



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO**

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**Esquema simplificado de inversión
cinemática de la ruptura: Aplicación a
sismos en México**

Tesis que para optar por el grado de:

MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Presenta:

Oscar Alberto Castro Artola

Director de Tesis:

Dr. Arturo Iglesias Mendoza
Instituto de Geofísica, UNAM.

Jurado:

Dr. Francisco Sánchez Sesma
Instituto de Ingeniería, UNAM.

Dr. Carlos Mendoza
Centro de Geociencias, UNAM.

Dr. Arturo Iglesias Mendoza
Instituto de Geofísica, UNAM.

Dra. Vala Hjörleifsdóttir
Instituto de Geofísica, UNAM.

Dr. Miguel Ángel Santoyo
Departamento de Geofísica y Meteorología,
Universidad Complutense de Madrid

México, D.F., a enero de 2013



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Índice general

1. Introducción	3
1.1. Motivación	3
1.2. Tectónica Regional	4
1.3. Sismos Interplaca e Intraplaca.	5
1.4. Ciclo sísmico.	6
1.5. Estudios previos	7
2. Teoría	11
2.1. Fuente Sísmica	11
2.1.1. Fuente Cinemática	12
2.1.2. Modelo de Haskell y Directividad.	13
2.1.3. Espectro de la fuente.	15
2.2. Problema directo	17
2.3. Reparametrización	19
2.4. Teoría de Inversión	21
2.5. Esquema de Inversión: Cristalización Simulada	22
3. Metodo	25
3.1. Cálculo de las Funciones de Green	25
3.2. Procesamiento de los Datos	26
3.3. Cálculo del Problema Directo	27
3.3.1. Comprobación del Problema Directo	29
3.4. Inversión	30
3.4.1. Pruebas de Transparencia e Inversión Sintética	32
4. Resultados: Modelado del Sismo de Ometepec, Guerrero Mw=7.5	36
4.1. Antecedentes	36
4.2. Datos	37
4.3. Resultados	38
5. Discusión	44
6. Conclusiones	49

Resumen

Con efecto de obtener alguna información del proceso de ruptura de sismos intermedios y grandes, se han propuesto esquemas de inversión de formas de onda en los que se considera algún grado de complejidad de la geometría de la falla y del proceso cinemático de la ruptura.

Por otro lado, se ha venido cuestionando la resolución de los parámetros en el proceso inverso. En la literatura se pueden encontrar resultados prácticamente contradictorios para el mismo sismo usando diferentes formulaciones. Por estas razones, recientemente, se han propuesto esquemas simplificados del proceso de ruptura, que si bien no proporcionan detalles de la misma, sí pueden recuperar sus características generales.

En este trabajo se propone una modificación del esquema propuesto por Cotton y Campillo (1995), donde, a diferencia de considerar el problema como una “inversión tomográfica del proceso de ruptura” se invierten las características generales suponiendo geometrías simplificadas (elipses).

Con base en el trabajo citado, el problema directo es reparametrizado incluyendo dos elipses en las cuáles se distribuye el desplazamiento máximo. Para cada elipse se invierte su posición dentro del plano de falla, semieje mayor, semieje menor, ángulo de rotación, un parámetro que controla el ancho de la distribución y el deslizamiento máximo en el centro de la elipse. También hay posibilidad de invertir la velocidad de ruptura y el tiempo de ascenso.

Debido a la no linealidad del problema, el esquema de inversión utilizado es cristalización simulada. Como ejemplo se modela el plano de falla del sismo de Ometepec del 20 de marzo de 2012 con $M_w=7.5$ y profundidad de 20 km, el cuál es uno de los sismos interplaca, de gran magnitud y bien registrado. Los resultados obtenidos permitirán evaluar su posterior implementación rutinaria a sismos ocurridos en territorio mexicano.

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación

El estudio de los fenómenos físicos siempre ha cautivado al ser humano, ya sea por sus espectaculares demostraciones de fuerza, por los hermosos escenarios o por las consecuencias que éstos generan. Principalmente son estas últimas la que más preocupan; en tiempos recientes hemos sido testigos de la capacidad destructiva que tiene un sismo y de las terribles implicaciones que llegan a tener. Por esto el estudio del fenómeno sísmico es de gran importancia.

El desarrollo de la electrónica y la computación han contribuido a mejorar el entendimiento del fenómeno sísmico. Los aparatos modernos de medición (sismógrafos, acelerómetros, GPS, etc) ayudan a analizar y comprender parte de lo que sucede en un sismo. Además del desarrollo tecnológico, las técnicas matemáticas y la buena planificación de redes sismológicas ayudan a aclarar muchos aspectos geofísicos del fenómeno sísmico.

La determinación precisa de las réplicas puede ayudar a establecer el plano de falla o a determinar la relación que hay entre estas y los deslizamientos en éste. Así mismo, el mapeo y análisis de hipocentros (latitud, longitud y profundidad) a nivel mundial nos ayuda a tener una imagen más clara de la tectónica de placas. Estos dos ejemplos requieren de redes sismológicas capaces de registrar debidamente los sismos; conocer con exactitud los datos permite tratarlos matemáticamente con más precisión acentuando la capacidad de llegar a resultados más fidedignos. Por tanto es de vital importancia la planeación de redes con los instrumentos adecuados para cumplir con el objetivo deseado.

En este trabajo se propone un esquema de inversión para determinar los parámetros cinemáticos de la fuente. También surge por la necesidad de saber, como primera aproximación, algunos parámetros cinemáticos que rigen el estado de esfuerzos dentro de las placas lo cual ayuda a entender el estado del ciclo sísmico.

1.2. Tectónica Regional

México experimenta las consecuencias de que cinco placas tectónicas (Rivera, Pacífico, Cocos, Norteamérica y Caribe) interactúen dentro de su territorio. En el noroeste del país, la placa de Norteamérica y del Pacífico tienen un límite transformante que da inicio a la familia de fallas de San Andrés en la que la placa del Pacífico tiene un movimiento hacia el noroeste con respecto a la de Norteamérica, provocando sismos de fallamiento derecho que pueden alcanzar magnitudes considerables. Un ejemplo es el sismo de Cucapah-El Mayor ocurrido el 4 de abril de 2010 cuya magnitud reportada por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) fue 7.2. Por otra parte, en el centro del país, las costas del Pacífico son testigos de un límite convergente entre las placas de Norteamérica y Cocos que tiene como consecuencia sismos interplaca de gran magnitud. Tal es el caso del sismo de falla inversa ocurrido en las costas de Michoacán el 19 de septiembre de 1985 cuya magnitud de momento fue 8.0 según el catálogo del GCMT (Global Centroid Moment Tensor, por sus siglas en inglés) . Al sureste del país, en la frontera con Guatemala se encuentra otro límite convergente, donde la placa de Cocos subduce a la placa del Caribe teniendo como resultado sismos de gran magnitud (Suárez y Albiní (1999)).

La consecuencia del movimiento de las placas es evidente en los límites de las mismas debido a que en estas zonas los sismos son más frecuentes por lo tanto las grandes deformaciones se acumulan. Además, existen rasgos característicos de cada límite entre placas que dan origen a diferentes tipos de sismos. Por ejemplo, en un límite transformante existen fallas de deslizamiento lateral (derecho o izquierdo), de las cuales muchas son fallas superficiales lo que hace que el riesgo para poblaciones cercanas sea a veces mayor que un sismo más profundo.

Por otra parte, cuando existe un límite convergente entre una placa oceánica y una continental, la placa de mayor densidad subducirá a la otra. Cuando la placa subducida alcance una profundidad de 100 km aproximadamente, la presión y la temperatura comenzarán a crear cambios de estado ocasionando que la corteza oceánica se funda y comience a subir a superficie haciendo que se forme un arco volcánico paralelo a la zona de subducción. Ésto ocurre en la mayoría de zonas de subducción en el mundo. México es una excepción ya que la Faja Volcánica Trans Mexicana (FVTM) es casi perpendicular a la zona de subducción (Fig: 1.1) entre las placas Norteamérica y Cocos. Ésto hace que exista una actividad sísmica asociada al volcanismo por lo que es de vital importancia un monitoreo constante de estas zonas no sólo en el límite sino también hacia el centro de la placa.

En un límite divergente, en donde dos placas se alejan mutuamente, existe también una actividad volcánica asociada. Es ésta la que se encarga de empujar las placas en diferentes direcciones, otro mecanismo es el efecto que tiene la placa al ser subducida y jala la placa. Al ser corteza oceánica y estar relativamente cerca del manto caliente, flujos de magma ascienden entre las dos placas ejerciendo presión sobre ellas y empujándolas hacia direcciones opuestas. Un ejemplo es la Dorsal Oceánica del Atlántico Medio (DOAM) que es la encargada de empujar a la placa de Norteamérica hacia el Oeste y a Eurasia hacia el Este. En México, al Sureste de la Península de Baja California, en frente de las costas de Nayarit y Sinaloa, está la

Dorsal de la placa Rivera con Pacífico. Esta zona aporta uno de los mecanismos que ayuda a generar esfuerzos en la familia de fallas de San Andrés, que comienza al norte del Golfo de California, así como contribuye a la zona de subducción de la placa Rivera con Norteamérica.

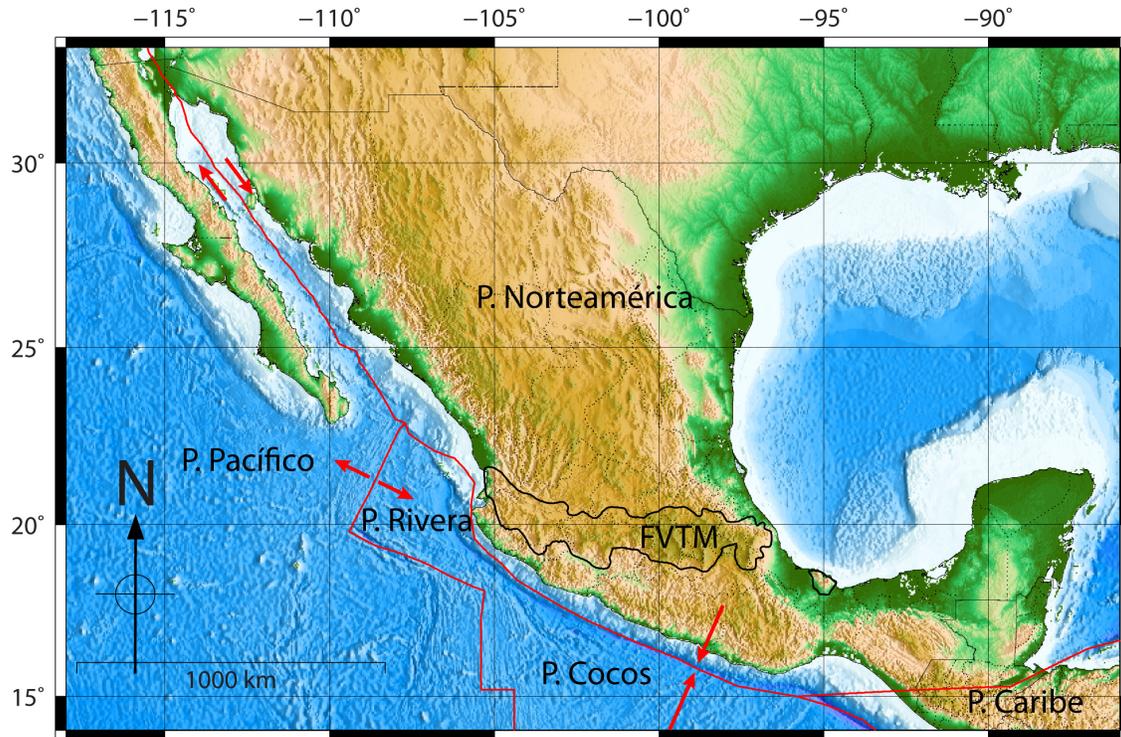


FIGURA 1.1: Mapa tectónico de México donde se muestra la distribución de las placas tectónicas, la Faja Volcánica Trans Mexicana (FVTM) y en flechas rojas las diferentes direcciones de movimiento entre las placas.

1.3. Sismos Interplaca e Intraplaca.

Los sismos más frecuentes son aquellos que se originan en el contacto entre placas tectónicas. Se les denomina sismos interplaca y entre ellos están aquellos con las mayores magnitudes registradas. Al graficar el epicentro de todos los sismos que ocurren en la Tierra es posible obtener una imagen de los límites de las placas tectónicas, si se analiza la profundidad, la magnitud y el mecanismo focal se puede discriminar con certeza el tipo de régimen tectónico de cada zona. Se sabe que los sismos con mayores magnitudes registrados son aquellos que suceden en las zonas de subducción (límite convergente). Éstos se caracterizan por ser de falla inversa, en el que el bloque de piso (placa subducida) se desliza por debajo del bloque de techo (placa cabalgante arriba), y por no tener una profundidad mayor a 40 km (*Stein y Wyession (2003)*). Debido a la geometría de la tectónica regional, estos sismos pueden ocurrir en las costas del Pacífico mexicano. La historia reciente ha registrado las terribles consecuencias que éstos han tenido para el país y la importancia de su estudio. Por otra

parte, los sismos interplaca que suceden en los límites transformantes son de fallamiento lateral, de menor profundidad y menor magnitud aunque no menos peligrosos; al estar más cerca de la superficie, si ocurren cerca de una población el riesgo es mayor. Por último, los sismos interplaca característicos de un límite divergente presentan fallas normales y no han mostrado grandes magnitudes y sus profundidades no son mayores a los 30 km.

Los sismos intraplaca son aquellos que ocurren en el interior de una placa tectónica debido a la complejidad del estado de esfuerzos dentro ésta. Por lo que éstos pueden ser someros o profundos, de baja o gran magnitud, de falla normal, inversa o transformante. Es decir, la complejidad del estado de esfuerzos será la responsable del comportamiento de un sismo intraplaca. Un sismo intraplaca puede llegar a ser tan destructivo como un sismo de subducción debido a la cercanía que puede tener con poblaciones. Pueden estar asociados a zonas de fracturas existentes, a zonas volcánicas, etc. La determinación del Tensor de Momento Sísmico (TMS) así como la discriminación del plano de falla en un sismo intraplaca pueden arrojar luz al estado local de esfuerzos así como a la determinación del estado del ciclo sísmico.

1.4. Ciclo sísmico.

El ciclo sísmico se refiere a la observación temporal de sismos en una falla. Este ciclo está basado en los conceptos de *stick-slip* y del rebote elástico. El concepto de rebote elástico nos dice que las partes más alejadas de la traza de una falla se moverán a una tasa mayor que las partes cercanas a la traza, las partes cercanas no se moverán debido a que la falla está trabada y acumulando esfuerzo. Cuando el esfuerzo excede el límite máximo que soporta sin ruptura, la falla rompe y las partes cercanas a la traza que estaban trabadas se liberan y se mueven: este es el momento en el que ocurre un sismo. Por otra parte el concepto de *stick-slip* se refiere al ciclo en el que se acumula esfuerzo para después ser liberado; si se imagina un bloque pesado con una liga atada, cuando se jala la liga se irá acumulando esfuerzo en la base del bloque, cuando los esfuerzos sean mayores que la fricción entre el piso y el bloque, éste se delizará. Si se sigue jalando la liga el ciclo continuará.

El ciclo sísmico es similar. En él existen tres etapas diferentes: etapa intersísmica, cosísmica y postsísmica. La etapa intersísmica es la de mayor duración. En ésta el contacto de la falla está trabado, este mecanismo es el que se encarga de acumular los esfuerzos en los límites de las placas tectónicas, teniendo el mayor desplazamiento en las partes más lejanas al contacto entre las placas. Pueden ocurrir sismos silenciosos o *slow slip events* (SSE, por sus siglas en inglés), que son movimientos relacionados con las zonas de subducción en los cuales no existe una irradiación de ondas sísmicas lo que ocasiona que sean invisibles para los sismógrafos y acelerógrafos aunque no escapan a mediciones de GPS en las cuales se mide el desplazamiento relativo entre dos puntos. Algunos estudios, *e.g. Marquez-Azua y DeMets* (2009) y *Brudzinski et al.* (2007), apuntan a que este tipo de mecanismos permiten descargar esfuerzos y proponen a este tipo de eventos como otra etapa del ciclo sísmico. De cualquier forma está claro que afectan significativamente el estado del ciclo.

Por otro lado, la etapa cosísmica es la más rápida ya que es el sismo mismo. En ésta el movimiento es de corta duración, con un desplazamiento relativamente alto que en poco tiempo alcanza al movimiento que venía acumulándose en la placa durante muchos años. Esta etapa es generadora de ondas sísmicas por lo que puede ser registrada a cientos de kilómetros de distancia. Por último, la etapa postsísmica ocurre después del evento principal, las réplicas forman parte de esta etapa, al terminar el proceso de réplicas comienza la etapa intersísmica haciendo la falla se bloquee de nuevo y empiece a acumular esfuerzos.

Es así como el ciclo sísmico rige el comportamiento de la sismicidad regional. En México su estudio se ha incrementado gracias al desarrollo de redes de GPS (*Kostoglodov et al.* (2003)). El estudio de la sismicidad regional, así como determinación de parámetros de fuente brindan luz al ciclo sísmico, es por esto que el presente trabajo apunta en la dirección del mejor entendimiento del ciclo sísmico.

1.5. Estudios previos

El estudio de los parámetros cinemáticos (velocidad de ruptura, deslizamiento máximo, tiempo de ruptura, tiempo de ascenso, etc) ha sido de gran importancia en el avance de la comprensión de la fuente sísmica. Éstos brindan información de efectos de directividad que afectan amplitudes en ciertas zonas. También son utilizados para realizar estudios de transferencia de esfuerzos de Coulomb y se relacionan con la distribución de las réplicas de un temblor entre otras cosas.

Existen numerosos trabajos que analizan parámetros cinemáticos de la ruptura, sin embargo siguen siendo muchas las incógnitas que hay respecto a ellos. Quizás el principal problema asociado es la no unicidad, problema discutido en diversos trabajos (e.g. *Das y Kostrov* (1990), *Das y Kostrov* (1994), etc). Como consecuencia, se pueden hacer diferentes suposiciones basadas en información *a priori* que ayuden a estabilizar la solución. En sentido estricto la no-unicidad es la característica de un problema en tener más de una solución, es decir, más de un modelo de parámetros explican de igual manera los datos. En el caso de la inversión, la no-unicidad se refleja en que diferentes combinaciones de parámetros tienen el mismo desajuste. En problemas reales en la naturaleza, la incertidumbre en la medición de los datos se propaga hacia la determinación de los parámetros y el problema de la no-unicidad se agrava ya que el número de soluciones estadísticamente válidas aumenta.

Existen diversos estudios sobre restricciones del problema inverso (e.g. *Das y Kostrov* (1990), *Hartzell y Heaton* (1983), etc) mostrando que se puede reducir la no unicidad sin lograr eliminarla por completo. Algunas de estas suposiciones o restricciones están hechas con base en el conocimiento de la mecánica de la ruptura así como en información *a priori* como puede ser la geometría de la falla, el momento sísmico liberado o la dirección del vector deslizamiento. Aún tomando en cuenta las restricciones sobre la mecánica de la ruptura y la información *a priori* muchas veces persiste incertidumbre relevante en los parámetros obtenidos.

En el análisis de las soluciones de los parámetros cinemáticos, *Olson y Apsel (1982)* proponen que para que una solución sea aceptable debe cumplir los siguientes puntos:

1. La solución debe explicar los datos.
2. La solución debe ser físicamente razonable.
3. Si hay más de una solución satisfactoria, será indispensable incluir información adicional.

Estos autores mencionan que las primeras dos condiciones sólo contribuyen a encontrar un modelo realista que ajuste los datos, sin embargo pueden existir muchos modelos de igual ajuste, por lo que ellos dividen la solución en dos partes: estable y no estable. La parte inestable de los datos aporta detalles en la distribución que no afecta en gran medida a los datos. La parte estable de la solución es la parte recuperada por los datos, es decir, son las características más notorias de la solución. Si una cantidad arbitraria de la parte inestable es agregada a la parte estable de la solución, el ajuste no se verá afectado. Esto recalca la necesidad de obtener soluciones simples que cumplan los tres puntos mencionados.

Algunos trabajos relevantes para esta tesis son el de *Couorboulex et al. (1997)* quienes realizaron un estudio para encontrar las características del proceso de ruptura mediante el uso de funciones empíricas de Green (FEG). Ellos usaron ondas superficiales para obtener funciones de tiempo de la fuente aparentes y mediante un análisis de éstas determinaron la directividad causada por el evento de Colima-Jalisco, México en 1995. A su vez, *Mendoza y Hartzell (1999)* hacen un análisis de ondas P provenientes de datos telesísmicos de banda ancha. Mediante un esquema de inversión (propuesto por *Hartzell y Heaton (1983)*) recuperan el patrón de deslizamiento dentro del plano de falla.

En este trabajo de tesis se reparametriza el problema directo propuesto por *Cotton y Campillo (1995)* mediante el uso de parches elípticos. Esta idea fue implementada por primera vez por *Vallée y Bouchon (2004)* para poder encontrar un modelo simplificado de la fuente utilizando datos telesísmicos. Ellos argumentan el uso de estos parches de la siguiente manera:

De acuerdo con trabajos como *Ihlmé y Ruegg (1997)* y *Thatcher (1990)*, las características más notorias de las formas de onda son producto de las zonas de mayor deslizamiento dentro del plano de falla. Por lo tanto es una de las características de la fuente que tiene mejor resolución. La reparametrización permite disminuir drásticamente el número de parámetros a invertir. No se necesita una constante de suavizado y es posible aumentar el tamaño de la falla sin que afecte los resultados. Con un modelo de parches elípticos resaltan los detalles a gran escala del proceso de ruptura como son: dirección preferencial de deslizamiento, deslizamiento máximo y zonas de mayor deslizamiento.

Vallée y Bouchon (2004) utilizan ondas P y SH de datos telesísmicos para recuperar el modelo cinemático de la fuente. Deconvolucionan el evento principal con FEG para recuperar la función relativa de tiempo de la fuente. Usando como esquema de inversión el

Algoritmo de Vecindario (*Neighborhood Algorithm*, Sambridge (1999)) con datos de ondas P y SH y funciones relativas de tiempo de la fuente, obtienen los modelos cinemáticos para los sismos de Izmit, Turquía en 1999 y Colima-Jalisco, México en 1995. Por otro lado, *DiCarli et al.* (2010) utilizan el método de parches elípticos para modelar primero una inversión cinemática cuyo modelo encontrado se utilizó como entrada para una inversión dinámica de la fuente. Utilizan datos de dos redes acelerométricas en Japón con el fin de encontrar parámetros mecánicos del sismo de Tottori, Japón de 2000. *Peyrat et al.* (2010) hicieron un análisis cinemático con parches elípticos del sismo de Tocopilla, Chile en 2007. Usando datos de movimientos fuertes y telesísmicos fueron capaces de recuperar la distribución de deslizamiento sobre el plano de falla. Usando el método de *Kikuchi y Kanamori* (1991), para la inversión de ondas de cuerpo telesísmicas, describieron la distribución de deslizamiento en la falla, la cuál concuerda con los resultados de una inversión usando datos de movimientos fuertes. También hacen un estudio para analizar la distribución espacial de réplicas asociadas con la transferencia de esfuerzos de Coulomb.

El esquema de parches elípticos se presenta como una solución simplificada para un modelo cinemático. Según el principio metodológico de la Navaja de Ockham (*Ariew* (1976)), si existen dos soluciones en igualdad de condiciones, la explicación más sencilla tiene mayor probabilidad de ser verdadera. Esto no quiere decir que un modelo de parches elípticos sea la realidad en una ruptura, pero es un modelo sencillo que explica los datos y el régimen tectónico de buena manera. Trabajos previos (*Vallée y Bouchon* (2004), *DiCarli et al.* (2010), *Peyrat et al.* (2010) y *Twardzik et al.* (2011)) muestran que la caracterización de la fuente sísmica a través de parches elípticos puede ser una buena representación para explicar las características más generales en el proceso de ruptura. En estos trabajos se discute que los modelos cinemáticos para un mismo sismo suelen tener dos o más soluciones parecidas, sin embargo debido a la no unicidad del problema no hay manera de distinguir la mejor solución. El esquema de parches elípticos ha mostrado ser un modelo que explica bien los datos y los ambientes tectónicos. Al no obtener pequeños detalles del proceso de ruptura es una buena primera aproximación de los parámetros cinemáticos.

El modelo final se obtiene a partir de una inversión en el dominio de la frecuencia. El esquema de inversión es presentado en la Sección 2.5 y 3.4. Para su uso es necesario construir funciones de Green que relacionen cada subfalla con la estación que contiene los datos (ver Sección 3.1). Los datos necesitan un procesamiento que es descrito en la Sección 3.2.

En este trabajo se simplifica el modelo cinemático de la fuente, esto se hace confinando los parámetros cinemáticos de la fuente (deslizamiento máximo, velocidad y tiempo de ruptura) en parches elípticos. La forma tradicional de hacerlo es dividir el plano de falla en subfallas. Cada subfalla contiene los tres parámetros, por lo que el número de éstos está en función del número de subfallas. En la simplificación presentada los parámetros a resolver están en función de las dos elipses que describen la fuente y son independientes del número de subfallas. Esto permite llegar a una solución aceptable en un tiempo menor que con el esquema sin simplificar, así se puede aplicar de manera rutinaria y automática a sismos ocurridos en México que sean bien registrados (es decir con buena cobertura azimutal, con estaciones cercanas al epicentro y con datos de aceleración y/o velocidad sin saturarse) y de

magnitud considerable (p.ej. $M_w > 5$).

Capítulo 2

Teoría

En este capítulo se introduce al lector en temas importantes para la comprensión teórica de este trabajo. Aspectos que resultan importantes así como su aplicación a la sismología se abordan de manera sencilla y son debidamente citados en caso que el lector requiera más información.

2.1. Fuente Sísmica

Una fuente sísmica puede ser representada de diferentes maneras. Ésta simula el proceso de ruptura de un sismo para la propagación de ondas elásticas en un medio. Estudios de la estructura de la Tierra requieren un conocimiento previo de la fuente. Un estudio completo de la fuente ayuda a comprender procesos dinámicos en la Tierra. Los sismogramas obtenidos contienen información de la fuente y de los efectos de propagación (*Lay y Wallace (1995)*).

Existen diferentes aproximaciones de la fuente sísmica, una de ellas consiste en aproximarla en un punto mediante fuerzas de cuerpo equivalentes. Las explosiones que ocurren en la corteza como transiciones de fase mineralógicas o como procesos magmáticos pueden ser aproximadas mediante pares de fuerzas de cuerpo equivalentes. Una explosión no contiene esfuerzos de cortante, puede ser modelada como 3 fuerzas de cuerpo ortogonales y equivalentes que emergen de un punto e irradian su energía en forma esférica. A su vez, una dislocación puede ser representada como un doble par de fuerzas actuando en las inmediaciones de un punto en dos planos ortogonales (Fig: 2.1). Sin embargo, de este doble par solo uno es físicamente aceptable. Aquí recae una ambigüedad al no saber con exactitud cual plano está originando los desplazamientos observados en un punto en superficie. Cada par que actúa sobre cada plano produce desplazamientos iguales en un punto. Debido a que esta aproximación puntual sólo funciona para sismos de magnitudes moderadas (debido al contenido de frecuencias que generan) y a la ambigüedad entre los dos planos, es necesario usar otra aproximación de la fuente que nos dé más información del proceso de ruptura.

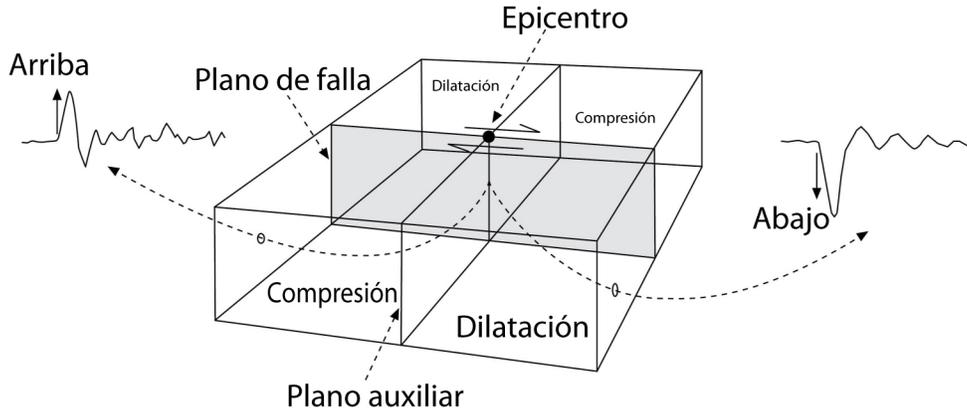


FIGURA 2.1: Representación de un doble par de fuerzas alrededor de un punto actuando en dos planos ortogonales. Las formas de onda representan los desplazamientos en superficie para dos puntos en diferentes cuadrantes (compresión y dilatación) mostrando la polaridad del primer arribo. El plano gris representa el plano de falla, el plano perpendicular (sín relleno) representa el plano auxiliar. Modificada de Stein y Wysession (2003).

2.1.1. Fuente Cinemática

Una aproximación cinemática de la fuente puede brindar más información del proceso de ruptura que una aproximación puntual. Un modelo cinemático puede representarse por una superficie (Σ) sobre la cuál ocurre una dislocación ($\Delta \mathbf{u}(\xi)$) que se propaga por el medio con una velocidad $\mathbf{v}_i(\xi)$ desde un punto $\xi = \mathbf{0}$ (Aki y Richards (1981)). Así, se está idealizando una ruptura que ocurre en Σ que a su vez está embebido en un volumen (V). Se ha visto que la velocidad de propagación del frente de ruptura o velocidad de ruptura varía dependiendo el sismo. Si esta velocidad es mayor que la velocidad de propagación de ondas cortantes (β) se dice que el sismo es supersónico, de lo contrario el sismo es subsónico. Usualmente se utilizan valores entre 0.7 y 0.8 de β (Lee et al. (2003) y Stein y Wysession (2003)).

El estudio cinemático de la fuente describe el movimiento de ruptura en la falla. Para caracterizar el movimiento es necesario definir algunos parámetros. El inicio de la ruptura se da cuando los esfuerzos acumulados actuando sobre la falla sobrepasan un límite, este es el momento en que se da el deslizamiento. El deslizamiento máximo se alcanza después de un tiempo finito, este es llamado tiempo de ascenso (T_D). Si se mide el deslizamiento de una partícula sobre el plano de falla con respecto al tiempo su modelo será aproximado por una rampa (Fig: 2.2). La derivada temporal de una rampa es una función tipo caja con duración igual al tiempo de ascenso. Esta es proporcional a la tasa de momento sísmico (cantidad física asociada a un sismo, se define como: $M_0 = \mu \bar{D} S$ donde μ es la constante de cortante, \bar{D} es el deslizamiento promedio sobre el plano de falla y S el área total del plano de falla). La historia del deslizamiento mapea directamente la tasa de momento, por lo que la suma de deslizamiento en todos los puntos de una falla representa el momento sísmico total. La

tasa de momento sísmico controla la amplitud de los pulsos sísmicos y es dependiente de la frecuencia. Por otro lado el tiempo de ruptura es el intervalo entre el inicio hasta el final de la ruptura, es decir, desde que inicia el movimiento hasta que se detiene (*Stein y Wysession* (2003)). Matemáticamente es posible representar al tiempo de ruptura como una función tipo caja con duración igual al tiempo de ruptura (T_R , Fig: 2.2). La convolución de la velocidad de la partícula con la función que representa el tiempo de ruptura da como resultado la función temporal de la fuente (FTF) (Fig: 2.2). Por lo tanto ésta es la convolución de dos funciones tipo caja, una representa la historia del deslizamiento de un punto en el plano de falla y la otra representa la finitud de la fuente. Ésta tiene forma trapezoidal y su duración es una combinación de los tiempos de ascenso y ruptura. Las formas de onda para el campo lejano de las ondas P y S deben obedecer esta forma. Así, se puede ver que la irradiación sísmica es afectada sólo por cuatro parámetros (*Lay y Wallace* (1995)):

- Deslizamiento promedio final en la falla.
- Dimensiones de la falla.
- Velocidad de ruptura.
- Velocidad de la partícula.

2.1.2. Modelo de Haskell y Directividad.

El modelo de Haskell es un esquema simplificado de una fuente cinemática. Éste es representado por una falla de largo L y ancho W , donde $L \gg W$ (Fig: 2.3) lo cual implica un modelo unidimensional. El inicio de la ruptura sucede en un extremo de la falla y termina en el otro, por lo tanto, el frente de ruptura avanza en una sola dirección con una velocidad V_R . A esto se le llama ruptura unilateral, por otro lado, si el frente inicia en la mitad de la falla y se propaga en ambas direcciones la ruptura es bilateral. Siguiendo el desarrollo dado en *Lay y Wallace* (1995), la onda P en campo lejano puede expresarse como:

$$u_r(r, t) = \frac{R^P \mu W}{4\pi\rho\alpha^3 r} \sum_{i=1}^N \dot{D} \left(t - \frac{x}{V_R} \right) \quad (2.1)$$

donde $u_r(r, t)$ es el desplazamiento del terreno registrado en un punto a una distancia r , R^P es el patrón de radiación de ondas P, μ es la constante de cortante que depende del medio, N es el número de puntos que tiene la falla (número de subfallas), t es el tiempo, x es la posición de cada subfalla, ρ es la densidad del medio, α es la velocidad de ondas P y \dot{D} es la velocidad de la partícula sobre el plano de falla. De acuerdo con las propiedades de la función delta aplicada a $\dot{D}(t)$ y gracias a que $\dot{D}(t)$ no depende de la posición, se tiene (*Lay y Wallace* (1995)):

$$u_r(r, t) = \frac{R^P \mu W}{4\pi\rho\alpha^3 r} \dot{D}(t) \int_0^x \delta \left(t - \frac{x}{V_R} \right) dx. \quad (2.2)$$

De la parte de abajo de la Figura 2.2 se observa que la duración de la FTF varía en función de T_R y T_D , a su vez, T_R depende de θ (Figura 2.3). Por lo tanto, la amplitud de

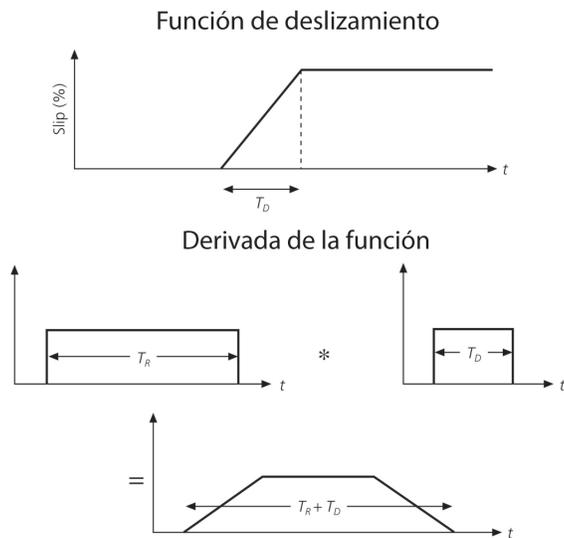


FIGURA 2.2: ARRIBA. Función de deslizamiento de la fuente donde se muestra la duración del tiempo de ascenso (T_D). MEDIO. Derivada de la función de deslizamiento (derecha) y función que describe la finitud temporal de la fuente en función del tiempo de ruptura, T_R (izquierda). ABAJO. Función de tiempo de la fuente (FTF): resultado de la convolución entre las funciones de deslizamiento y tiempo de ruptura. Modificada de Stein y Wyession (2003).

las ondas se ve afectada no sólo por el patrón de radiación, sino por la posición del observador con respecto al epicentro y a la dirección de propagación. Entonces, para observadores perpendiculares a la dirección de propagación ($\theta = 90$), T_R , será menor que para aquellos que estén alineados con la propagación ($\theta = 0$) (Figura 2.4), así mismo, será menor para un observador que esté del lado opuesto a la dirección de propagación ($\theta = 180$). Este efecto, llamado directividad, puede verse como una analogía con el efecto Doppler; la generación de las frecuencias más altas se registran en la misma dirección de movimiento, mientras que frecuencias más bajas serán en dirección contraria (citetLaywallace y Stein y Wyession (2003)).

El momento sísmico depende únicamente del desplazamiento promedio en el plano de falla así como de sus dimensiones. También se sabe que la integral de la FTF es proporcional al momento sísmico, por lo tanto, el área bajo la curva debe ser igual para todos los observadores. De aquí se entiende que ésta varía en duración y forma dependiendo del observador pero para todos los observadores el momento sísmico debe ser igual (Fig: 2.4). Entonces la amplitud debe incrementar o disminuir con la duración.

De acuerdo con el patrón de radiación de ondas de cuerpo producido por un doble par de fuerzas, no se puede distinguir entre el plano de falla y el auxiliar, debido a la simetría de sus lóbulos. Por otro lado, si se observa el patrón de radiación para una propagación finita y unilateral, los lóbulos tendrán mayor amplitud a 45 grados de la dirección de propagación. Esto ayuda a señalar la diferencia entre los dos planos obtenidos con un modelo puntual. El efecto de directividad puede no ser tan obvio cuando la falla rompe de forma

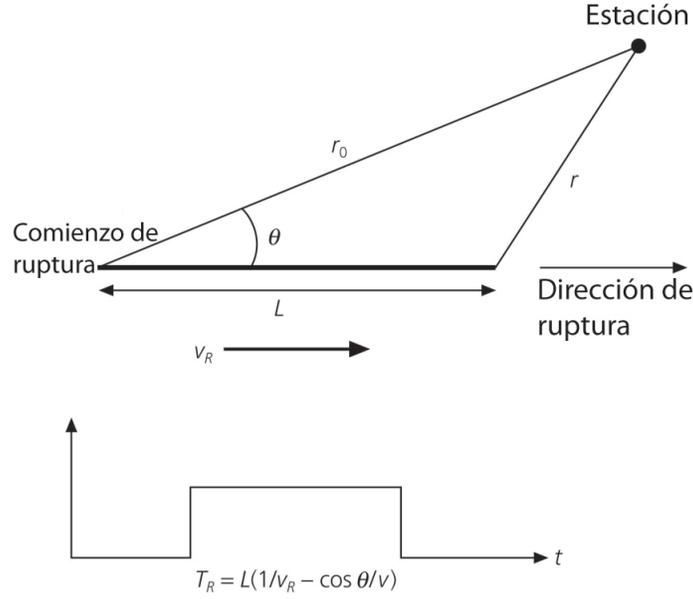


FIGURA 2.3: Representación de una fuente unilateral. Se observa que la duración de la ruptura (T_R) varía con respecto a θ (ángulo entre la dirección de propagación y la línea imaginaria que une el epicentro con la estación). Modificada de Stein y Wysession (2003).

bilateral debido a que la FTF varía mucho menos respecto del azimut (Lay y Wallace (1995)).

2.1.3. Espectro de la fuente.

Desarrollando y reacomodando términos de la ecuación 2.2, se tiene:

$$\frac{4\pi r \rho \alpha^3}{R^P} \int_{-\infty}^{\infty} u_r(r, t) dt = \int_{-\infty}^{\infty} \dot{D}(t) \mu W V_R B(t; T_R) dt \quad (2.3)$$

donde $B(t; T_R)$ representa la función caja en función del tiempo de ruptura, físicamente representa la finitud temporal de la fuente. La ecuación 2.3 puede ser reescrita como sigue:

$$u(t) = M_0 (B(t; T_D) * B(t; T_R)) \quad (2.4)$$

donde $B(t; T_D)$ es la historia de dislocación de la partícula en términos del tiempo de ascenso (T_D). La ecuación 2.4 es la convolución de dos funciones tipo caja escaladas por el momento sísmico. La altura de cada caja está normalizada por $1/T_D$ y $1/T_R$ respectivamente. Ahora, se sabe que la transformada de Fourier de una función tipo caja es la función sinc $\left(\frac{\text{sen}(\omega)}{\omega}\right)$, donde ω es la frecuencia. Con esto, es posible encontrar el espectro de amplitud de la fuente:

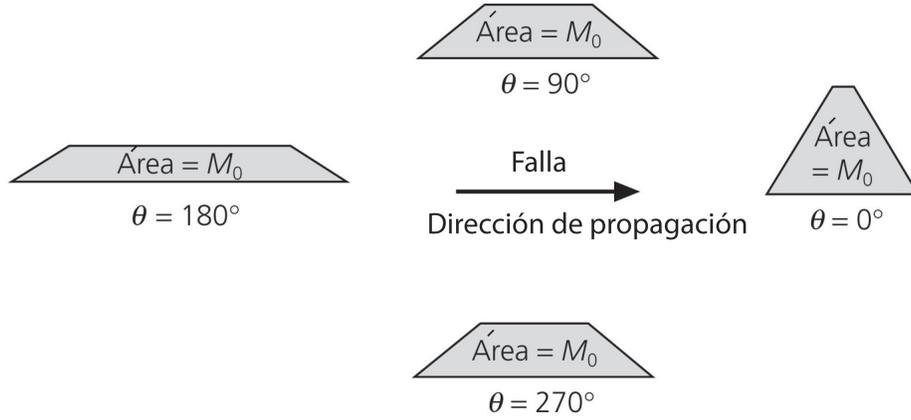


FIGURA 2.4: Representación de una fuente unilateral. Se observa que la duración de la FTF varía con respecto a θ . Modificada de Stein y Wysession (2003).

$$\hat{u}(\omega) = M_0 \left| \frac{\text{sen}\left(\frac{\omega T_D}{2}\right)}{\frac{\omega T_D}{2}} \right| \left| \frac{\text{sen}\left(\frac{\omega T_R}{2}\right)}{\frac{\omega T_R}{2}} \right| \quad (2.5)$$

donde $\hat{u}(\omega)$ es el espectro de amplitud de la fuente. De la Ecuación 2.5 se puede ver que la amplitud decae conforme la frecuencia aumenta. La parte de arriba de la Figura 2.5 ilustra la curva de la función *sinc* (línea continua) así como una aproximación a dicha función (línea punteada) utilizada para modelar la fuente sísmica. Se puede ver que para valores pequeños de x la función presenta una parte plana mientras que conforme aumenta x la curva decrece como $1/x$. La parte baja de la Figura 2.5 ilustra el espectro teórico de la fuente, en donde las frecuencias bajas ($\omega \rightarrow 0$) tienen un espectro plano el cuál es proporcional al momento sísmico hasta un valor $2/T_R$, de este valor y hasta $2/T_D$ el espectro decae como ω^{-1} y de $2/T_D$ en adelante el espectro cae con una pendiente igual a ω^{-2} . Los valores en los que el espectro cambia de pendiente ($2/T_D$ y $2/T_R$) se conocen como frecuencias de esquina (f_c) y como se puede observar están relacionadas con la finitud espacio-temporal de la fuente.

En la realidad es muy complicado medir las dos frecuencias de esquina, por lo que se usa una sola. Ésta es una combinación de las dos originales y está relacionada con el tamaño espacio-temporal de la falla. Se toma como la intersección de la parte plana del espectro con la prolongación imaginaria de la parte del espectro con pendiente igual a ω^{-1} (parte de abajo de la Figura 2.5). Al modelo de fuente descrito por la Ecuación 2.5 y la Figura 2.5 se le llama modelo de Brune o modelo ω^2 (Lay y Wallace (1995) y Stein y Wysession (2003)).

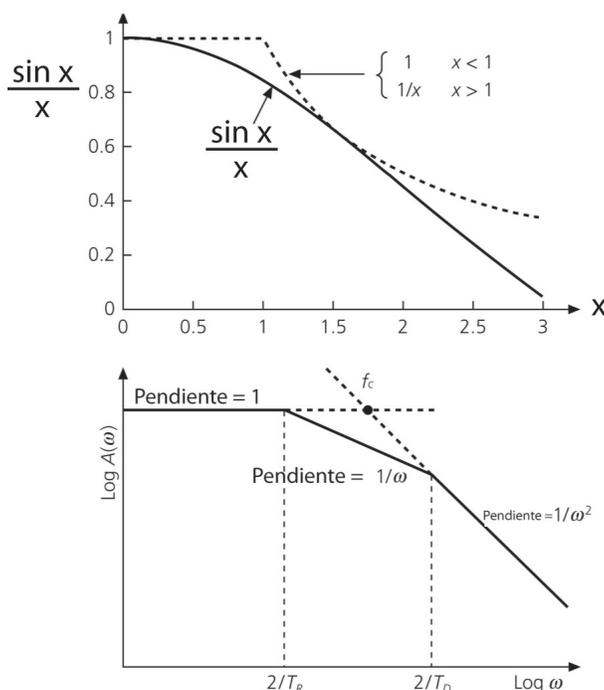


FIGURA 2.5: ARRIBA: Línea continua: función sinc, línea punteada: aproximación usada para modelar la fuente sísmica. ABAJO: Espectro teórico de la fuente. La intersección de las líneas punteadas muestra la aproximación que se hace en la realidad para una sola frecuencia de esquina (f_c). Modificada de Stein y Wysession (2003).

2.2. Problema directo

Cuando en Física se habla de modelar un fenómeno se intenta que mediante una ecuación, ya sea analítica o empírica, reproducir lo que se halle si se toman datos de dicho fenómeno. Por ejemplo, si el fenómeno físico a observar es la variación de la temperatura con la profundidad, los datos se toman introduciendo un termómetro en un pozo y tomando mediciones de temperatura a diferentes profundidades. Lo que se halla es una gráfica donde la temperatura aumenta con una tendencia aproximadamente lineal conforme la profundidad aumente, por lo tanto si se quiere modelar el comportamiento de dicho pozo sería necesario utilizar la ecuación de una recta ($y = mx + b$) y encontrar los valores de m y b que reproduzcan los valores encontrados en los datos.

Cuando se modela un fenómeno físico, matemáticamente se trata de idealizar y aislar un comportamiento que se da en la naturaleza bajo la influencia de muchos factores (gravedad, presión, temperatura, condiciones ambientales, etc.). Si no se incluyen todos estos factores se está introduciendo un error que influye en los resultados. Esta idealización se hace para modelar el fenómeno de una manera más sencilla, ya que matemáticamente se puede complicar de más el problema. Cabe mencionar que las suposiciones deben ser racionales y el

efecto que estas tienen en el fenómeno deben ser bien comprendidos así como la contribución que aportan al experimento.

Cuando se plantea un problema directo se dice que los parámetros del problema son conocidos y sólo es necesario introducir valores a las variables. Si uno piensa en una línea recta y su ecuación más simple, $y = mx + b$, los parámetros del problema son m y b por lo que sólo es necesario ingresar valores de x para poder saber los valores de y . Este es uno de los casos más simples de un problema directo. Como se puede observar en la ecuación de la recta, m y b son valores lineales entre sí, debido a que se pueden escribir como un sistema de ecuaciones simultáneas. Si se piensa que esta línea recta representa los valores de temperatura dentro de un pozo con respecto de la profundidad, entonces se tienen dos opciones: 1) si se conocen los valores m y b se necesita ingresar el valor de la profundidad (x) para saber el valor de temperatura (y), con esto se tiene que m sea el gradiente de temperatura (*i.e.* cambio de temperatura con respecto a la profundidad) y b representa la temperatura en superficie, y 2) Si se conocen los valores de temperatura a diferentes profundidades (x y y son conocidos) se pueden estimar los valores de m y b que determinan las propiedades del pozo.

En este trabajo, como problema directo se usó una reparametrización del esquema empleado por *Cotton y Campillo* (1995) en el cual el plano de falla es dividido en secciones rectangulares llamadas subfallas, la contribución de cada subfalla afectará el desplazamiento en la superficie observado en cada estación. Así, el desplazamiento U en la estación i -ésima es:

$$U_i(\omega) = \sum_{k=1}^n s_k e^{(-i\omega T_R)} G_{ki}(\omega) F[T_D, \omega] \quad (2.6)$$

donde s_k es el deslizamiento en metros de cada subfalla k , T_R es el tiempo de ruptura en dicha subfalla, G_{ki} es el espectro de deslizamiento para cada subfalla-estación (funciones de Green), y $F[T_D, \omega]$ es la función temporal de la fuente que depende del tiempo de ascenso o *rise time* (ver Sección 3.3). El espectro de deslizamiento para cada subfalla-estación se calcula para un mecanismo focal determinado con el método de onda discreto (*Bouchon* (1981), ver Sección 3.1). Así, el desplazamiento del terreno U puede verse como la contribución del valor de deslizamiento, tiempo de ruptura y tiempo de ascenso de cada subfalla (k) para cada valor de la frecuencia (ω) debidamente retrasado en tiempo para tomar en cuenta el frente de propagación.

En el trabajo de *Hernandez et al.* (2001) se implementa el problema directo explicado por la Ecuación 2.6 para invertir los parámetros cinemáticos dentro del plano de falla. Su implementación se hizo para el sismo del 30 de septiembre de 1999 en Oaxaca, México. Usan un esquema de inversión no lineal de mínimo cuadrados desarrollado por *Tarantola y Valette* (1982) con el que determinan la distribución de deslizamiento, tiempo de ruptura y de ascenso para un plano con 72 subfallas. En este trabajo se usó la implementación del problema directo usada por *Hernandez et al.* (2001) con la reparametrización explicada en la Sección 2.3.

En la Ecuación 2.6 se puede notar que el tiempo de ascenso (T_D) es no-lineal con respecto

a los otros dos parámetros de la ecuación (s_k y T_T), por lo que para encontrar los valores de los tres parámetros se necesita seguir un esquema de inversión de búsqueda global. Cabe notar que éstos existen para cada subfalla y son independientes entre ellas por lo que entre mayor sea el número, la cantidad de parámetros a resolver será cada vez mayor. Por ejemplo, para un sismo de magnitud de momento igual a 7.4 el tamaño de la falla sería de aprox. 60 x 60 km (ver página 386 de *Lay y Wallace (1995)*), si cada subfalla mide 1 x 1 km, entonces el número de parámetros a resolver será: $60 \times 60 \times 3 = 10800$.

2.3. Reparametrización

La reparametrización usada en este trabajo se basa en la utilización de parches elípticos planteada por *Vallée y Bouchon (2004)* y también usada por *Peyrat et al. (2010)* y *DiCarli et al. (2010)*. En esta aproximación se usan dos parches elípticos que describen la distribución de deslizamiento, tiempo de ascenso y tiempo de ruptura dentro del plano de falla. Las razones de usar esta reparametrización es por que:

1. Son de interés las características más notorias (dirección de mayor deslizamiento, concentración o dispersión de deslizamiento, etc). Este tipo de características se hace aparente con dos parches elípticos.
2. El número de parámetros a invertir se reduce drásticamente ya que no se invierten tres parámetros por cada subfalla (el esquema original funciona de esa manera, ver *Hernandez et al. (2001)*) sino que se invierten los parámetros que definen a los parches elípticos y sólo el valor máximo de los parámetros cinemáticos.
 - Posición de la primera elipse ($x1$ y $y1$), dos semiejes ($sma1$ y $sme1$) y su ángulo de rotación ($ang1$, 5 parámetros).
 - Posición de la segunda elipse ($x2$ y $y2$), dos semiejes ($sma2$ y $sme2$) y su ángulo de rotación ($ang2$, 5 parámetros).
 - Parámetro que controla el ancho de la distribución para cada elipse ($parameli1$ y $parameli2$) y su máximo deslizamiento ($Dip1$ y $Dip2$) (4 parámetros).
 - Velocidad de ruptura y tiempo de ascenso (2 parámetros).

En total son 16 parámetros a invertir, aunque si alguno de los parámetros carece de resolución se puede fijar su valor y así no invertirlo. Para este trabajo no se invirtió el valor del tiempo de ascenso debido a la falta de resolución del parámetro.

3. Al reducir el número de parámetros el tiempo de cómputo disminuye así como el espacio de soluciones, lo que hace posible obtener una solución que explique los datos en menor tiempo.

Se busca dar respuesta a preguntas sencillas como: ¿el movimiento fue unilateral?, ¿es el plano de falla correcto?, ¿el deslizamiento estuvo concentrado en una zona?, ¿la solución satisface la distribución espacial de réplicas? Estas preguntas pueden ser respondidas mediante

un esquema sencillo de dos parches elípticos.

En el nuevo problema directo (reparametrizado) se definen los valores de las dos elipses y los parámetros cinemáticos para obtener las formas de onda resultantes a determinada configuración en la fuente. El deslizamiento máximo se coloca en el centro de la primera elipse, donde a partir de la distribución de probabilidad tipo Gauss, se distribuye hasta el borde, en la segunda elipse ocurre lo mismo. El algoritmo se construyó con la idea de que las dos elipses tengan libertad de ubicarse en cualquier parte del plano de falla sin necesidad de que se toquen. Se ha visto que existen soluciones en las que existen dos o más parches de deslizamiento sin que estos se toquen entre sí (*Vallée y Bouchon (2004), Twardzik et al. (2011), etc.*). Hay la posibilidad de que los dos parches se toquen, en tal caso las subfallas contendrán los valores de la elipse con mayor deslizamiento. La complejidad en la fuente definirá el tamaño, geometría y forma de distribución de las elipses dentro del plano de falla. Una fuente simple puede ser representada por dos elipses con sus ángulos de rotación semejantes, es decir que sus semiejes mayores estén alineados. Por el contrario una fuente compleja mostraría elipses desalineadas, separadas y con tamaños muy distintos. Como la mayoría de los esquemas de inversión cinemática (*Mendoza y Hartzell (1999), Hartzell y Heaton (1983)*), el tamaño del plano de falla se puede aumentar sin necesidad de aumentar también la magnitud del sismo.

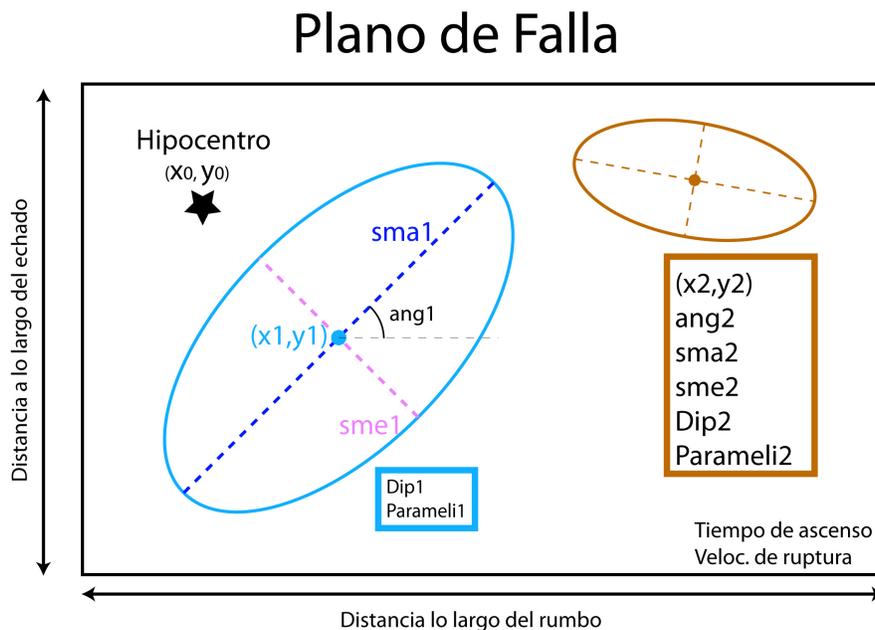


FIGURA 2.6: Configuración espacial de las elipses. El primer parche elíptico puede ser descrito por la posición de su centro (x_1, y_1) , dos semiejes (sma_1 y sme_1), ángulo de rotación (ang_1), máximo deslizamiento (Dip_1) y un parámetro que controla el ancho de la distribución ($Parameli_1$). Además se invierte el tiempo de ascenso y la velocidad de ruptura.

2.4. Teoría de Inversión

Inversión es el proceso matemático de recuperar los parámetros de un modelo, posiblemente representado por una ecuación, a partir de datos o mediciones. Un sistema es lineal cuando éste se puede escribir como un conjunto de ecuaciones simultáneas. Para el caso más general, la forma explícita de un problema lineal inverso es:

$$G\bar{m} = \bar{d}. \quad (2.7)$$

Donde G es la matriz núcleo o *kernel* de los datos, \bar{m} son los parámetros del modelo y \bar{d} es el vector con las observaciones. A partir de la Ecuación 2.7 y siguiendo el procedimiento en *Menke* (1989), se puede llegar a una la solución de la inversa generalizada, la cuál relaciona las observaciones con las predicciones teóricas para obtener los parámetros. Se puede escribir una ecuación en forma matricial que relacione los modelos con las observaciones como (*Menke* (1989)):

$$\bar{m} = [G^T G]^{-1} G^T \bar{d} \quad (2.8)$$

Existen también variantes de la Ecuación 2.8. Una de las más utilizadas es la inversa generalizada amortiguada, en la cual se utiliza un factor de amortiguamiento que ayuda a que la solución de la matriz inversa sea más estable (*Menke* (1989)). Dicha variante se utiliza cuando los valores de la matriz G tienden a ser muy pequeños o tiene muchos ceros, la forma de la ecuación queda:

$$\bar{m} = [G^T G + \epsilon^2 I]^{-1} G^T \bar{d} \quad (2.9)$$

donde ϵ es el factor de amortiguamiento cuyo valor es por lo regular cercano pero mayor a cero e I es la matriz identidad de tamaño $n \times n$ donde n es el número de datos.

Ahora, cuando se tiene un sistema que no puede ser descrito como un conjunto de ecuaciones simultáneas se tiene una sistema no-lineal. La manera de proceder cuando se necesita invertir los parámetros de un sistema no-lineal puede ser muy variada y depende de la complejidad de la ecuación.

Si se tiene un sistema no-lineal de pocos parámetros y fácilmente derivable con respecto a éstos entonces una forma de proceder es encontrar el primer término de la serie de Taylor que represente la ecuación alrededor de un punto cercano a la solución que se conozca *a priori*. Con este paso se tiene representada la ecuación original en una forma lineal, entonces siguiendo el desarrollo de *Menke* (1989) tenemos:

$$\delta = [G^T G + \beta I]^{-1} G^T g \quad (2.10)$$

donde δ es el vector de ajuste de los parámetros, g es el vector de discrepancias, es decir que tan lejos están las observaciones de los datos, G es la matriz que contiene las derivadas y β es el factor de amortiguamiento para estabilizar la solución. Cabe mencionar que la eficacia para encontrar la solución radica en la cercanía del punto alrededor del cual se calcula el primer término de la serie de Taylor. El vector δ contiene los valores de ajuste de cada

parámetro, sirven para ajustar iterativamente el valor de los parámetros, con cada iteración este valor se irá haciendo más pequeño, por lo tanto el parámetro tiende a converger en un punto.

Muchos modelos matemáticos que representan fenómenos físicos describen sistemas no-lineales que involucran muchos parámetros. Esto hace que la derivación se vuelva más complicada dificultando el uso de linealizar el sistema por medio de la expansión en serie de Taylor. Como puede verse en las expresiones anteriores, la solución de los parámetros depende de un modelo inicial. Esto provoca un problema adicional. La no linealidad del problema inverso hace que la solución sea fuertemente dependiente del modelo inicial elegido.

En la Teoría de Inversión (*Tarantola* (2005) y *Menke* (1989)) se han desarrollado esquemas de solución para problemas directos complicados. Algunos rigen su comportamiento en analogías con fenómenos naturales conocidos, como el caso de los algoritmos genéticos, desarrollados por *Holland* (1975) y *Tarantola* (2005), que intentan relacionar la evolución genética de los organismos con un método eficiente de búsqueda de conjuntos de parámetros. A estos métodos se les llama métodos de búsqueda global o métodos heurísticos de búsqueda y tienen como fin explorar una familia de soluciones en donde cada solución pueda ser un modelo de varios parámetros.

El objetivo de estos métodos de búsqueda global es explorar de manera más eficiente una familia de soluciones, esto es porque en muchos problemas directos el número de parámetros puede ser muy alto lo que implica una combinación muy grande de parámetros. Estos métodos calculan reiteradamente el problema directo probando un conjunto de parámetros en cada intento y perturbando cada parámetro de acuerdo a alguna regla establecida así como escogiendo las mejores soluciones también con base en alguna regla o funcionamiento previamente definido.

2.5. Esquema de Inversión: Cristalización Simulada

La Ecuación 2.6 es no-lineal, de difícil diferenciación con respecto a sus parámetros, y si además no se cuenta con información *a priori* entonces el mejor camino a seguir es utilizar un método de búsqueda global. Es por esto que se recurrió a *simulated annealing* o cristalización simulada. La idea es simular el proceso de cristalización de un mineral para encontrar el valor mínimo global de una función de costo.

Este esquema fue desarrollado por *Kirkpatrick et al.* (1983) como un método de optimización combinatoria para desarrollar técnicas eficientes con el fin de encontrar mínimos o máximos en una función de múltiples variables. Esto se hace mediante la evaluación de una función de costo o función objetivo que representa una medida cuantitativa entre el modelo teórico y el real, así mediante un conjunto de reglas que evalúan la función de costo se puede llegar a un mínimo global. Los métodos exactos requieren un costo computacional que incrementa exponencialmente con el número de parámetros, por lo que problemas con gran cantidad de parámetros serán computacionalmente onerosos. Se han desarrollado métodos

heurísticos con costos computacionales proporcionales al número de parámetros. Los métodos heurísticos funcionan con dos estrategias diferentes (*Kirkpatrick et al. (1983)*):

En la primer estrategia, la idea es dividir el problema principal en subproblemas más pequeños que permita resolverlos de manera más manejable, una vez resueltos los subproblemas se juntan de nuevo en el problema principal. Así mismo se debe tener cuidado a la hora de juntar los subproblemas para que los errores que se acarrean no sean mayores que la ganancia de esta estrategia.

El mejoramiento iterativo se comienza con un modelo inicial conocido, después este modelo varía de tal manera que se mejore la función de costo, lo cuál significa que se buscarán perturbaciones en los parámetros del modelo inicial hasta encontrar un modelo evolucionado del modelo inicial, una vez encontrado, este nuevo modelo se convierte en el modelo inicial y el proceso se repite.

El esquema de inversión utilizado en este trabajo está basado en la implementación hecha por *Goefe et al. (1994)*. Esta implementación tiene la ventaja de poder restringir los valores máximos y mínimos de cada parámetro. Los ajustes de cada parámetro los determina el vector VM , que contiene un paso de búsqueda para cada parámetro. Éste tiene la propiedad de irse autoajustando de acuerdo a las necesidades del estado del proceso. Es decir, cuando la temperatura del proceso es alta, los valores del vector son lo suficientemente grandes que permiten hacer una búsqueda global para encontrar el mínimo global. Conforme la temperatura disminuye el vector evoluciona de tal manera que los pasos de búsqueda son más chicos lo que permite mejorar una solución que esté ubicada en el mínimo global.

La probabilidad de ocurrencia de un comportamiento dado en un sistema es:

$$P(r_i) = \exp\frac{-E\{r_i\}}{k_B T} \quad (2.11)$$

donde, $E(r_i)$ es la energía del sistema a una configuración de átomos (r_i), k_B es la constante de Boltzman y T es la temperatura del sistema. Utilizando las ventajas de la mecánica estadística se puede aplicar iterativamente esta probabilidad como regla para poder aceptar posibles soluciones, esto se hace tomando a la función de costo como función de energía y utilizando el criterio de Metropolis (*Tarantola (2005)*, Eq. 2.11 modificada para la función de costo) como regla para determinar nuevos modelos permitiendo *uphill steps* (soluciones que aunque no necesariamente tengan una función de costo menor permiten escapar de mínimos locales para buscar mínimos globales) y así llegar a una mejor solución.

En cada paso o iteración se calcula el cambio de energía (ΔE) del modelo anterior al nuevo (diferencia entre la función de costo del modelo anterior y el nuevo modelo). Por lo que si $\Delta E \leq 0$ el nuevo modelo se acepta y se utiliza como nuevo modelo inicial para la siguiente iteración; ahora si $\Delta E > 0$ se utiliza el criterio de Metropolis, por lo tanto, la probabilidad de que un modelo con un error mayor al modelo inicial sea aceptado es:

$$P(\Delta E) = \exp\frac{-\Delta E}{k_B T} \quad (2.12)$$

Para aceptar un modelo, la probabilidad de que exista debe ser mayor que un número aleatorio calculado entre cero y uno, de ser así el nuevo modelo se utiliza como modelo inicial para la siguiente iteración. Como ya se mencionó esto permite escapar de mínimos locales, ya que si sólo se sigue el modelo con menor error y éste está en un mínimo local no hay manera de salir de él, en cambio si se aceptan modelos que puedan tener un error mayor y apartir de éste se evoluciona a una mejor solución, esto permite encontrar mínimos globales. Si este proceso se lleva a cabo iterativamente, se está simulando el comportamiento de movimiento térmico de átomos en contacto térmico con una temperatura (T) definida. Conforme el proceso evoluciona, T va disminuyendo con un factor definido por el usuario, por lo que entre menor sea la temperatura es menos probable aceptar soluciones malas. Así el sistema evoluciona como una distribución de Boltzman.

Entonces, el procedimiento de cristalización simulada consiste en derretir el sistema a ser optimizado a una temperatura efectiva alta para después ir enfriando el sistema hasta que no existan más cambios. En cada temperatura el proceso debe ser lo suficientemente largo para garantizar un estado de estabilidad en el sistema (*Kirkpatrick et al.* (1983))

Capítulo 3

Metodo

3.1. Cálculo de las Funciones de Green

Las funciones de Green representan la respuesta del medio a un impulso unitario en tiempo y espacio. La Ecuación 3.1 representa un impulso unitario mediante el producto lineal de un impulso en tiempo ($\delta(t - \tau)$) y un impulso unitario en espacio ($\delta(x - \xi)$) que se da en la dirección \hat{e}_n , como sigue:

$$F_n(x, t) = \delta(t - \tau)\delta(x - \xi)\hat{e}_n \quad (3.1)$$

donde la fuerza F_n es aplicada en el tiempo $t = \tau$ y la coordenada $x = \xi$ en la dirección de \hat{e}_n . Siguiendo la formulación de Green-Volterra del teorema de reciprocidad de Betti, los desplazamientos provocados por la fuerza F_n pueden ser expresados como sigue (*Lee et al.* (2003)):

$$u_n(x_j, t) = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_V F_i G_{ni} dV + \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_S (G_{ni} T_i - c_{ijkl} u_i G_{nk,l} v_j) dS \quad (3.2)$$

donde G_{ni} representa a las funciones de Green, T_i las tracciones sobre el plano, c_{ijkl} es el tensor de cuarto orden con las propiedades elásticas del medio, u_i los deslizamientos en la fuente y $G_{nk,l}$ representa la derivada espacial de la función de Green. La Ecuación 3.2 depende de las propiedades elásticas del medio, la densidad, la forma del volumen V (volumen en el que se encuentra embebida la fractura) y condiciones de frontera en S (superficie del volumen V). Con esta ecuación es posible obtener los desplazamientos de un punto en V si se conoce alguna de las siguientes condiciones:

- Las fuerzas de cuerpo definidas en el volumen V .
- Un sistema de esfuerzos y deslizamientos definidos en la superficie S .

Las funciones elastodinámicas de Green actúan como propagadores de fuerzas, esfuerzos o deslizamientos. En el presente trabajo se utilizó la formulación de *Bouchon* (1981) la cuál

hace uso del número de onda discreto. El método consiste en generar fuentes distribuidas en el espacio de manera periódica para producir la propagación de deslizamientos. Esta formulación toma un modelo de velocidades que varía únicamente con la profundidad. El esquema propuesto por *Bouchon* (1981) fue implementado por *Cotton y Coutant* (1997) en el código *AXITRA*.

Para su cálculo se utilizaron *scripts en shell UNIX* que preparan los archivos de entrada a *AXITRA*. Éstos contienen información del número de subfallas, posición de las subfallas, mecanismo focal, número de fuentes puntuales por subfalla, velocidad de ruptura, posición del hipocentro dentro del plano de falla, número de frecuencias, número de estaciones, duración del registro y algunos factores que evitan el efecto de *aliasing* en espacio y tiempo. Una vez creados estos archivos, las funciones de Green son generadas. Las funciones de Green obtenidas son para cada par subfalla-estación, lo cuál implica una cantidad muy grande de funciones y un tiempo de cómputo alto. Para el ejemplo presentado en este trabajo se dividió el plano de falla en 90 subfallas en dirección del rumbo y 90 subfallas en dirección del echado, cada una con una dimensión de 1x1 km. Así mismo se usaron seis estaciones acelerométricas, dando como resultado 48,600 funciones de Green. El cálculo de las funciones de Green tomó aproximadamente 60 horas (*CPU* de ocho núcleos). Cabe mencionar que las funciones de Green se calculan una sola vez dado un plano de falla y son guardadas de manera que el problema directo pueda acceder a ellas.

El modelo de velocidades utilizado es propuesto por *Iglesias et al.* (2001) para el trayecto paralelo a la costa. Este modelo se obtuvo mediante la inversión de curvas de dispersión de ondas superficiales. El modelo se muestra en la Tabla 3.1.

TABLA 3.1: *Modelo de velocidades usado en la inversión α y β son las velocidades de las ondas P y S respectivamente. Iglesias et al. (2001).*

Profundidad [km]	α [km/s]	β [km/s]
0	5.97	3.45
5.2	6.06	3.50
15.7	6.49	3.75
33.7	7.71	4.45

3.2. Procesamiento de los Datos

El procesamiento de datos es importante para cualquier método de inversión. En este trabajo se utilizan registros de desplazamiento obtenidos a partir de datos de movimientos fuertes (acelerogramas). Se hicieron pruebas sobre el conjunto de pasos para llevar los acelerogramas a desplazamiento. El problema más común es la doble integración necesaria para llevar los datos de aceleración a desplazamiento. Debido a que los datos son discretos se tienen que utilizar métodos numéricos para llevar a cabo la integración. Existen diferentes

reglas de cuadratura para la integración numérica. Una de las más utilizadas es la regla trapezoidal; esta es la regla que utiliza el código de análisis sísmico (SAC, por sus siglas en inglés, *Goldstein y Snoke* (2005)), código utilizado en este trabajo para el procesamiento de los datos.

Una vez teniendo los datos (corregidos por instrumento y en cm/s^2) se les quita la media y la tendencia, esto con el fin de mejorar la integración numérica. Es bien sabido que una tendencia, positiva o negativa, afecta en gran medida la integración numérica. Una vez removidas la media y la tendencia la primera integración se aplica a los datos, llevándolos de aceleración a velocidad. Una vez en velocidad, los datos son filtrados con un filtro Butterworth de orden dos con doble pasada para evitar efectos no causales. Las frecuencias de corte del filtro dependerán de la magnitud del sismo así como de la procedencia de los datos. Para el ejemplo las frecuencias de corte del filtro fueron de 0.0125 a 0.5 Hz (de 2 a 80 segundos), se escogió este espectro ya que es ahí donde la firma de la fuente se hace más aparente en las estaciones utilizadas. Esto se debe a que los datos pueden venir de datos acelerométricos o de sensores de banda ancha (sensores con un amplio espectro de respuesta en velocidad), por lo tanto las frecuencias mínimas a las que se pueden filtrar los datos son sensibles al tipo de instrumentación. Por otro lado, se aplicó una función *taper*, la cual hace uso de funciones trigonométricas para suavizar los bordes de la función, con esto se logra que los datos en velocidad empiecen en cero antes de la llegada de las ondas y terminen en cero una vez que el movimiento terminó. Para el ejemplo se utilizó una ventana tipo *Hanning* con ancho igual a 0.1. Por último, se realiza nuevamente una integración para llevar los datos a desplazamiento.

Durante el procesado se fue realizando una inspección visual de los datos con el fin de encontrar errores. Para el caso del ejemplo, las componentes verticales de las estaciones LG01, SJLL y LA03 (ver Tabla 4.1) presentaron problemas en la integración por lo que no se utilizaron en la inversión. La Figura 3.1 representa el diagrama de flujo del procesamiento de los datos.

3.3. Cálculo del Problema Directo

Para el problema directo (ver Sección 2.2) se usó el esquema propuesto por *Cotton y Cam-pillo* (1995) usando una modificación del código desarrollado por *Hernandez et al.* (2001). El código fue modificado para adecuarlo al algoritmo de inversión seleccionado para este trabajo (*Iglesias et al.* (2001)). Los detalles de la reparametrización se pueden consultar en la Sección 2.3. En esta modificación se hizo una rutina que crea dos elipses dentro del plano de falla y utiliza la ecuación de distribución gaussiana ($Dip * exp(-(dist)^2 / (2 * parameli^2))$), donde Dip es el deslizamiento máximo, dist es la distancia entre el epicentro y cada subfalla y parameli es el parámetro que controla el ancho de la distribución) para distribuir el deslizamiento máximo a partir del centro de cada elipse. Una vez teniendo el modelo cinemático descrito por los parches elípticos se utiliza el esquema implementado por *Hernandez et al.* (2001).

El cálculo del problema directo requiere información de la duración de los registros y

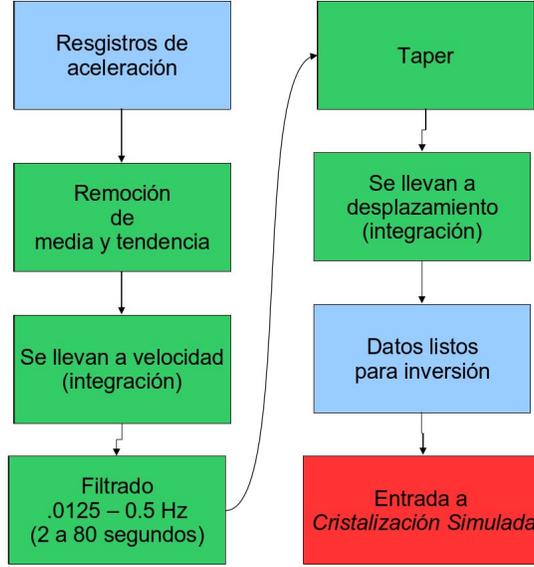


FIGURA 3.1: Diagrama de flujo del procesamiento de los datos. Los recuadros en verde representan los procesos realizados en SAC.

las frecuencias de corte del filtro. La elección de estos parámetros no es trivial. La duración está en función de la distancia máxima de las estaciones al epicentro y de la velocidad mínima del modelo de velocidades, con esto se garantiza que en el registro existirá información suficiente de las ondas de cuerpo. El número de pasos en tiempo es dos veces el número de frecuencias; éstas están en función de la duración de los registros y de la frecuencia máxima a modelar. Las frecuencias de corte del filtro están en función de la mínima frecuencia que se puede modelar por los datos.

El último término de la Ecuación 2.6, $F[T_D, \omega]$, es la FTF. Está expresada en el dominio de la frecuencia debido a la formulación del problema directo y depende únicamente del tiempo de ascenso (T_D). De acuerdo al trabajo de *Cotton y Campillo* (1995), ellos proponen utilizar la siguiente función:

$$F[T_D, \omega] = \frac{\pi T_D}{4 \cdot \sinh\left(\frac{\pi \omega T_D}{4}\right)} \quad (3.3)$$

que en el dominio del tiempo se puede expresar como:

$$f(T_D, t) = 0,5 \left[1 + \tanh\left(t - \frac{T_D}{2}\right) \left(\frac{T_D}{2}\right) \right]. \quad (3.4)$$

En la Figura 3.2 se observa la gráfica de deslizamiento de la fuente, la cuál tiene forma de rampa, como se mencionó en la Sección 2.1.1. De igual forma, la Figura 3.3 muestra el comportamiento de la derivada de dicha función, la cuál es proporcional al momento sísmico total y está también en función del tiempo se ascenso.

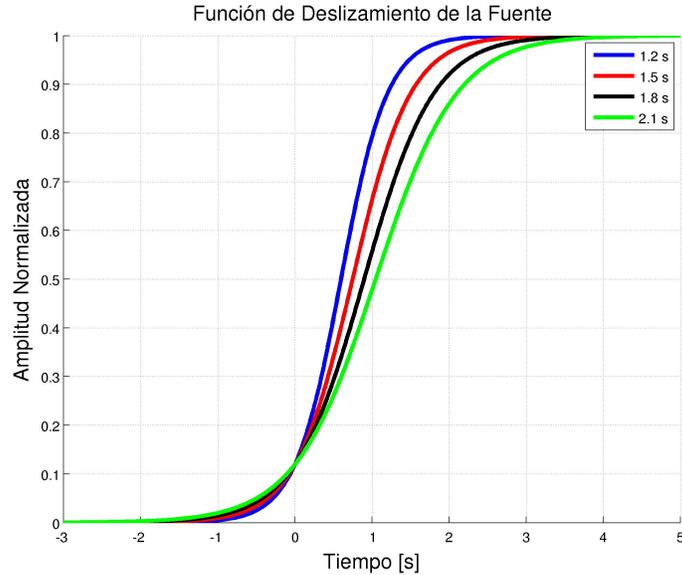


FIGURA 3.2: *Función de deslizamiento de la fuente. En colores estan representados diferentes tiempos de ascenso. Se aprecia que la curva es sensible al tiempo de ascenso, cuando éste disminuye la amplitud normalizada decrece así como su pendiente para alcanzar el máximo es menor.*

En el problema directo se calcula el momento sísmico como la contribución de todos los deslizamientos en la falla multiplicados por el área de cada subfalla y por la constante de cortante (μ). Esto se hizo con el fin de poder restringir la inversión mediante una condición en el problema inverso, los detalles se mencionan en la Sección 3.4.

3.3.1. Comprobación del Problema Directo

Haciendo uso del método de onda discreto (*Bouchon (1981)*) y el método de reflectividad (*Kennett y Kerry (1979)*), el programa AXITRA calcula las funciones de Green para un medio estratificado para cinco dobles pares de fuerzas y una fuente isotrópica para cada receptor y cada fuente. Una vez calculadas las funciones de Green, se convolucionan con la función de tiempo de la fuente para un mecanismo focal dado. Todo el proceso es calculado en el dominio de la frecuencia, al final se transforman los sismogramas sintéticos al dominio del tiempo.

Para comprobar que nuestro problema directo funciona bien, se generaron sismogramas sintéticos con la técnica antes mencionada. El mecanismo focal utilizado fue el mismo para ambos casos (rumbo =295, echado=13 y *rake*=91) así como el momento sísmico total (1.98×10^{27} dinas x cm -*Mw*=7.5-). Los resultados se presentan en la Figura 3.4.

De la Figura 3.4 se puede apreciar que la forma de los pulsos es muy parecida en ambas aproximaciones y los tiempos de arribo son casi iguales. Al analizar las amplitudes y detalles de las formas de onda se puede ver que son muy parecidos, las diferencias se atribuyen al efecto del filtrado.

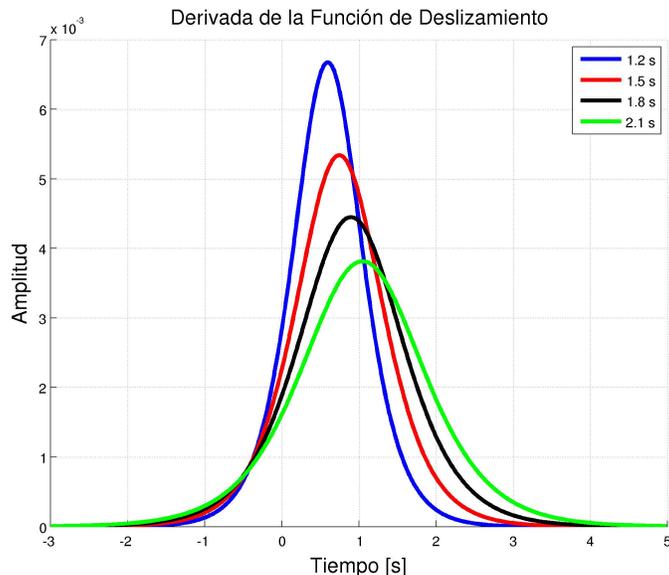


FIGURA 3.3: Derivada de la función de deslizamiento de la fuente. SE ve que cuando aumenta el tiempo de ascenso el máximo de la amplitud normalizada disminuye.

De un análisis visual se determinó que el problema directo funciona correctamente debido a las características mas notorias de los sismogramas son reproducidos por ambos métodos.

3.4. Inversión

Como se puede apreciar en la Ecuación 2.6, los sismogramas sintéticos son construidos en el dominio de la frecuencia. Por lo tanto, la inversión se lleva a cabo en el mismo dominio. En la inversión se comparan iterativamente los espectros obtenidos en los datos y los obtenidos por el problema directo. Los datos son llevados al dominio de Fourier para obtener su espectro de amplitud.

La reparametrización realizada para el problema directo es implementada en el esquema de cristalización simulada. Este esquema calcula el problema directo un número finito de veces (determinado por el usuario) perturbando un parámetro a la vez y calculando el valor del *misfit* para cada cálculo del problema directo. Una vez terminado este proceso y habiendo elegido el modelo de menor error, se reduce la temperatura del sistema y el proceso se repite.

Para iniciar el proceso de inversión es necesario definir ciertos parámetros que controlan la inversión, como son el valor mínimo que puede tomar el *misfit* para detener la inversión (EPS), el número de iteraciones antes de la reducción de la temperatura (NT), el número de iteraciones antes de que se ajuste el vector *VM* (NS), el valor máximo de la temperatura (T), el paso de reducción de la temperatura (RT) y el número máximo de veces que se calcula el

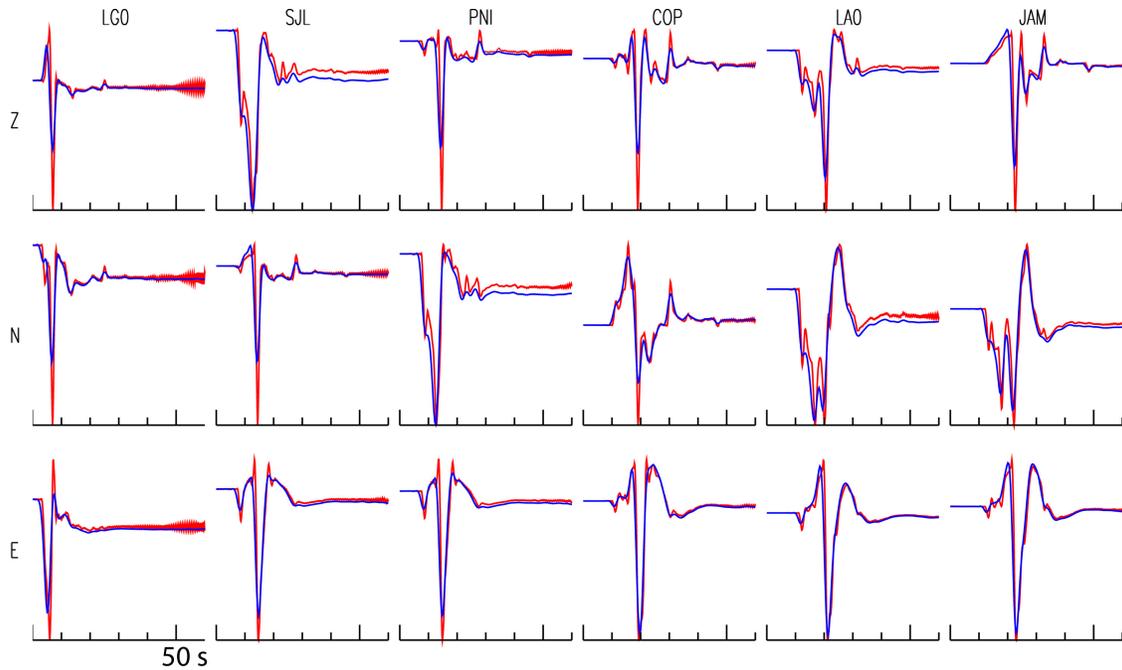


FIGURA 3.4: Comparación de los simogramas obtenidos con AXITRA (rojo) y los obtenidos con el esquema propuesto en este trabajo de tesis (azul). En el renglón superior se presenta la componente vertical, en el renglón de en medio la componente norte-sur y en el renglón de abajo la componente este-oeste.

problema directo (MAXEVL). Estos parámetros definen el funcionamiento de la inversión. Para este trabajo se utilizaron los valores de la Tabla 3.2.

TABLA 3.2: Parámetros utilizados en el proceso de inversión.

Parámetro	Valor
EPS	0.00002
NT	3
NS	3
RT	0.98
MAXEVL	50000
T	1

También se definen parámetros que controlan el vector de ajuste VM , el modelo inicial, los valores máximos y mínimos de los parámetros a invertir y parámetros de la fuente como: número de subfallas para cada dirección, largo y ancho de las subfallas y posición del hipocentro dentro del plano de falla. Éstos dependen del sismo a modelar y los valores deben ser iguales a los utilizados para el cálculo de las funciones de Green. Los últimos parámetros por definir son las frecuencias de corte del filtro.

En la inversión se implementó una restricción para el momento sísmico (M_0). Si se conoce el valor de momento sísmico se pueden acotar los valores que M_0 puede tomar en la inversión. Así cuando el valor de M_0 sea mayor o menor que un determinado espectro definido por el usuario, el valor del *misfit* será penalizado. Esto provoca que las soluciones que no cumplan esta condición no sean tomadas en cuenta por la inversión.

Una vez definidos los parámetros de la inversión, que los datos estén en su directorio y las funciones de Green estén calculadas el proceso está listo para correr.

3.4.1. Pruebas de Transparencia e Inversión Sintética

En la Teoría de Inversión existen algunos ejercicios para determinar si el algoritmo de inversión funciona debidamente. Una prueba de transparencia es un ejercicio simple que consiste en calcular el problema directo con un conjunto conocido de parámetros. La salida del problema directo será utilizada como dato para efectuar la inversión. Al momento de definir los parámetros de la inversión el modelo inicial será el mismo conjunto de parámetros que los usados para calcular el problema directo. Por lo tanto, todos los cálculos de error deben ser cero y conforme el proceso evolucione no se encontrará ninguna solución mejor. Con esto se puede ver que el cálculo del *misfit* (norma $L2$ para este trabajo) funciona bien. El hecho de que no encuentre una solución que ajuste mejor a los datos nos indica que todas las soluciones encontradas tienen un error mayor que el obtenido con el modelo inicial.

Una inversión sintética consiste en generar sismogramas sintéticos con el problema directo para un modelo de parámetros conocido (igual que para las pruebas de transparencia) y usarlos como datos para la inversión. A diferencia de las pruebas de transparencia, el modelo inicial no será el mismo que el usado en el problema directo, sino que el modelo inicial será cualquier otro modelo arbitrario. Esto se hace con el fin de llegar a la solución conocida, es decir a los parámetros introducidos en el problema directo. El algoritmo de inversión debe ser capaz de recuperar los parámetros.

En este trabajo de tesis se llevaron a cabo pruebas de transparencia e inversiones sintéticas. Los resultados de las pruebas de transparencia fueron positivas para todos los casos y en todos el error fue el mismo (error obtenido es: 0.0042). El error no es cero debido al ruido numérico que implica el filtrado, la convolución, multiplicaciones de números muy pequeños, etc.

Para la inversión sintética se hicieron dos pruebas. Primero se generaron datos con el problema directo con una configuración de parámetros conocida. En ambas inversiones sintéticas se tomaron los parámetros de la Tabla 3.2. Para la primera prueba, el modelo inicial fueron los valores mínimos que puede tomar cada parámetro. En la segunda prueba el modelo inicial fueron los valores máximos que pueden tomar los parámetros. Lo que se muestra es la independencia que tiene el programa del modelo inicial para llegar a la solución. Los resultados de ambas pruebas se muestran en la Tabla 3.3.

TABLA 3.3: *Resultados de las inversiones sintéticas.*

Parámetro	Modelo Objetivo	Prueba 1	Prueba 2
is1	20	19.2	21.2
id1	20	21.7	20.4
sma1 (número de subfallas)	20	15.2	20.2
sme1 (número de subfallas)	10	20.0	16.5
ang1 (grados)	45	117.7	29.3
dip1 (metros)	5	3.7	4.1
parameli1	15	14.6	15.6
is2	70	70.2	70.3
id2	70	70.3	70.1
sma2 (número de subfallas)	30	33.6	30.6
sme2 (número de subfallas)	10	13.8	13.5
ang2 (grados)	45	45.9	46.7
dip2 (metros)	5	4.2	3.8
parameli2	15	14.8	13.1

La Figura 3.5 muestra los ajustes en tiempo para la Prueba 1 y la Figura 3.6 los ajustes con la Prueba 2. En la Figura 3.7 aparecen el Modelo objetivo, y los resultados de las Pruebas 1 y 2.

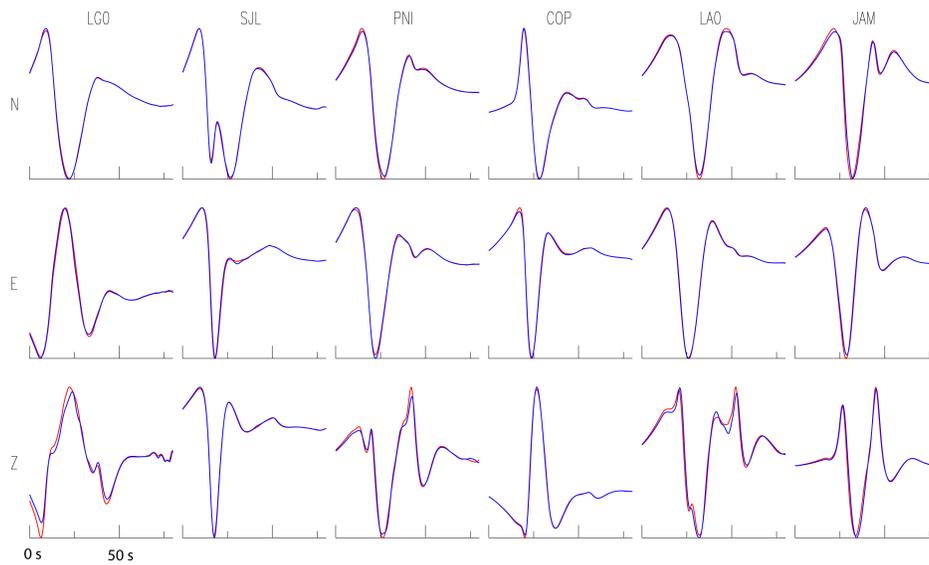


FIGURA 3.5: Comparación entre las trazas del Modelo objetivo y la Prueba 1. Las trazas rojas representan los resultados de la inversión, las trazas en azul son los datos sintéticos.

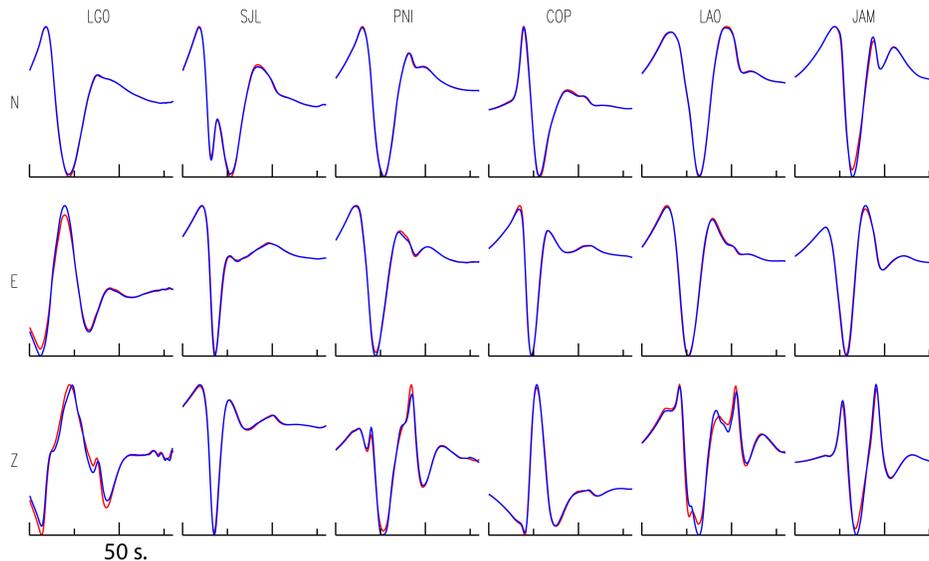


FIGURA 3.6: Comparación entre las trazas del Modelo objetivo y la Prueba 2. Las trazas rojas representan los resultados de la inversión, las trazas en azul son los datos sintéticos.

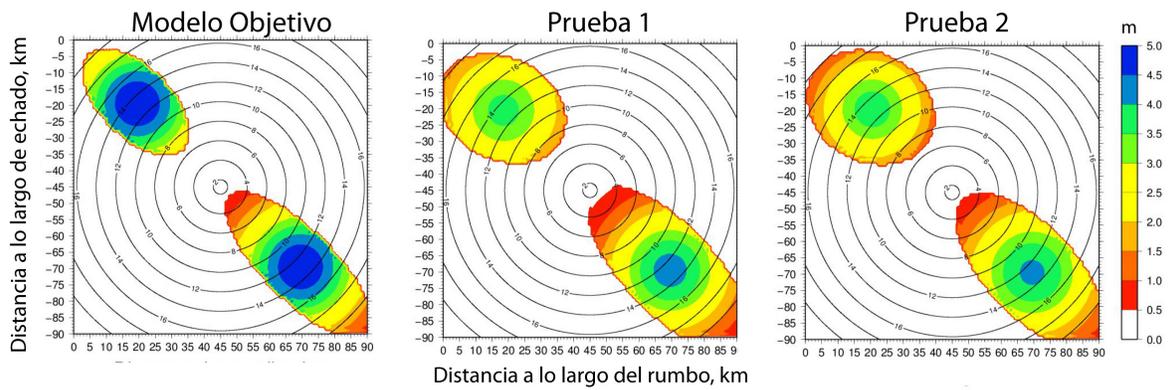


FIGURA 3.7: Configuración de elipses usada como modelo objetivo y resultados de las inversiones sintéticas. Modelo objetivo (izquierda), Prueba 1 (en medio) y Prueba 2 (derecha). La escala de color representa el deslizamiento máximo en metros

Capítulo 4

Resultados: Modelado del Sismo de Ometepec, Guerrero Mw=7.5

4.1. Antecedentes

El 20 de marzo de 2012 sucedió un sismo de magnitud Mw=7.5 en las costas de Guerrero y Oaxaca, México. Se localizó en el límite entre ambos estados. La localización del epicentro es: 16.254 N, 98.531 W con profundidad a 20 km, esta localización fue realizada con datos locales de velocidad y aceleración. Fue fuertemente sentido en la Ciudad de México (distancia aproximada: 320 km) y de acuerdo con el Instituto de Investigación de Ingeniería de Sismos (Earthquake Engineering Research Institute, por sus siglas en inglés, *EERI* (2012)) causó daños significativos en la zona epicentral, donde aproximadamente 2000 casas colapsaron o fueron dañadas estructuralmente.

Históricamente esta zona ha sido testigo de varios sismos fuertes consecuencia del límite convergente entre las placas de Cocos y Norteamérica. Según *Singh et al.* (1981) este tipo de eventos suceden con una periodicidad de 30-50 años. Algunos de ellos son citados en el trabajo de *UNAM-Seismology-Group* (2013). Según *Kanjorski* (2003) cada segmento que produce grandes sismos rompe de manera independiente y la dimensión del segmento es controlado por el espaciamiento de las cadenas de montes submarinos; explica que debido a cadenas montañosas en la placa de Cocos, los sismos de subducción característicos de esta zona pueden estar relacionados con las asperezas que producen al subducir la placa de Norteamérica. En la Figura 4.1 se muestran los sismos fuertes ocurridos en la zona así como las zonas de ruptura y la tendencia que siguen las cadenas de montes submarinos.

En junio de 1982 sucedió un doblete (*Astiz y Kanamori* (1984)) que aparentemente rompió el mismo segmento que el sismo de marzo de 2012. Los sismos fueron de magnitud 7.0 y 6.9 (Mw) respectivamente, el área de ruptura se delimitó con base en las réplicas (Fig. 4.1). El 14 de septiembre de 1995 sucedió otro sismo en la zona de magnitud Mw=7.3. *Courboux et al.* (1997) analizaron datos telesísmicos, locales y regionales para estudiar la fuente. La distribución de deslizamientos en el plano de falla sugiere dos zonas de máximo deslizamiento. De igual forma *Singh y Suarez* (1988) analizan las réplicas de sismos fuertes

y proponen que existen sismos con cantidades anómalas de réplicas (algunos tienen más réplicas mientras otros tienen una cantidad mucho menor). Según *UNAM-Seismology-Group* (2013) el sismo de marzo de 2012 presenta una cantidad muy grande de réplicas, lo que concuerda con el estudio de *Singh y Suarez* (1988).

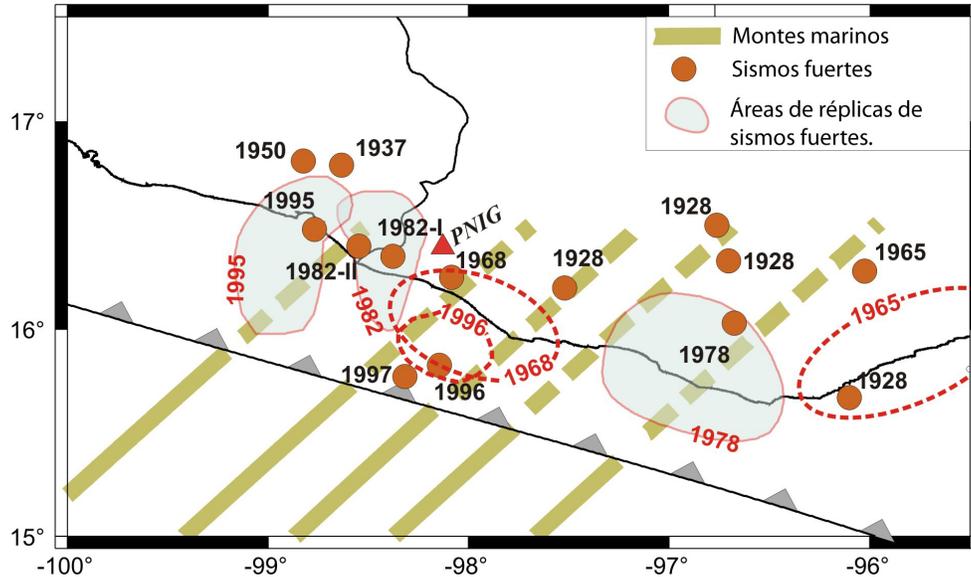


FIGURA 4.1: Ubicación de los sismos significativos en la región. Los puntos rojos representan los epicentros. Los contornos con línea continua representan las áreas de ruptura inferidas a partir de réplicas. Las líneas punteadas son el área de sismos a partir de réplicas con la diferencia de que existe incertidumbre en la localización de las réplicas. Tomada de *UNAM-Seismology-Group* (2013).

4.2. Datos

El estudio cinemático de la fuente, como muchos estudios en sismología, es dependiente de la cobertura azimutal de los datos. Esto quiere decir que entre más información exista de los cuatro cuadrantes alrededor del epicentro, la solución contendrá mas información y podrá ser más confiable. La situación ideal es que suceda un sismo dentro de un arreglo circular de estaciones, así se tiene información de la fuente en todas las direcciones. La Figura 4.2 muestra la distribución espacial de las estaciones utilizadas. Si se ubica al epicentro en el centro de un eje coordenado, se puede apreciar que para el cuadrante Norte-Este hay una buena cobertura azimutal (existen 5 estaciones entre los cero y los 90 grados), no así para los cuadrantes Sur-Este y Sur-Oeste donde no hay estaciones (entre 90 y más de 180 grados), por último en el cuadrante Norte-Oeste hay una estación. La estación más cercana (LG01) ubicada en la población Tepextla, Oaxaca, está a 11 km de distancia del epicentro. La estación más alejada del epicentro es JAMI que está a 75.7 km. La Tabla 4.1 muestra la distancia epicentral así como el azimut y la dependencia a la que pertenece cada estación.

Para este trabajo se utilizaron datos de tres instituciones diferentes: 1) Instituto de Ingeniería de la UNAM (SJLL, COPL y JAMI), 2) Centro de Instrumentación y Registro Sísmico A.C. (CIRES) (LG01 y LA03) y del SSN (PNIG). La razón de utilizar datos de diferentes instituciones fue para mejorar la cobertura azimutal y tener estaciones en campo cercano.

Los datos de las estaciones SJLL, COPL y JAMI utilizan acelerómetros FBA-23 de la marca *Kinematics* así como digitalizadores K2 de *Kinematics*. Las estaciones LG01 y LA03 utilizan digitalizadores fabricados por el CIRES A.C (*CIRES*). La estación PNIG cuenta con un acelerómetro FBA-23 de *Kinematics* y un registrador Q330 de *Quanterra*. Estos datos tiene un espectro plano en las frecuencias de interés.

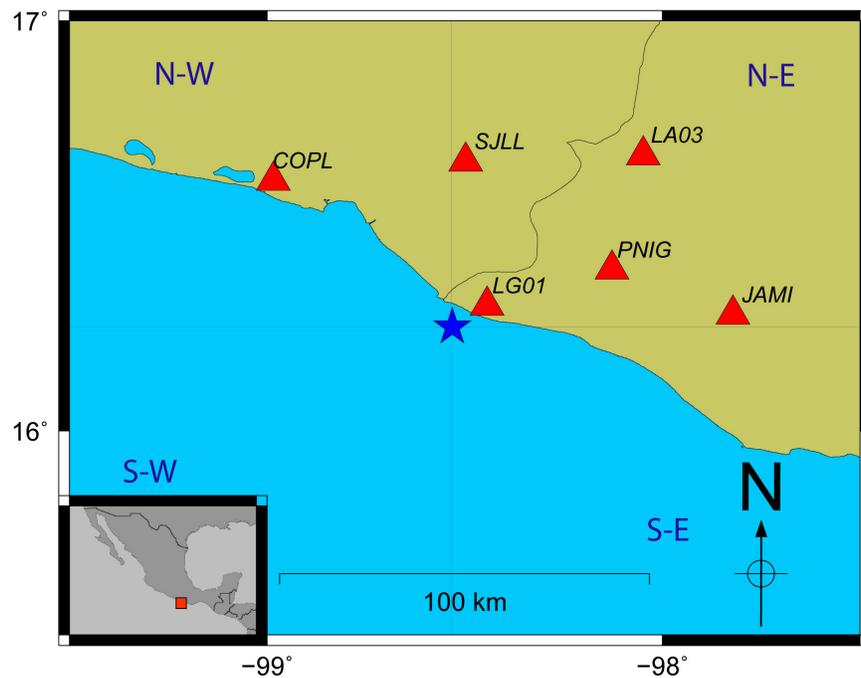


FIGURA 4.2: *Distribución espacial de las estaciones utilizadas en la inversión. La estrella representa el epicentro, los triángulos rojos son estaciones sísmológicas. Las letras azules (N-E, N-W, S-E y S-W) representan los cuatro cuadrantes tomando como origen el epicentro.*

4.3. Resultados

Haciendo uso del problema inverso explicado en las Secciones 2.5 y 3.4 se modelaron los espectros de las seis estaciones listadas en la Tabla 4.1. Los datos se cortaron al tiempo de origen y se integraron dos veces para obtener desplazamiento. Los sismogramas se filtraron de 0.0125 a 1 Hz. Por inspección visual se descartaron las componentes verticales de las estaciones LG01, SJLL y LA03 debido a que presentaron problemas en la integración matemática (la tendencia de los datos afecta en gran manera la integración). Se asumió un mecanismo

TABLA 4.1: *Información epicentral de las estaciones.*

Estación	Distancia epicentral [km]	Azimut [grados]	Dependencia
LGO1	11.03	58.42	CIRES A.C.
SJLL	44.98	4.48	Instituto de Ingeniería.
PNIG	45.83	70.13	Servicio Sismológico Nacional.
COPL	62.49	309.41	Instituto de Ingeniería.
LA03	69.40	47.86	CIRES A.C
JAMI	75.87	87.39	Instituto de Ingeniería.

focal obtenido por la Fase-W (método en fase de prueba, comunicación personal A. Iglesias, 2012, rumbo =295, echado=13 y *rake*=91). El plano de falla seleccionado explica el régimen tectónico y la distribución espacial de réplicas. Fue dividido en secciones rectangulares de 1 x 1 km. Se asumió que todo el deslizamiento debe estar confinado en un área de 90 x 90 km, por lo que el número de subfallas es de 90 x 90= 8100.

Los resultados muestran dos parches elípticos en un área de 60 x 35 km, que va de acuerdo con lo encontrado por *UNAM-Seismology-Group* (2013) (Figura 5.2). De la Fig. 4.3 se puede apreciar que la posición de los parches parece estar rodeando al hipocentro, lo que puede implicar una forma semicircular asociada a la subducción de montes submarinos. Se ve que los deslizamientos máximos ocurren después de 4 segundos y hasta casi 12 segundos. El primer parche elíptico aparece echado arriba del hipocentro con un deslizamiento máximo de casi 5 m (4.2 m) y es casi constante en toda la elipse. El segundo parche presenta un movimiento echado abajo del hipocentro, con una distribución de deslizamiento en un área mayor que la del primer parche (aproximadamente 25 % más grande). El segundo parche tiene un deslizamiento máximo de 5 m. Los resultados de la inversión y el mapa con el plano de falla se muestran en la Fig. 4.3. La parte derecha de la Figura 4.3 muestra el área de ruptura del doblete de 1982, el mecanismo focal utilizado y la distribución de deslizamientos dentro del plano de falla.

El momento sísmico encontrado es 8.9×10^{27} dinas x cm ($M_w=7.2$), que representa el 45 % del momento sísmico recuperado por el *GCMT* (1.98×10^{27} dinas x cm - $M_w=7.5$ -).

Los ajustes se muestran en la Fig. 4.4. Cada traza está escalada a su máxima amplitud. Se puede ver que los pulsos grandes tienen un buen ajuste, mientras que los detalles de los datos no son recuperados. Esto se debe a: 1) la reparametrización recupera las características de primer orden de los datos y 2) las amplitudes mayores tienen más peso en la inversión. Aún así, los resultados son congruentes con los resultados encontrados por *UNAM-Seismology-Group* (2013), ver Figura 5.2). Cabe mencionar que no se invirtieron el tiempo de ascenso y la velocidad de ruptura debido a la falta de resolución.

Aunque se realizaron cuatro inversiones más modificando el modelo inicial y algunos parámetros de la inversión (Tabla 4.2), los resultados no varían y el valor del *misfit* varía en

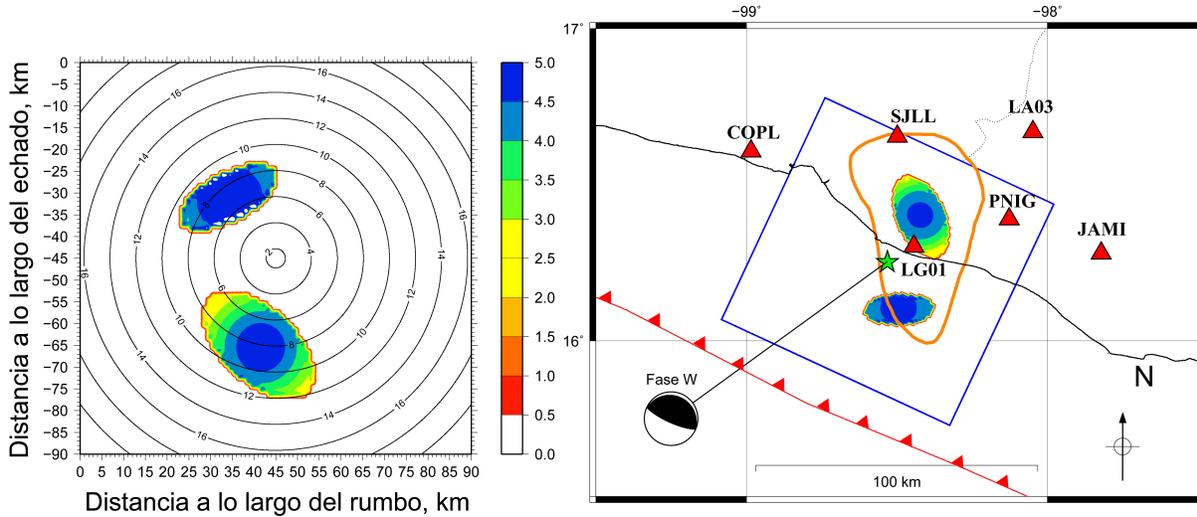


FIGURA 4.3: Izquierda: Modelo cinemático obtenido en la inversión. La escala de color representa el deslizamiento en metros. Los contornos en negro son los tiempos de ruptura en segundos. Derecha: Mapa con los deslizamientos en el plano de falla, mecanismo focal utilizado y la línea naranja representa el área de ruptura del doblete de 1982 (Astiz y Kanamori (1984)).

0.01%. La Fig. 4.5 muestra la evolución del *misfit* con respecto a las iteraciones. Las Pruebas 1 y 2 tardaron 15 horas aproximadamente para cada inversión en una computadora de veinte procesadores y 32 Gb en RAM, en la misma computadora las Pruebas 3 y 4 tardaron 8 horas aproximadamente.

TABLA 4.2: Parámetros utilizados en las diferentes pruebas de inversión. Las Pruebas 1 y 3 toman como modelo inicial los valores máximos de los parámetros, mientras que las Pruebas 2 y 4 toman los valores mínimos.

Parámetro	Prueba 1	Prueba 2	Prueba 3	Prueba 4
EPS	0.00002	0.00002	00002	00002
NT	3	3	1	1
NS	3	3	1	1
RT	0.98	0.98	0.98	0.98
MAXEVL	50000	50000	50000	50000
T	1	1	1	1

La Fig.4.6 muestra el ajuste en frecuencia de la inversión. Se puede apreciar que la fuente presenta pulsos complejos que no son recuperados totalmente por la inversión. Las amplitudes recuperadas a frecuencias bajas son menores que en los datos, lo cual explica el déficit de momento sísmico obtenido en la inversión.

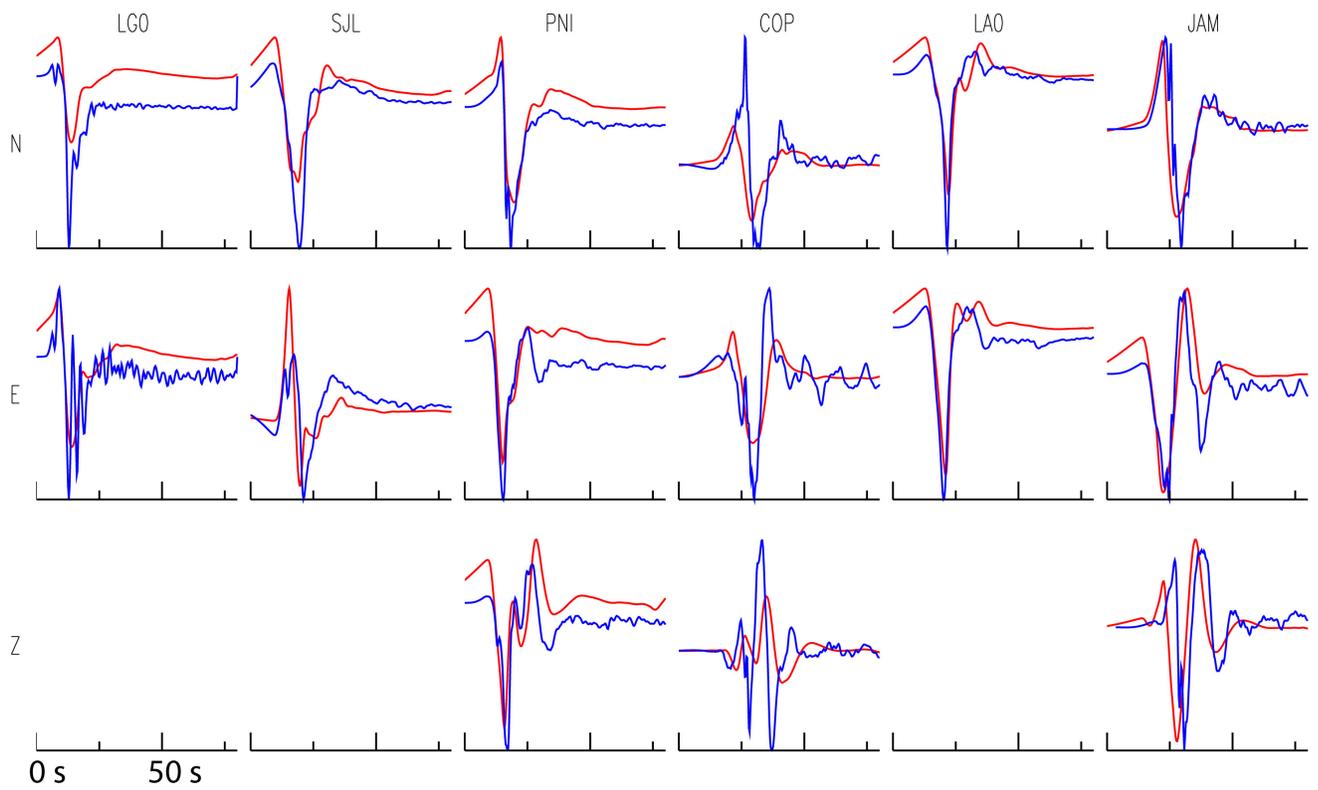


FIGURA 4.4: Comparación entre los datos (azul) y los sismogramas obtenidos en la inversión (rojo). Los datos que no aparecen no fueron utilizados en la inversión.

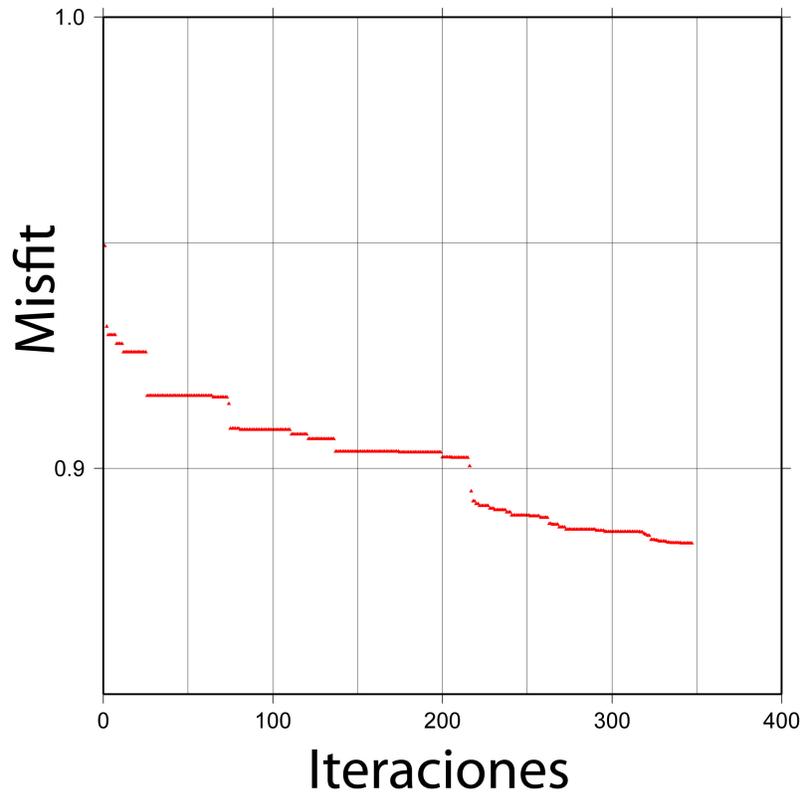


FIGURA 4.5: Gráfica de convergencia de la Prueba 1, muestra la evolución del misfit con respecto del número de iteraciones. Se observa que alrededor de las iteraciones 50, 170 y 230 el algoritmo encuentra mínimos con mejor ajuste y a partir de estos el misfit evoluciona paulatinamente.

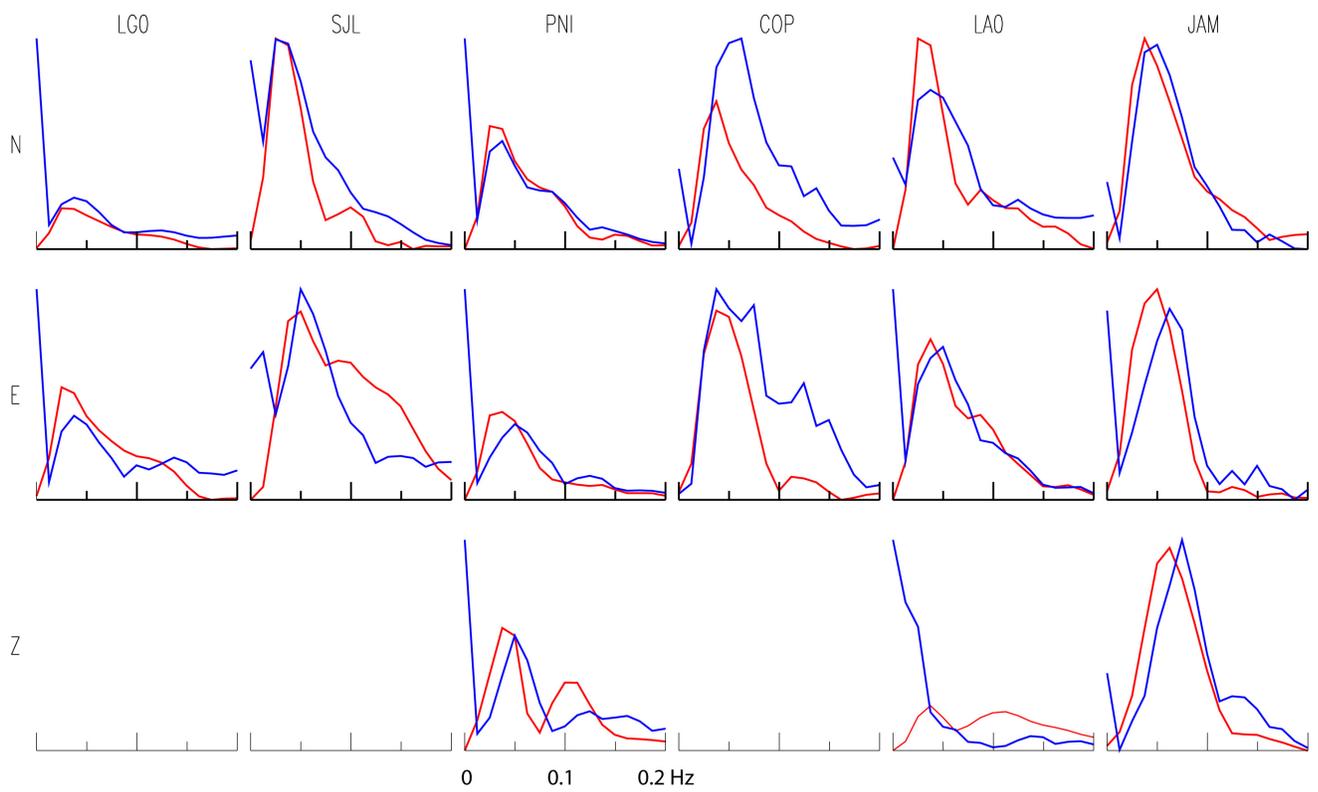


FIGURA 4.6: Comparación de los espectros para la Prueba 1. Datos en azul y sintéticos en rojo. Las componentes que no aparecen no se utilizaron en la inversión.

Capítulo 5

Discusión

De acuerdo con el trabajo realizado por *Riquelme et al.* (2012), en el cual localizaron y analizaron la evolución temporal y espacial de réplicas del sismo del 20 de Marzo de 2012 en Ometepec, Guerrero (evento principal) con una red local de banda ancha desplegada 20 horas después del evento principal, éstas se localizaron en un área de 50 x 50 km y su evolución temporal indica un desfaseamiento en dirección al Este. En la Fig 5.1 se observan las réplicas de las primeras 30 horas después de ocurrido el evento principal (círculos rosas). Estos eventos fueron localizados con una sola estación (PNIG) midiendo el tiempo de $S - P$ y el azimut (A. Iglesias, 2012, comunicación personal); los círculos vacíos son réplicas de los primeros 4 días usando estaciones de banda ancha instaladas aproximadamente 20 horas después del evento principal. Se puede ver que en las primeras horas las réplicas mapeaban un área más chica y próxima al evento principal, mientras que las réplicas de los cuatro días siguientes muestran varios enjambres de eventos y un área mayor. En la Figura 5.1 se muestran la localización usada en este trabajo, la obtenida por el *NEIC* y la obtenida por el *GCMT*. También se muestran algunos mecanismos focales de las réplicas más grandes calculadas por el SSN.

Haciendo un análisis de las réplicas, muchas de ellas ocurren al lado de las zonas de máximo deslizamiento en la falla, una posible explicación es que los esfuerzos en la zona de máximo deslizamiento ya se liberaron provocando una disminución en la cantidad de réplicas en esta zona. Un análisis de la transferencia de esfuerzos de Coulomb puede arrojar más información debido a que con éste es posible delimitar espacialmente las réplicas que fueron provocadas por el evento principal.

Analizando el modelo cinemático encontrado por *UNAM-Seismology-Group* (2013), lado izquierdo de la Figura 5.2) se puede apreciar que existen dos zonas de máximo deslizamiento, la primera echado arriba y la segunda echado abajo del hipocentro, ambas con un deslizamiento máximo aproximado de 5 m. También aparecen zonas con deslizamiento menor más alejadas del hipocentro que rompen la falla tiempo después. Estos parches de deslizamiento contribuyen al momento sísmico total, por lo tanto, estos pueden ser la explicación en el déficit de momento sísmico en el modelo encontrado en este trabajo.

Con el modelo cinemático obtenido en la Prueba 1, se calculó el problema directo con el

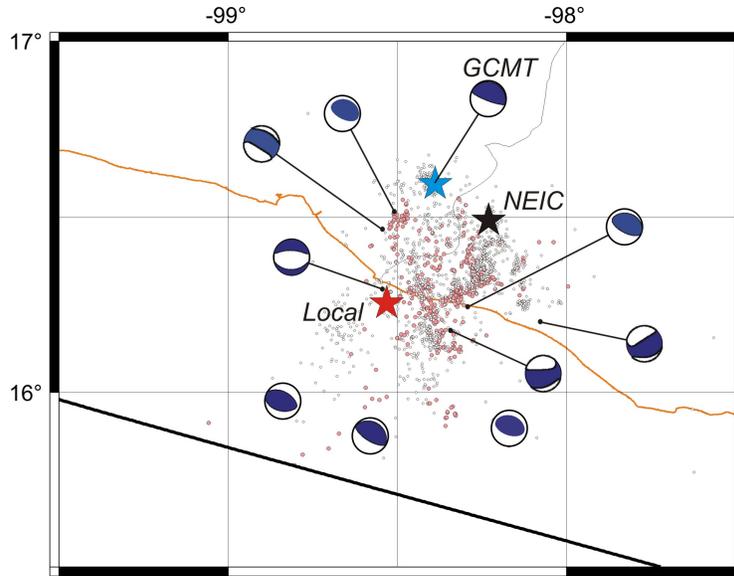


FIGURA 5.1: Mapa con las réplicas registradas las primeras 30 horas (círculos rosas), réplicas registradas en los primeros cuatro días (círculos vacíos) y mecanismos focales de las réplicas más grandes obtenidas por el SSN (SSN). Las estrellas son las localizaciones del sismo de marzo de 2012 obtenidas por diferentes dependencias.

fin de recuperar el campo estático de los datos, esto se hizo modificando las frecuencias de corte del filtro (el límite inferior es casi cero -1×10^{-6}). También se contó con información de tres estaciones permanentes de GPS que registraron el movimiento cosísmico, se graficaron los vectores obtenidos en la inversión y los datos. El resultado se muestra en la Fig. 5.3. Se aprecia que los vectores de movimiento para las tres estaciones PINO, MARQ y OMET son comparables en magnitud y dirección. Los valores de las componentes de los vectores de muestran en la Tabla 5.1.

TABLA 5.1: Componentes de los vectores de la Figura 5.3. Se muestran los observados y los calculados con el modelo final obtenido en la Prueba 1.

ESTACIÓN	E-W (Obs) [cm]	N-S (Obs) [cm]	E-W (Calc) [cm]	N-S (Calc) [cm]
PINO	-11.70	-8.9	-3.75	-6.58
OMET	-5.20	-28.1	-2.51	-22.94
MARQ	-3.83	-1.1	-5.26	-0.36

Si se grafican los sismogramas sintéticos escalados de -0.3 m a 0.3 m (Figura 5.4), se puede apreciar que la estación LA03 presenta una amplitud anómala. Una explicación puede ser por los efectos de sitio debajo de la estación. Un análisis de directividad puede brindar más información. En la Fig. 5.4 se puede notar que los principales pulsos son recuperados por la inversión, los tiempos de arribo de los pulsos más notorios son comparables. Los detalles en altas frecuencias no son recuperados debido a que en el modelo cinemático solo existen dos parches mientras que en la realidad la complejidad de la ruptura es mucho mayor, lo que

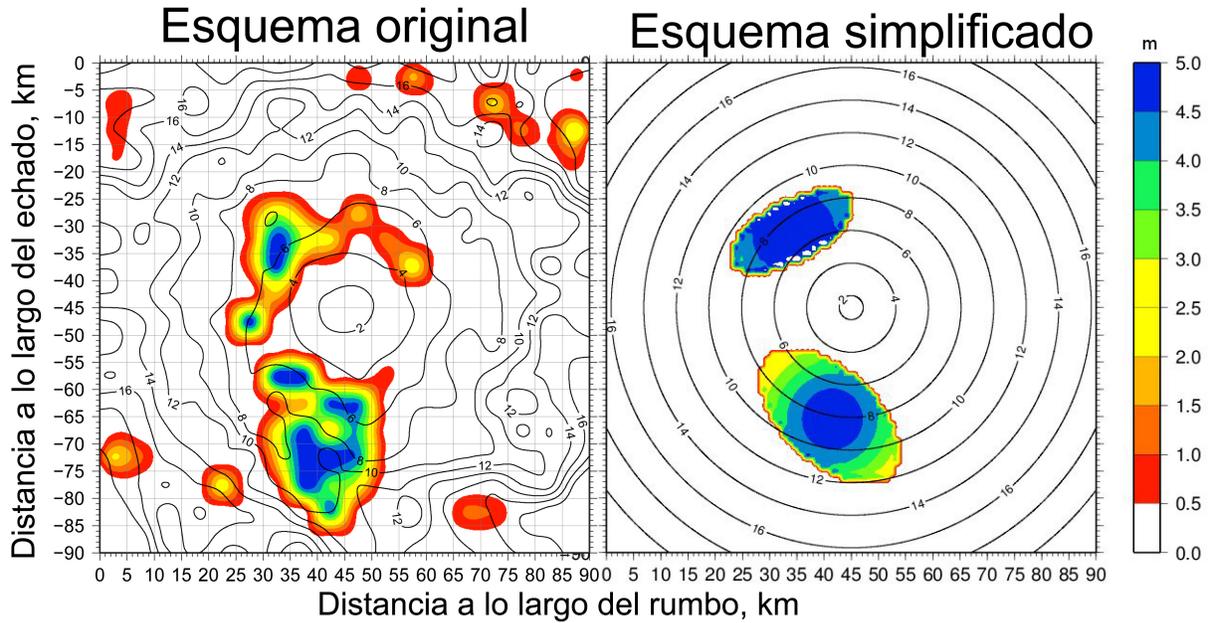


FIGURA 5.2: Comparación entre el esquema original obtenido por UNAM-Seismology-Group (2013) y el esquema simplificado obtenido en este trabajo. Se puede notar la semejanza entre las dos soluciones. La escala de colores representa el deslizamiento en metros y los contornos representan el tiempo de ruptura en segundos.

aporta frecuencias más altas en los datos.

Analizando la Figura 5.5 el doblete ocurrido en junio de 1982 rompió el mismo segmento que el sismo de marzo de 2012 (Figura 5.5). El área de ruptura de ambos sismos obtenidas a partir del mapeo de réplicas es de aproximadamente 78 x 41 km y 82 x 40 km, lo cual es semejante al área encontrada por (Riquelme et al. (2012), 50 x 50 km) y con lo encontrado en este trabajo (60 x 35 km). De acuerdo con UNAM-Seismology-Group (2013) el momento sísmico del sismo de 2012 es aproximadamente tres veces el del doblete de 1982. Lo que implica que los sismos del doblete aunque rompieron un área similar, el desplazamiento permanente fue menor que para el sismo de 2012. UNAM-Seismology-Group (2013) mencionan que el área de ruptura del doblete de 1982 y del sismo de 2012 están entre dos cadenas de montes submarinos (ver Figura 4.1), lo cual apoya la idea de que los sismos en la zona son afectados por la subducción de rasgos batimétricos (Kanjorski (2003)).

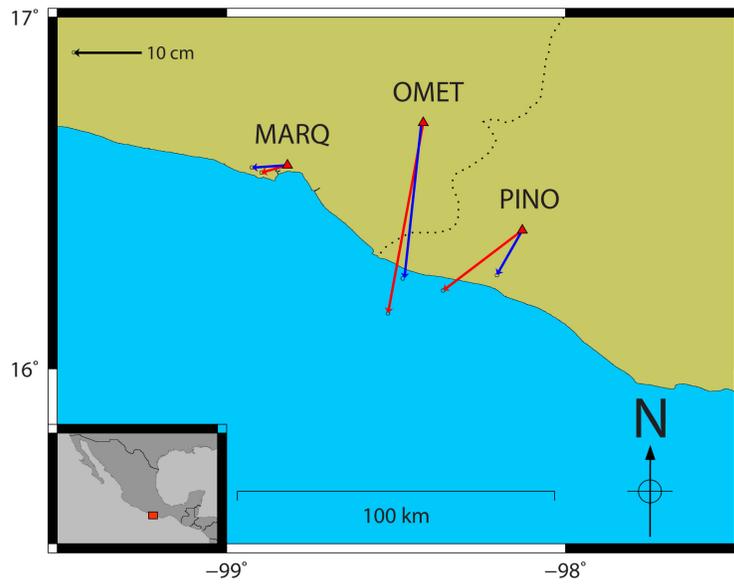


FIGURA 5.3: Comparación de los datos GPS con el campo estático recuperado en la inversión. Las flechas rojas son observaciones de GPS mientras que las flechas azules son el campo estático recuperado de los sismogramas sintéticos.

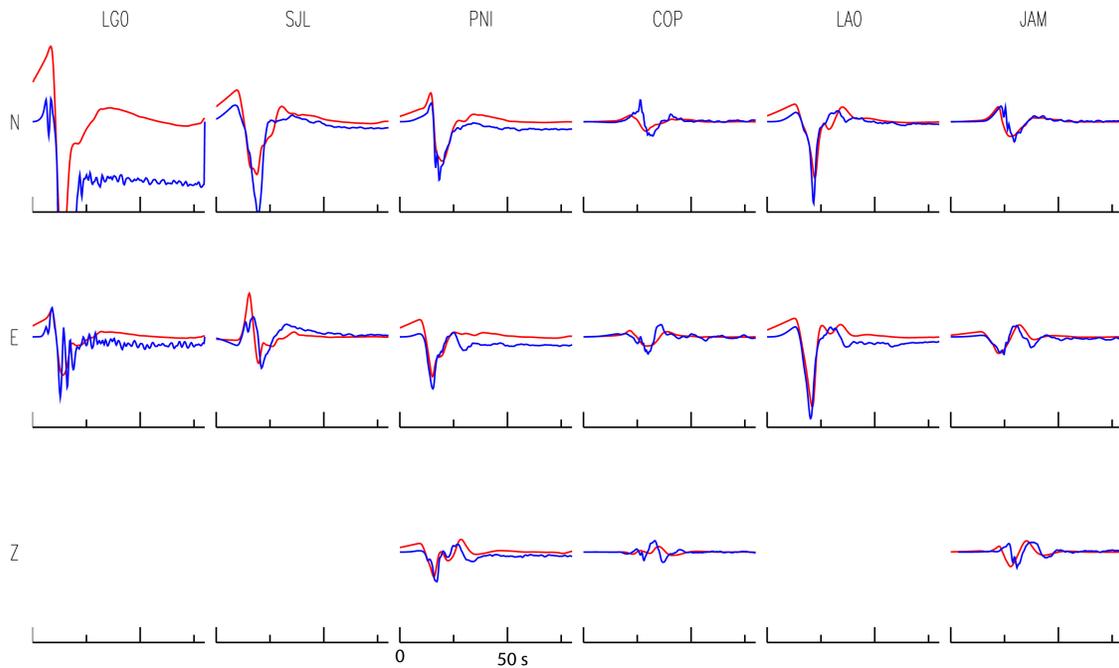


FIGURA 5.4: Sismogramas sintéticos en rojo, datos en azul. Las trazas se muestran en una escala de -0.3 a 0.3 m.

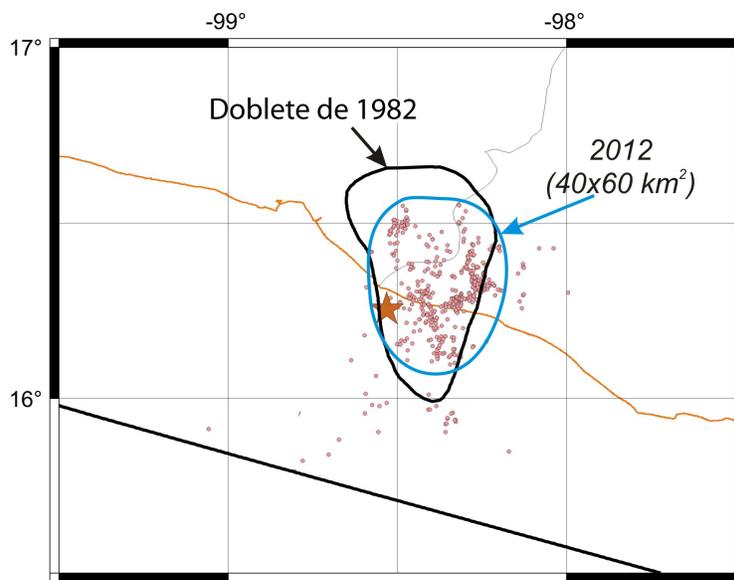


FIGURA 5.5: Áreas de ruptura a partir de la delimitación de réplicas. Línea negra: doblete de 1982 y línea azul: sismo de marzo de 2012. Los puntos de color rosa son las réplicas de las primeras 30 horas del sismo de marzo de 2012.

Capítulo 6

Conclusiones

En este trabajo de tesis se utilizó un esquema simplificado de inversión cinemática para modelar la ruptura del sismo de 20 de marzo de 2012 ($M_w=7.5$). En los resultados de la inversión se obtienen dos parches elípticos con deslizamiento máximo de aproximadamente 5 m. Los parches elípticos son casi perpendiculares y se localizan alrededor del hipocentro. En la Fig 5.2 se muestran los resultados de la inversión con el esquema original obtenido por *UNAM-Seismology-Group* (2013) y con el esquema simplificado obtenido en este trabajo. Se puede notar que la solución del modelo simplificado es muy parecida a la del esquema original. Como se menciona en la Sección 1.5, el mejor modelo será aquel que logre explicar los datos de manera sencilla, por lo que se cree que esta solución es una representación simple de la ruptura.

La solución obtenida sugiere una forma semicircular alrededor del hipocentro. Esto apoya la idea de *Kanjorski* (2003) y *UNAM-Seismology-Group* (2013) de que esta zona está influenciada por la subducción de rasgos batimétricos como las cordilleras de montes submarinos en la placa de Cocos (ver Fig. 4.1).

Se realizaron cuatro inversiones para el ejemplo del sismo de marzo de 2012, en cada una se modificó uno o más parámetros de entrada a la inversión como son : modelo inicial, NT, NS, MAXEVL, etc. (ver Tabla 4.2) y Sección 3.4). Las inversiones convergen a un *misfit* que difiere 0.01% entre cada modelo. Debido a esto, los resultados permiten pensar que esta implementación ayuda a reducir el problema de no unicidad instrínseco del problema cinemático.

Los espectros obtenidos por la inversión implementando parches elípticos y sus respectivas series de tiempo, ajustan bien los datos y son congruentes con el margen tectónico. Aunque los detalles de la ruptura contribuyen a las altas frecuencias y un modelo simplificado no es capaz de resolver altas frecuencias.

Así mismo, la distribución espacial de réplicas de los primeros cuatro días mapea un área semejante a la encontrada por el modelo simplificado. Esto implica que la inversión recupera las características espaciales de primer orden de la ruptura (zonas donde ocurre el mayor desplazamiento).

Las observaciones de datos GPS de tres estaciones ayudaron a validar los resultados del modelo encontrado. Las observaciones difieren

Este trabajo sirve como plataforma para una posible implementación en inversiones automáticas o inversiones rápidas para determinar los parámetros cinemáticos. De igual forma puede servir para aplicarse en tiempo real al Servicio Sismológico Nacional como medio para evaluar posibles zonas de réplicas, lugares con posibles mayores afectaciones y para notificar acerca de ésta a instancias gubernamentales tales como Protección Civil.

Bibliografía

- Aki, K., y P. Richards (1981), *Quantitative Seismology*, second ed., University Science Books.
- Ariew, R. (1976), Ockham's Razor: A Historical and Philosophical analysis of Ockham's Principle of Parsimony, *Computational Information Geometry*.
- Astiz, L., y H. Kanamori (1984), An earthquake doublet in Ometepe, Guerrero, Mexico, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *34*, 24–45.
- Bouchon, M. (1981), A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *71*(4), 959–971.
- Brudzinski, M., E. Carbal-Cano, F. Correa-Mora, y M.-A. B. DeMets, C. (2007), Slow slip transients along the Oaxaca subduction segment from 1993 to 2007, *Gophys. J. Int.*, *171*, 523–538.
- CIRES (), <http://www.cires.org.mx/>.
- Cotton, F., y M. Campillo (1995), Frequency domain inversion of strong motions: Application to the 1992 Landers earthquake, *J. Geophys. Res.*, *100*, 3961–3975.
- Cotton, F., y O. Coutant (1997), Dynamic stress variations due to shear faults in a plane-layered medium, *Gophys. J. Int.*, *128*, 676–688.
- Couorboulex, F., S. Singh, y F. Pacheco (1997), The 1995 Colima-Jalisco, Mexico, earthquake (mw 8): A study of the rupture process, *Geophysical Research Letters*, *24*(9), 1019–1022.
- Courboulex, F., M. Santoyo, J. Pacheco, y S. Singh (1997), The 14 September 1995 (M = 7.3) Copala, Mexico, Earthquake: A source study using teleseismic, regional, and local data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *87*(4), 999–1010.
- Das, S., y B. Kostrov (1990), Inversion for seismic slip rate and distribution with stabilising constraints: application to the 1986 Andreanof Islands earthquake., *J. Geophys. Res.*, *95*, 6899–6913.
- Das, S., y B. Kostrov (1994), Diversity of solutions of the problem of earthquake faulting inversion; application to SH waves for the great 1989 Macquarie Ridge earthquake, *Physiscs of the Earth And Planetary Interiors*, *85*, 293–318.

- DiCarli, S., C. Francois- Holden, S. Peyrat, y R. Madariaga (2010), Dynamic inversion of the 2000 Tottori earthquake based on elliptical subfault approximations, *J. Geophys. Res.*, *115*.
- EERI (2012), <https://www.eeri.org/wp-content/uploads/ometepepec-2012-eq-report.pdf>.
- Goefe, B., Ferrier, y Rogers (1994), Global optimization of statistical funciotns with Simulated Annealing, *Journal of Econometrics*, *60*, 65–100.
- Goldstein, P., y A. Snoke (2005), Sac Availability for the IRIS Community, *Incorporated Institutions For Seismology Data Management Center Electronic Newsletter*.
- Hartzell, S., y T. Heaton (1983), Inversion of strong-ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *73*, 1553–1583.
- Hernandez, B., et al. (2001), Rupture history of September 20, 1999 intraplate earthquake of Oaxaca, Mexico (Mw=7.5) from inversion of strong-motion data, *Geophysical research Letters*, *28*(2), 363–366.
- Holland, J. (1975), Adoptation in natural and artificial systems, *University of Michigan Press*, p. 228.
- Iglesias, A., V. Cruz-Atienza, N. Shapiro, S. Singh, y J. Pacheco (2001), Crustal structure of south-central Mexico estimated from the inversion of surface-wave dispersion curves using genetic and simulated annealing algorithms, *Geofisica Internacional*, *40*(3), 181–190.
- Ihlmé, P., y J. Ruegg (1997), Source tomography by simulated annealing using broadband surface waves and geodetic data: Application to the mw = 8.1 Chile 1995 event, *Gophys. J. Int.*, *131*, 146–158.
- Kanjorski, N. (2003), Cocos plate structure along the middle America subduction zone of Oaxaca and Guerrero, Mexico: Influence of subducting plate morphology on tectonics and seismicity, Ph.D. thesis, University of California, San Diego.
- Kennett, B., y N. Kerry (1979), Seismic waves in a stratified half space, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, *57*, 557–583.
- Kikuchi, M., y H. Kanamori (1991), Inversion of complex body waves, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *72*(2), 491–506.
- Kirkpatrick, S., C. Gelatt, y M. Vecchi (1983), Optimization by Simulatued Annealing, *Science*, *220*(4598).
- Kostoglodov, V., S. Singh, J. Santiago, K. Larson, A. Lowry, y R. Bilham (2003), A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophysical Research Letters*, *30*(15).
- Lay, T., y T. Wallace (1995), *Modern Global Seismology*, first ed., Academic Press.

- Lee, W., H. Kanamori, P. Jennings, y C. Kisslinger (Eds.) (2003), *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. Part A*, first ed., Academic Press.
- Marquez-Azua, B., y C. DeMets (2009), Deformation of Mexico from continuous GPS from 1993 to 2008, *Geochemistry Geophysics Geosystems and Electronic Journal of the Earth Sciences*, 10(2).
- Mendoza, C., y S. Hartzell (1999), Fault-slip distribution of the 1995 Colima-Jalisco, Mexico, earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, 1338–1344.
- Menke, W. (1989), *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, first ed., Academic Press, Inc.
- Olson, A., y R. Apsel (1982), Finite faults and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6), 1969–2001.
- Peyrat, S., R. Madariaga, E. Buforn, J. Campos, G. Asch, y J. Vilotte (2010), Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data, *Gophys. J. Int.*, 182, 1411–1430.
- Riquelme, M., et al. (2012), Aftershocks of Ometepec, Guerrero-Oaxaca earthquake of 20 March 2012, $m_w=7.4$, RAUGM.
- Sambridge, M. (1999), Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm. I. Searching a parameter space, *Gophys. J. Int.*, 138, 479–494.
- Singh, S., y G. Suarez (1988), Regional variation in the number of aftershocks ($m_b=5$) of large subduction zone earthquake ($M_w>7$), *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78, 230–244.
- Singh, S., L. Astiz, y J. Havskov (1981), Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone: A reexamination, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(3), 827–843.
- SSN, t. . h. ().
- Stein, S., y M. Wyssession (2003), *An Introduction to seismology, earthquakes, and Earth structure*, first ed., Blackwell Publishing.
- Suárez, G., y P. Albinì (1999), Evidence for Great Tsunamigenic Earthquakes ($m 8.6$) along the Mexican Subduction Zone, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99, 892–896.
- Tarantola, A. (2005), *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*, SIAM.
- Tarantola, A., y B. Valette (1982), Generalized nonlinear inverse problem solved using the least squares criterion, *Rev. Geophysics. Space Phys.*, 20, 219–232.

- Thatcher, W. (1990), Order diversity in the models of Circum-Pacific Earthquake Recurrence, *J. Geophys. Res.*, *95*(B3), 2609–2623.
- Twardzik, C., R. Madariaga, S. Das, y S. Custódio (2011), Robust features of the source process for the 2004 Parkfield, California, earthquake from strong-motion seismograms, *Gophys. J. Int.*, *191*, 1245–1254.
- UNAM-Seismology-Group (2013), Ometepe-Pinotepa Nacional, Mexico Earthquake of March 20, 2012 (mw7.5): A Preliminary Report.
- Vallée, M., y M. Bouchon (2004), Imaging coseismic rupture in far field by slip patches, *Gophys. J. Int.*, *156*, 615–630.