	20.3004	SVDB	-100.2835	17.2956
DOAR	-99.6508	17.0211	TCPN	-100.6306	17.2342
HPIG	-105.6640	26.9368	TLIG	-98.5660	17.5620
HUIG	-96.1084	15.7692	UNIP	-99.1813	19.3127
PLIG	-99.5024	18.3920	YAIG	-99.0672	18.8623
LZCR	-102.1783	17.9394	ZIIG	-101.4654	17.6071
LAZA	-99.4866	17.5193			

B.4 Desplazamiento promedio obtenido con datos GPS.

Con el programa de MatLab® se obtuvo el desplazamiento promedio estático para cada estación. Los resultados obtenidos con este procedimiento se muestran a continuación.

Estación	Longitud[°]	Latitud [°]	Desp. EW [m]	Desp. NS [m]	Desp. ZZ [m]
ACAP	-99.8567	16.8224	-2.0545	-5.2189	1.5391
ACYA	-99.9029	16.8380	-2.1355	-5.3330	1.6204
ARIG	-100.3437	18.2805	0.0086	-0.2313	-0.0091
AYUT	-99.1453	16.9878	-0.7157	-1.5706	-0.6358
CAIG	-100.2672	17.0485	-1.4189	-3.4277	1.1706
COYU	-100.0811	17.0085	-1.5664	-3.8910	1.0518
CPDP	-99.6281	16.7762	-1.4841	-3.6948	0.7805
CZIG	-99.1313	16.7360	-0.8254	-1.8105	0.7267
DOAR	-99.6508	17.0211	-1.3834	-2.7085	-0.5600
PLIG	-99.5024	18.3920	-0.0690	-0.2494	0.0119
LAZA	-99.4866	17.5193	-0.4418	-1.0056	-0.0993
MEIG	-99.6197	17.9252	-0.1578	-0.5244	-0.0151
MRQL	-98.8172	16.5935	-0.5480	-1.6348	0.5095
OMTP	-98.4187	16.7004	-0.3207	-0.1944	-0.0924
PNIG	-98.1273	16.3928	-0.0251	-0.0197	-0.0350
SANM	-99.3906	16.8069	-1.1316	-2.1127	0.4681
SLAC	-98.4748	16.7133	-0.4089	-0.2713	-0.1277
SVDB	-100.2835	17.2956	-0.3525	-2.0035	-0.5334
TCPN	-100.6306	17.2342	-0.2906	-0.4955	0.1110
TLIG	-98.5660	17.5620	-0.2187	-0.3001	-0.0136

Referencias

- ❖ Bassin, C., L., Laske, and G. Master, (2000), The current limits of resolution for surface wave tomography in North America, *Eos Trans. AGU, Fall Meet. Suppl.*, 81, S12A-03.
- ❖ Boore, D.M., (1983), Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 6, 1865-1894.
- ❖ Campa, M. F., y Coney, P. J., (1983), Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 6, 1040-1051.
- ❖ Campillo, M., Singh, S. K., Shapiro, N., Pachecho, J. F., Hermann, R. B., (1996), Crustal structure south of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion, *Geofis. Int.*, 35, 4, 361-370.
- ❖ Coney, P. J., (1989), Structural aspects of suspect terranes and accretionary tectonics in western North America, *Journal of Structural Geology*, 11, No. 1/2, pp. 107-125
- ❖ Cotton, F., y Campillo, M., (1995), Frequency domain inversion of strong motions: Application to the 1992 Landers earthquake, *J. Geophys. Res.*, 100(B3), 3961-3975.
- ❖ Cruz-Atienza, V. M., Hjörleifsdóttir, V., Rocher, A., (2011), Simulando un Mw 8.2 en la brecha de Guerrero, *Geof. Int.*, #SE04-2.

- ❖ Cruz-Atienza, V. M., Hjörleifsdóttir, V., Rocher, A., (no publicado), Simulando un Mw 8.2 en la brecha de Guerrero, *RAUGM 2011*, México, presentación.
- ❖ Couch, R., y Woodcock, S., (1991), Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala, *J. Geophys. Res.*, 86(B3), 148-227.
- ❖ Dewey, J. W., y Suárez, G., (1991), Seismotectonics of Middle America open file rep: The geology of North America, Decade Map 1, Chapter 17.
- ❖ Dziewonski, A. M., y Anderson, D. L., (1981), Preliminary reference Earth model, *Phys. of the Earth and Planet. Int.*, 25, 297-356.
- ❖ Ekstrom, G., (1989), A very broad-band inversion method for the recovery of earthquakes source parameters, *Tectonophysics*, 166, 73-100.
- ❖ Fedotov, S. A., (1965), Regularities of the distribution of strong earthquakes in Kamchatka, the Kurile Islands and northeastern Japan, *Trans. Acad. Sci. USSR, Inst. Phys. Earth*, 36, 66-93.
- ❖ Geografía Secundaria, geoprofemarco.blogspot.mx/, (visitado 4 de junio de 2012).
- ❖ Hartzell, S. H., y Heaton, T. H., (1983), Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake, *Bull. Seism. Soc Am.* 73, 1553-1583.
- ❖ Havskov, J., y Alguacil, G., *Instrumentation in Earthquake Seismology*, Edit. Springer, Netherlands, 2010, 3° ed., pp.1-22, 63-67.
- ❖ Hjörleifsdóttir, V., Pérez-Campos, X., Iglesias, A., Cruz-Atienza, V. M., Allen, H., Denis, L., (2011), Proyecto para la preparación de la respuesta

- ante un gran terremoto en México: Introducción e Invitación, *Geof. Int.*, #SE04-1.
- ❖ Iglesias, A., Cruz-Atienza, V. M., Shapiro, N. M., Singh S. K., Pacheco, J. F., (2001), Crustal structure of south!central Mexico estimated from the inversion of surface wave dispersion curves using genetic and simulated annealing algorithms, *Geofis. Int.*, 40, 181-190.
 - ❖ Iglesias, A., (2004), Algunos eventos recientes asociados a la brecha sísmica de Guerrero: Implicaciones para la sismotectónica y el peligro sísmico de la región, Tesis doctoral, Instituto de Geofísica, UNAM, México.
 - ❖ Iglesias, A., Clayton, R. W., Pérez-Campos, X., Singh, S. K., Pacheco, J. F., García, D., Valdés-González, C., (2010), S wave velocity structure below central Mexico using hig-resolution surface wave tomography, *J. Geophys. Res.*, 115, B06307.
 - ❖ Ji, C., (no publicado), Fast Finite Fault (FFF) inversion software Package, Department of Earth Science and Earth research Institute, *Universidad de California*, Santa Bárbara, California. Comunicación personal.
 - ❖ Ji, C., Wald, D. J., Helmberger, D. V., (2002), Source description of the 1999 Hector Mine, California, earthquake, Part I: Wavelet domain inversion theory and resolution analysis, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 4, 1192-1207.
 - ❖ Ji, C., Wald, D. J., Helmberger, D. V., (2002), Source Description of the 1999 Hector Mine, California, Earthquake, Part II: Complexity of Slip History, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 4, 1208-1226.
 - ❖ Kelleher, J., Sykes, L., Oliver, J., (1973), Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean, *J. Geophys. Res.*, 78, 14, 2547-2583.

- ❖ Kikuchi, M., y Kanamori, H., (1991), Inversion of complex body waves-III, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81, 6, 2335-2350.
- ❖ Komatitsch, D., y Tromp, J., (2002a), Spectral-element simulations of global seismic wave propagation-I, *Geophys. J. Int.*, 149, 390-412.
- ❖ Komatitsch, D., y Tromp, J., (2002b), Spectral-element simulations of global seismic wave propagation-II, *Geophys. J. Int.*, 150, 303-318.
- ❖ Kostoglodov, V., y Pacheco, J. F., (1999), Un catálogo de sismos moderados y grandes ocurridos en México durante el siglo XX, Poster 100 años de sismicidad en México, *Instituto de Geofísica, UNAM*.
- ❖ Kostoglodov, V., Singh, S. K., Santiago, J. A., Franco, S. I., (2003), A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 15, 1807.
- ❖ Kramer, S. L., *Geotechnical Earthquake Engineering*, Edit. Prentice-Hall, USA, 1996, pp. 54-64, 308-310.
- ❖ Kustowski, B., Ekström, G., Dziewonski, A.M., (2008), Anisotropic shear-wave velocity structure of the Earth's mantle: A global model, *J. Geophys. Res.*, 113, B06306.
- ❖ Larson, K., Kostoglodov, V., Miyazaki, S., Santiago, J. A., (2007), The 2006 aseismic slow slip event in Guerrero, México: New results from GPS, *Geophys. Res. Letters*, 34 (L13309), 1-5.
- ❖ Lay, T., y Wallace, T. C., *Modern Global Seismology*, Edit. Elsevier, USA, 1995, pp. 174-192.

- ❖ Lee, et. al., International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. Part A, Edit. Elsevier, 2002, pp. 283-304.
- ❖ Lee, et. al., International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. Part B, Edit. Elsevier, 2003, pp. 937-966.
- ❖ Molnar, S., Cassidy, J. F., Dosso, S. E., Olsen, K. B., (2010), 3D ground motion in the Georgia basin of SW british Columbia for pacific northwest scenario earthquakes, *9th US National and 10th Canadian Conference on Earthquake Engineering 2010, Including Papers from the 4th International Tsunami Symposium 9*, 2010, pp. 7466-7475.
- ❖ Mallat, S., A Wavelet Tour of Signal Processing, Edit. Academic Press, San Diego, USA, 1998.
- ❖ Menke, W., Geophysical data analysis: Discrete inverse theory, Edit., Academic Press, USA, 1989, pp. 1-17.
- ❖ Nishenko, S. P., y Singh, S. K., (1987), Conditional probabilities for the recurrence of large and great interplate earthquakes along the Mexican subduction zone. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 2095-2114.
- ❖ Pacheco, J. F., y Singh, S. K., (2010), Seismicity and state of stress in Guerrero segment of the Mexican subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 115, B01303.
- ❖ Pardo, M., y Suárez, G., (1995), Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 100, 12, 357- 12,373.
- ❖ Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pacheco, J. F., Singh, S. K., Manea, V. C., Gurnis, M., (2008), Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L18303.

- ❖ Radiguet, M., Cotton, F., Vergnolle, M., Campillo, M., Walpersdorf, A., Cotte, N., Kostoglodov, V., (2012), Slow slip events and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico, *J. Geophys. Res.*, 117, B04305.
- ❖ Rothman, D. H. (1986), Automatic estimation of large residual statics corrections, *Geophysics*, 51, 337-346.
- ❖ Santamaría-Díaz, A., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., (2008), Deformaciones cenozoicas en la cobertura de la falla Caltepec en la región de Tamazulapam, sur de México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 3, 494-516.
- ❖ Sen, M., y Stoffa, P., (1991), Nonlinear one-dimensional seismic waveform inversion using simulated annealing, *Geophys.*, 56, 1624-1638.
- ❖ Sen, M., y Stoffa, P., (1996), Global optimization methods in geophysical inversion. *Advances in Exploration Geophysics, Elsevier Science*, 4.
- ❖ Shearer, P. M., *Introduction to Seismology*, Edit. Cambridge University, USA, 2009, 2° ed., pp. 39-50, 241-265, 321-330.
- ❖ Singh, S. K., y Mortera, F., (1991), Source-time functions of large Mexican subduction earthquakes, morphology of the Benioff zone and the extent of the Guerrero gap, *J. Geophys. Res.*, 96, 21487-21502.
- ❖ SSN: Servicio Sismológico Nacional, secre.ssn.unam.mx/SSN/Doc/Mx_sismo/ (visitado 4 de junio de 2012).
- ❖ Stein, S. y Wysession, M., *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*, Edit. Blackwell, 2003, pp. 215-269, 369-410, 415-427.

- ❖ Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G., David, C., (1990), Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico, *Nature*, 345, 336-338.
- ❖ Suárez, G., Logorría, J.P., Ponce, L., (1992), Preliminary crustal structure of the coast of Guerrero, Mexico, using the minimum apparent velocity of refracted waves, *Geofis. Int.*, 31, 247-252.
- ❖ Suárez, G., y Sánchez, O., (1996), Shallow depth of seismogenic coupling in southern Mexico: Implications for the maximum size of earthquakes in the subduction zone, *Phys. of the Earth and Planet. Int.*, 93, 53-61.
- ❖ Valdés, C., Meyer, R. P., Zúñiga, R., Havskov, J., Singh, S. K., (1982), Analysis of Petatlan aftershocks: Numbers energy release, and asperities, *J. Geophys. Res.*, 87, 8519-8527.
- ❖ Valdés-González, C., y Meyer, R. P., (1996), Seismic structure between the Pacific coast and Mexico City from the Petatlán earthquake ($M_s = 7.6$) aftershocks, *Geofis. Int.*, 35, 377- 401.
- ❖ Walpersdorf, A., Cotte, N., Kostoglodov, V., Vergnolle, M., Radiguet, M., Santiago, J.A., Campillo, M., (2011), Two successive slow slip events evidenced in 2010-2011 by a dense GPS network in Guerrero, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L15307.
- ❖ Yamada, M., y Ohkitani, K., (1991), Orthonormal wavelet analysis of turbulence, *Fluid Dyn. Res.*, 8, 101-115.
- ❖ Yomogida, K. (1994), Detection of anomalous seismic phases by the wavelet transform, *Geophys. J. Int.*, 116, 119-130.
- ❖ Zhao, L. S., y Helmberger, D. V., (1994), Source estimation from broadband regional seismograms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 91-104.