



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**INVERSIÓN DEL TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO Y FUNCIÓN FUENTE  
TEMPORAL DE TERREMOTOS UTILIZANDO REGISTROS DE CAMPO CERCANO**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

CATALINA PATRICIA MORALES YÁÑEZ

PROFESOR GUÍA:  
JAVIER RUIZ PAREDES

PROFESOR CO-GUÍA:  
FRANCISCO ORTEGA CULACIATI

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
DIANA COMTE SELMAN  
LUIS RIVERA GIRALDO

SANTIAGO DE CHILE  
2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL GRADO DE:** Magíster en Ciencias, Mención  
Geofísica

**POR:** Catalina Patricia Morales Yáñez

**FECHA:** Septiembre 2016

**PROFESOR GUIA:** Javier Ruiz Paredes

## **INVERSIÓN DEL TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO Y FUNCIÓN FUENTE TEMPORAL DE TERREMOTOS UTILIZANDO REGISTROS DE CAMPO CERCANO**

Obtener parámetros de la fuente sísmica a partir de datos sismológicos y/o geodésicos es de suma importancia en la caracterización de la fuente de terremotos, lo cual cobra especial relevancia en sistemas de monitoreo sísmico en tiempo real. Existen modelos y metodologías que permiten realizar estas inferencias asumiendo distintos niveles de complejidad en el modelo de la fuente sísmica. Sin embargo, la inversión simultánea del tensor de momento y función fuente temporal utilizando datos regionales y de campo cercano de terremotos es un tema poco estudiado. El objetivo principal de este trabajo es invertir la función fuente temporal y el tensor de momento sísmico utilizando datos sismológicos de campo cercano y regional. Para ello se planteó una metodología y se desarrolló una herramienta computacional propia, la cual se usó para estudiar parámetros de la fuente de sismos magnitud  $M_w > 6.0$  ocurridos en la zona Norte de Chile.

El código computacional se escribió en lenguaje de programación Python, el cual permite invertir el tensor de momento sísmico y la función fuente temporal usando registros de campo cercano. Para calcular las funciones de Green del medio se utilizaron los programas computacionales *Computer Programs in Seismology (CPS)*. El programa de inversión lee las funciones de Green precalculadas y minimiza el error de ajuste entre los sismogramas sintéticos y observados usando el método de mínimos cuadrados para estimar las componentes del tensor de momento. La función fuente se parametrizó como la suma de funciones bases, donde las amplitudes de éstas son las incógnitas del problema. Para estimar la función fuente se aplicó la técnica de mínimos cuadrados no negativo con un término adicional de regularización que impone una condición de suavidad sobre la función fuente. El código realiza la búsqueda del mejor centroide espacial para el ajuste de los datos, para ello itera primero en latitud y longitud, fijando la profundidad, y una vez obtenidas las coordenadas óptimas realiza una segunda iteración esta vez en profundidad.

La metodología se aplicó a eventos de la secuencia sísmica del terremoto de Pisagua del 2014,  $M_w$  8.1, y a un evento ocurrido el 2011 a 130 km de profundidad en la zona de estudio. El análisis de las soluciones obtenidas de los eventos estudiados muestra que los resultados son confiables y robustos al compararlos con soluciones publicadas por agencias sismológicas, pudiéndose incluso obtener relaciones entre la función fuente y las características del evento tales como su magnitud o profundidad (superficial, en la zona de contacto o profundo). El método de inversión si bien posee algunas limitaciones que pueden ser mejoradas, logra recuperar el tensor de momento y la función fuente en forma robusta. Las diferencias observadas con otras soluciones se encuentran en el rango de error y se observa que la función fuente depende de la zona sismogénica en donde ocurre.

*A mi familia y amigos, gracias por el apoyo y amor incondicional.  
Los amo.*

# Agradecimientos

Quisiera comenzar agradeciendo a la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica (CONICYT) por permitirme estudiar en este programa gracias a su Beca de Magíster Nacional.

Además quisiera agradecer a la comisión examinadora de mi tesis de grado, en especial a los profesores Javier y Francisco por su ayuda, comprensión, guía, sobretodo agradecerles por creer en mi y ayudarme en la postulación al Doctorado, incluso hasta largas horas de la madrugada. Además agradecerle al profesor Luis Rivera por recibirme en Francia y ayudarme en parte de la presente tesis. Agradecer además a LIA-Montessus de Ballore por financiar pasajes para mi estadía en EOST de la Universidad de Estrasburgo, y al profesor Francisco Ortega Culaciati quien a través del Advanced Mining Technology Center brindó apoyo económico para realizar esta visita.

A Geofísica, por acogerme durante este tiempo y hacerme sentir parte del departamento. Gracias a todos los cabres de la carrera por ayudarme (en los ramos y a sacar la vuelta), por esas largas discusiones, por esas risas y por hacerme sentir en casa. Quisiera hacer mención especial a GeoFem y a la oficina de niñas (con un par de niños) por todo lo vivido juntas. Además quisiera agradecer al Javi por estar conmigo acompañándome y apoyándome siempre, refugiándome en sus brazos cuando más lo necesitaba.

Gracias a los amigos de siempre, quienes a pesar de la distancia o nuestros diferentes caminos siempre están allí levantando el ánimo y apoyándome en todo.

Finalmente y lo más importante me gustaría agradecer a mi familia ellos son mi todo, y lo más importante en mi vida, gracias por ayudarme a cumplir mis metas, por hacerme tan feliz, por siempre estar conmigo a pesar de las distancias, por creer en mi y motivarme a seguir a pesar de las dificultades, por entenderme y apañarme en mis locura y sobretodo por amarme incondicionalmente.

# Tabla de contenido

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Objetivos . . . . .	5
1.1.1. Objetivo principal . . . . .	5
1.1.2. Objetivos específicos . . . . .	5
<b>2. Marco teórico</b>	<b>6</b>
2.1. Funciones de Green . . . . .	6
2.2. Teorema de representación . . . . .	8
2.2.1. Teorema de representación para una fuerza interna . . . . .	9
2.3. Tensor de momento sísmico . . . . .	11
2.3.1. Función fuente temporal . . . . .	13
2.3.2. Representación y descomposición del tensor de momento sísmico . . . . .	16
2.3.3. Descomposición del tensor deviatorico en las componentes DC y CLVD . . . . .	17
2.4. Problema inverso . . . . .	17
<b>3. Contexto sismotectónico</b>	<b>20</b>
3.1. Zona de estudio . . . . .	20
3.2. Redes de monitoreo instaladas en el norte de Chile . . . . .	22
3.3. Terremoto de Pisagua $M_w$ 8.1 2014 y sus réplicas . . . . .	22
<b>4. Metodología</b>	<b>25</b>
4.1. Desarrollo del programa computacional de inversión . . . . .	25
4.1.1. Funciones de Green . . . . .	26
4.1.2. Inversión del tensor de momento . . . . .	27
4.1.3. Inversión de la función fuente temporal . . . . .	31
4.2. Análisis comparativo . . . . .	35
<b>5. Resultados</b>	<b>38</b>
5.1. Aplicación del método de inversión en sismogramas sintéticos . . . . .	38
5.1.1. Tensor de momento sísmico . . . . .	38
5.1.2. Función fuente temporal . . . . .	41
5.2. Aplicación del método de inversión a un precursor del terremoto de Pisagua . . . . .	46
5.2.1. Búsqueda del centroide espacial óptimo . . . . .	46
5.2.2. Búsqueda de la mejor solución del tensor iterando por profundidad . . . . .	50
5.2.3. Inversión de la función fuente . . . . .	54

5.3. Análisis y modelamiento de la función fuente temporal para sismos ocurridos en el Norte de Chile . . . . .	65
5.3.1. Eventos de validación . . . . .	75
<b>6. Discusión</b>	<b>80</b>
<b>7. Conclusiones</b>	<b>84</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>86</b>

# Índice de tablas

4.1. Banda de frecuencias dependientes de la magnitud propuestas por <i>Kubo et al.</i> (2002).	28
5.1. Localización de los eventos analizados y coordenadas del centroide. . . . .	65
5.2. Valores del momento sísmico escalar y magnitud de momento reportados por el <i>CGMT</i> , <i>CSN</i> , <i>NEIC</i> y los estimados en este estudio. El * indica que en estos casos particulares la magnitud se encuentra calculada como magnitud local (MI). . . . .	68
5.3. Mecanismos focales ( <i>strike</i> , <i>dip</i> , y <i>rake</i> ) de los planos nodales calculados por el <i>GCMT</i> y los estimados a partir de la soluciones obtenidas en este estudio. . . . .	68
5.4. Mecanismos focales ( <i>strike</i> , <i>dip</i> , y <i>rake</i> ) de los planos nodales calculados por el <i>NEIC</i> y los estimados en este estudio. El %DC corresponde al porcentaje de la componente doble cupla calculado del tensor de momento sísmico. . . . .	71

# Índice de figuras

2.1.	Representación gráfica de una fuerza interna. . . . .	10
2.2.	Representación de las nueve cuplas del tensor de momento ( <i>Aki &amp; Richards, 1980</i> ). . . . .	12
2.3.	Parametrización temporal de las componentes del tensor de momento, función fuente temporal y valor del momento sísmico escalar, de acuerdo a <i>Weber (2009)</i> . . . . .	14
2.4.	Distintas funciones temporales que representan la función fuente. . . . .	15
2.5.	Ejemplo de una función base triangular de área unitaria. . . . .	15
3.1.	Zona de ruptura de grandes terremotos en el margen Nazca-Sudamericana durante los últimos 150 años. . . . .	21
3.2.	Red IPOC. . . . .	23
3.3.	Mapa con los eventos sísmicos a invertir. . . . .	24
4.1.	Modelo de estructura de velocidades 1D para el norte de Chile <i>Husen et al. (1999)</i> . . . . .	26
4.2.	Orden de las carpetas de la base de datos sintética de las funciones de Green. . . . .	27
4.3.	Ejemplo de selección de filtro para estaciones HL, ( <i>Delouis et al., 2009</i> ). . . . .	29
4.4.	Gráfico que muestra las formas de onda asociadas a dos columnas contiguas de la matriz <b>G</b> . . . . .	32
4.5.	Ejemplo de una curva <i>L</i> , ( <i>Aster et al., 2012</i> ). . . . .	34
4.6.	Ejemplos de resultados de la inversión de la función fuente utilizando diferentes $\epsilon$ . . . . .	34
4.7.	Diferenciación de la zona de contacto ( <i>Lay et al., 2012</i> ). . . . .	36
4.8.	Comparación de las funciones fuente temporal y un promedio de los espectros de amplitud de Fourier, ( <i>Lay et al., 2012</i> ). . . . .	37
5.1.	Representación de la solución obtenida en la inversión del tensor de momento sísmico. . . . .	39
5.2.	Representación de la solución obtenida en la inversión del tensor de momento sísmico. . . . .	39
5.3.	Representación de la solución obtenida en la inversión del tensor de momento sísmico. . . . .	40
5.4.	Representación de la solución obtenida en la inversión del tensor de momento sísmico. . . . .	40
5.5.	Representación de la solución obtenida en la inversión del tensor de momento sísmico. . . . .	41
5.6.	Solución de la función fuente obtenida durante la inversión. . . . .	42
5.7.	Ajuste de los 28 triángulos que se usaron para la inversión. . . . .	43
5.8.	Solución de la función fuente obtenida durante la inversión al utilizar tres triángulos. . . . .	43
5.9.	Ajuste de los tres triángulos que se usaron para la inversión. . . . .	44
5.10.	Función fuente obtenida durante la inversión y función fuente utilizada. . . . .	44
5.11.	Función fuente obtenida durante la inversión y función fuente utilizada. . . . .	45
5.12.	Función fuente obtenida durante la inversión y función fuente utilizada. . . . .	45
5.13.	Resultados de la inversión al realizar una búsqueda de la mejor solución iterando por latitud y longitud. . . . .	47



5.14. Solución de la inversión del tensor de momento para el evento de prueba. . . . .	48
5.15. Comparación de las formas de onda. . . . .	48
5.16. Comparación de las formas de onda en desplazamiento. . . . .	50
5.17. Iteración en profundidad para encontrar la mejor solución del tensor. . . . .	51
5.18. Resultado de la inversión del tensor de momento del evento de prueba. . . . .	51
5.19. Comparación de las formas de onda en desplazamiento . . . . .	51
5.20. Comparación de las formas de onda. . . . .	53
5.21. Ejemplo de la curva <i>L</i> . . . . .	55
5.22. Ajuste de las formas de onda observadas con las sintéticas. . . . .	56
5.23. Función fuente temporal obtenida en la inversión y espectro de amplitud de Fourier. . . . .	56
5.24. Curva <i>L</i> obtenida durante la inversión de la función fuente. . . . .	58
5.25. Ajuste de los sismogramas sintéticos con los observados utilizando una frecuencia de esquina superior de 0.2 Hz. . . . .	58
5.26. Función fuente obtenida en la inversión y espectro de amplitud de Fourier. . . . .	59
5.27. Ajuste de los sismogramas sintéticos con los observados. . . . .	60
5.28. Función fuente obtenida en la inversión y espectro de de amplitud de Fourier. . . . .	60
5.29. Ajuste de los sismogramas sintéticos con los observados. . . . .	61
5.30. Función fuente obtenida en la inversión y espectro de de amplitud de Fourier. . . . .	62
5.31. Ajuste de los sismogramas sintéticos y observados. . . . .	63
5.32. Función fuente obtenida en la inversión y espectro de de amplitud de Fourier. . . . .	63
5.33. Función fuente obtenida en la inversión y espectro de de amplitud de Fourier. . . . .	64
5.34. Resultados de la inversión al realizar una búsqueda de la mejor solución iterando por latitud y longitud. . . . .	66
5.35. Resultados de la inversión al realizar una búsqueda de la mejor solución iterando por latitud y longitud. . . . .	67
5.36. Resultado de la inversión del tensor de momento. . . . .	69
5.37. Resultado de la inversión del tensor de momento. . . . .	70
5.38. Función fuente temporal obtenida en la inversión y espectro de amplitud de Fourier. . . . .	71
5.39. Función fuente temporal obtenida en la inversión y espectro de amplitud de Fourier. . . . .	72
5.40. Función fuente temporal obtenida en la inversión y espectro de amplitud de Fourier. . . . .	73
5.41. Función fuente del <i>NEIC</i> para el evento ocurrido el 3 de abril de 2014 . . . . .	75
5.42. Inversión del terremoto del 2011 de profundidad intermedia. . . . .	76
5.43. Inversión del terremoto de Pisagua. . . . .	78
5.44. Inversión obtenida por <i>Duputel et al.</i> (2015) para el terremoto de Pisagua del 1 de abril de 2014 . . . . .	79
5.45. Función fuente calculada por el <i>NEIC</i> para el el terremoto de Pisagua del 1 de abril de 2014 . . . . .	79

# Capítulo 1

## Introducción

Chile se ubica en una de las zonas de subducción en la que ocurre la actividad sísmica y volcánica más intensa en todo el planeta. Chile se extiende a lo largo de un margen convergente en el que domina la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, siendo uno de los escenarios geodinámicos propicios para la ocurrencia de una gran diversidad de terremotos que ocurren a distintas profundidades y que alcanzan grandes magnitudes, entre los que destacan los terremotos que ocurren en el contacto sismogénico. Entre estos grandes eventos sísmicos ocurridos en Chile se pueden mencionar,  $M_w$  9.5 de Valdivia (1960) (e.g. *Astiz & Kanamori (1986)*),  $M_w$  8.8 de Maule (2010) (e.g. *Moreno et al. (2010)*; *Vigny et al. (2011)*; *Delouis et al. (2010)*),  $M_w$  8.1 de Pisagua (2014) y  $M_w$  8.4 de Illapel (2015) (e.g. *Tilmann et al. (2016)*).

El terremoto  $M_w$  8.1 de Pisagua del 1 de Abril del 2014 (e.g. *Schurr et al. (2014)*; *Lay et al. (2014)*, *Hayes et al. (2014)*; *Ruiz et al. (2014)*) generó una ruptura de aproximadamente 150 km de largo entre los 19.5°S y los 21°S, rompiendo un segmento intermedio de la gran brecha sísmica del norte de Chile. El último gran terremoto ocurrido en dicha laguna fue el terremoto  $M_w$  8.8 de 1877 que se estima debió extenderse en términos de la zona de ruptura por más de 500 km de longitud desde Arica hasta la península de Mejillones (e.g. *Comte & Pardo (1991)*; *Kausel (1986)*). La presencia de esta brecha sísmica y la espera de un gran terremoto en la zona norte de Chile motivó el interés de instalar diferentes observatorios que involucraron a distintas instituciones y universidades. Uno de estos observatorios y con el cual se trabajará corresponde al observatorio geofísico llamado *Integrated Plate boundary Observatory Chile (IPOC)* creado producto de la colaboración de instituciones tales como GFZ Postdam, CNRS Francia, Ecole Normale Supérieure Francia, Freie Universitat Berlin, GEOMAR Alemania, IPGP Francia, PUC Chile, Universidad Católica del Norte y la Universidad de Chile. IPOC dió lugar a la instalación de una gran diversidad de instrumental geofísico (e.g., GPS, sismómetros de banda ancha, acelerómetros, inclinómetros, instrumentos magnetoteléuricos y otros que permiten medir el movimiento de las fallas) que garantizaban una buena cobertura de estaciones con la cual fue posible registrar completamente la secuencia sísmica del terremoto  $M_w$  8.1 de Pisagua 2014, incluyendo el terremoto mismo, sus precursores y réplicas.

Este estudio está principalmente enfocado en estudiar sismos ocurridos en la zona norte de Chile, siendo uno de los objetivos principales caracterizar la fuente sísmica mediante el modelamiento

de las formas de onda. Dada la buena cobertura de estaciones en la zona con registro en continuo, el norte de Chile es un área de estudio ideal para caracterizar los parámetros de la fuente de terremotos. Así, por ejemplo, el análisis de las réplicas del terremoto de Pisagua permitirá determinar y conocer las diferencias en profundidad de eventos sísmicos ocurridos en el norte de Chile y caracterizar propiedades radiativas de estos eventos en el área de estudio. Para ello se estudian los parámetros de la fuente sísmica y su dependencia con ciertas variables (tales como la profundidad, la magnitud, el tipo de contacto entre otros) de la zona sismogénica asociadas esencialmente con la zona del contacto en donde se producen los eventos a analizar.

Obtener parámetros de la fuente sísmica a partir de datos sismológicos y/o geodésicos es de suma importancia en la caracterización de la fuente de terremotos, lo cual cobra especial relevancia en sistemas de monitoreo sismológico en tiempo real. Hoy en día, el esfuerzo de la comunidad científica se ha volcado en la caracterización rápida de la fuente sísmica (e.g. *Pasyanos et al.* (1996); *Kuge* (2003); *Hayes et al.* (2006); *Kanamori & Rivera* (2008); *Duputel et al.* (2012); *Delouis* (2014)). La inversión del tensor de momento sísmico y de la función fuente temporal de grandes terremotos es un tema recurrente e importante en sismología, ya que permite conocer las características del sismo (e.g. mecanismo focal, magnitud) y su proceso de ruptura.

Existen modelos y metodologías que permiten realizar estas inferencias asumiendo distintos niveles de complejidad en el modelo de la fuente sísmica. A modo de ejemplo, proyectos como el *Global Centroid Moment Tensor* (GCMT) calculan el tensor de momento del centroide a escala mundial utilizando registros de instrumentos banda ancha globales (*Dziewonski et al.* (1981); *Eksstrom et al.* (2012)), por otro lado, agencias como el *United States Geological Survey* (USGS) y el *National Earthquake Information Center* (NEIC) han implementado metodologías para obtener el tensor de momento sísmico en tiempo real (e.g. usando el método de la W-Phase, *Hayes et al.* (2006)).

Sin embargo, la inversión simultánea del tensor de momento y función fuente temporal utilizando datos regionales y de campo cercano de terremotos es un tema poco estudiado. En esta área de investigación, los programas computacionales *Computer Programs in Seismology* (CPS) desarrollados por *Herrmann* (2013) permiten realizar la inversión del tensor de momento sísmico utilizando datos banda ancha regionales y asumiendo una función fuente a priori del tipo impulsiva o triangular. En esta misma línea de trabajo, se han desarrollado metodologías similares que están orientadas a la determinación rápida de tensores de momento sísmico en el campo regional (e.g. *Pasyanos et al.* (1996)). Tanto en los trabajos de *Herrmann* (2013) y *Pasyanos et al.* (1996), la función fuente temporal es descrita por una única función simple.

Otros autores han incursionado en el problema de caracterizar la función fuente, por ejemplo, *Kuge* (2003) realiza el modelamiento de la función fuente temporal a partir de la inversión de parámetros de la fuente utilizando datos de campo cercano, donde determina primero el tensor de momento sísmico con una fuente puntual y luego estima la tasa de momento sísmico usando un modelo de falla finita. Para esto utiliza los datos de la red sismológica de Japón y eventos sísmicos que presentan una buena cobertura de estaciones y sólo para el caso de terremotos corticales que

ocurren al interior del continente.

Por otro lado, *Weber* (2009) calcula el tensor de momento sísmico en función del tiempo, utilizando una inversión con norma  $L_1$ , y en base a este resultado obtiene la función fuente temporal usando datos banda ancha en campo regional. *Delouis et al.* (2009) determina la magnitud de momento de los terremotos y una aproximación al tensor de momento usando registros de campo cercano. La metodología está basada en generar diferentes escenarios de terremotos con sus respectivas formas de onda, las cuales son almacenadas en una base de datos sintética que se usa a posteriori para estimar la magnitud de eventos reales. Una vez ocurrido el sismo se comparan los valores del nivel espectral de los sismogramas observados para una cierta magnitud y distancia, con el más parecido en dicha base de datos, obteniendo así parámetros que permiten estimar una magnitud de momento.

Posteriormente, en otro artículo de *Delouis* (2014), el autor propone una metodología más completa para calcular el mecanismo focal y la distribución espacio/temporal de momento suponiendo una fuente lineal, para esto el autor desarrolla un algoritmo de búsqueda donde prueba diferentes parámetros focales para crear datos sintéticos, los cuales son posteriormente comparados con los registros observados. Finalmente se selecciona el resultado que presente el mejor ajuste de las formas de onda sintéticas con las observadas, dado un criterio que mide la calidad del ajuste.

En el trabajo de *Yagi & Nishimura* (2011) se propone un método que permite invertir el tensor de momento en fuente puntual, asumiendo una función fuente triangular, usando sismogramas registrados en campo cercano. En base a esta metodología los autores son capaces de estimar el tensor de momento y la duración de la fuente del terremoto para el caso de una función fuente simple.

Motivados en contribuir al entendimiento de la ruptura sísmica por medio del cálculo y análisis de la distribución de la tasa de momento en el tiempo y de las características de la fuente sísmica se busca desarrollar una herramienta computacional que permita realizar la inversión de la función fuente temporal y del tensor de momento sísmico utilizando datos de campo cercano y regional. Analizando las propiedades de la función fuente obtenida de datos reales se espera poder asociar propiedades radiativas de la fuente con la zona sismogénica en la que se generó el sismo.

La zona de contacto sismogénico presenta segmentación a lo largo de manto, donde se han definido cuatro zonas sismogénicas, *A*, *B*, *C*, y *D* de acuerdo a *Lay et al.* (2012)(figura 4.7). La zona *A* es la más cercana a la fosa y la zona *D* la más profunda. En particular, la zona *A* es usualmente asísmica, y es la zona que genera los llamados *tsunami-earthquakes* (*Kanamori*, 1972). En base a las funciones fuente obtenidas en este trabajo y conociendo la zona en que ocurre el sismo, se busca relacionar propiedades radiativas de la fuente sísmica con la zona del contacto y la profundidad en la que se generó. Con esto se busca determinar y caracterizar, a un primer orden de un punto de vista sismológico, la zona de ruptura en el norte de Chile, es por esto que la metodología desarrollada en esta tesis se aplicará principalmente a registros de las réplicas del terremoto  $M_w$  8.1 de Pisagua del 2014.

Esta herramienta computacional permitirá estimar la función fuente y se podrá caracterizar la complejidad de la función fuente temporal (e.g. duración, contenido de frecuencias, forma y caída espectral) y estudiar detalladamente las características de la fuente sísmica, tales como el momento sísmico y su distribución en el tiempo. Además permitirá calcular el tensor de momento sísmico completo y sus componentes.

## **1.1. Objetivos**

### **1.1.1. Objetivo principal**

El objetivo principal de este trabajo corresponde a la inversión de la función fuente temporal y el tensor de momento sísmico utilizando datos sismológicos de campo cercano y regional.

### **1.1.2. Objetivos específicos**

- Comprender y aplicar el proceso necesario para obtener estimaciones del tensor de momento sísmico usando los programas *CPS*.
- Desarrollar una herramienta computacional propia que permita estimar el tensor de momento sísmico y la función fuente temporal de un evento usando registros de campo cercano y del campo regional.
- Investigar la robustez y limitaciones de la metodología propuesta en el punto anterior, analizando casos de estudio provenientes de sismos sintéticos y reales.
- Comparar y caracterizar diferentes funciones fuentes obtenidas para sismos  $M_w > 6.0$  en la zona Norte de Chile.

# Capítulo 2

## Marco teórico

Determinar las características de la fuente sísmica ha sido uno de los problemas fundamentales en sismología. Para resolver este problema se realiza una representación física y matemática del campo de desplazamientos producido por un terremoto. El campo de desplazamientos depende de diferentes parámetros y efectos, como lo son la trayectoria de las ondas sísmicas en el medio, las características del sitio y los efectos de la fuente sísmica.

La representación de la fuente sísmica es compleja, ya que esta se extiende en un área o volumen definido, ocurre en un cierto instante de tiempo, y además involucra movimientos, entendidos como discontinuidades en la fuente, que varían en dirección y magnitud. Sin embargo, la fuente sísmica se puede representar considerando una fuente simple, es decir una fuente representada por una fuerza uni-direccional, impulsiva, que se localiza en un cierto punto del espacio y se aplica en algún instante de tiempo. Esta sería la fuente sísmica más simple que se puede modelar.

Una fuente sísmica más general se puede complejizar incluyendo pares de fuerzas distribuidas por ejemplo, o introduciendo otros parámetros y modelos físicos de ruptura de la fuente. Para esto se necesitan dos componentes básicas para modelar el movimiento producido por un terremoto, las funciones de Green del medio y el llamado tensor de momento sísmico.

Gran parte del presente marco teórico se baso en el libro de *Aki & Richards* (1980), hasta aproximadamente la ecuación 2.12.

### 2.1. Funciones de Green

El campo de desplazamiento producido por una fuente simple unitaria corresponde a las funciones de Green elastodinámicas del problema. Si una fuerza impulsiva es aplicada en el punto,  $\mathbf{x} = \boldsymbol{\xi}$ , tiempo  $t = \tau$  y en la dirección  $n$ , entonces se puede escribir la  $i$ -ésima componente del desplazamiento en un punto  $(\mathbf{x}, t)$  cualquiera como  $G_{in}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\xi}, \tau)$ . Claramente dicha función de Green es

un tensor y depende de las coordenadas de la fuente y del receptor, y debe satisfacer la siguiente ecuación de movimiento en el volumen  $V$ ,

$$\rho \frac{d^2}{dt^2} G_{in} = \delta_{in} \delta(\mathbf{x} - \boldsymbol{\xi}) + \frac{d}{dx_j} \left( c_{ijkl} \frac{d}{dx_l} G_{kn} \right) \quad (2.1)$$

Se utilizarán siempre condiciones iniciales nulas, que corresponden a que  $\mathbf{G}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\xi}, \tau)$  y su derivada temporal con respecto a  $t$ ,  $\dot{\mathbf{G}}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\xi}, \tau)$ , son cero para cualquier  $t < \tau$  y  $\mathbf{x} \neq \boldsymbol{\xi}$ . Para especificar la unicidad de  $\mathbf{G}$  queda considerar las condiciones de borde en la superficie  $S$  que encierra al volumen  $V$ , pero dichas condiciones dependerán del caso de estudio o la aplicación de estas.

Si las condiciones de borde son independientes del tiempo, entonces el tiempo de origen puede ser ajustado como convenga, de aquí y usando la ecuación anterior se observa que  $\mathbf{G}$  depende de  $t$  y  $\tau$  sólo en la combinación  $t - \tau$ . Entonces,

$$\mathbf{G}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\xi}, \tau) = \mathbf{G}(\mathbf{x}, t - \tau; \boldsymbol{\xi}, 0) = \mathbf{G}(\mathbf{x}, -t; \boldsymbol{\xi}, -\tau) \quad (2.2)$$

la cual es una relación recíproca entre los tiempos de la fuente y del receptor.

Si  $\mathbf{G}$  satisface condiciones de borde homogéneas en la superficie externa  $S$ , entonces se puede utilizar la relación obtenida del campo de desplazamiento, deducida usando el teorema de Betti (ecuación 2.3) para obtener una relación recíproca entre la posición de la fuente y del receptor. Dicho teorema establece,

$$\begin{aligned} & \int_{-\infty}^{\infty} dt \int \int \int_V \{ \mathbf{u}(\mathbf{x}, t) \cdot \mathbf{g}(\mathbf{x}, \tau - t) - \mathbf{v}(\mathbf{x}, \tau - t) \cdot \mathbf{f}(\mathbf{x}, t) \} dV \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} dt \int \int_S \{ \mathbf{v}(\mathbf{x}, \tau - t) \cdot \mathbf{T}(\mathbf{u}(\mathbf{x}, t), \mathbf{n}) - \mathbf{u}(\mathbf{x}, t) \cdot \mathbf{T}(\mathbf{v}(\mathbf{x}, \tau - t), \mathbf{n}) \} dS \end{aligned} \quad (2.3)$$

en donde  $\mathbf{T}(\mathbf{u}(\mathbf{x}, t), \mathbf{n})$  representa las tracciones que actúan sobre la superficie  $S$  y  $\mathbf{n}$  es la normal externa a dicha superficie.

Entonces, si se considera que  $\mathbf{f}$  corresponde a una fuerza impulsiva unitaria con dirección  $m$  aplicada en el punto  $\mathbf{x} = \boldsymbol{\xi}_1$  y tiempo  $t = \tau_1$ , y que  $\mathbf{g}$  es una fuerza impulsiva unitaria con dirección  $n$  aplicada en  $\mathbf{x} = \boldsymbol{\xi}_2$  y en el tiempo  $t = -\tau_2$ . Además teniendo que  $u_i = G_{im}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\xi}_1, \tau_1)$  y  $v_i = G_{in}(\mathbf{x}, t; \boldsymbol{\xi}_2, \tau_2)$  y usando la ecuación 2.3 se obtiene que,

$$G_{nm}(\boldsymbol{\xi}_2, \tau + \tau_2; \boldsymbol{\xi}_1, \tau_1) = G_{mn}(\boldsymbol{\xi}_1, \tau - \tau_1; \boldsymbol{\xi}_2, -\tau_2) \quad (2.4)$$

usando  $\tau_1 = \tau_2 = 0$ , entonces la ecuación se vuelve,

$$G_{nm}(\boldsymbol{\xi}_2, \tau; \boldsymbol{\xi}_1, 0) = G_{mn}(\boldsymbol{\xi}_1, \tau; \boldsymbol{\xi}_2, 0) \quad (2.5)$$



que implica una relación de reciprocidad espacial. Por otro lado si se escoge  $\tau = 0$  entonces la ecuación 2.4 queda así,

$$G_{nm}(\xi_2, \tau_2; \xi_1, \tau_1) = G_{mn}(\xi_1, -\tau_1; \xi_2, -\tau_2) \quad (2.6)$$

la ecuación anterior implica una reciprocidad en el tiempo y espacio.

## 2.2. Teorema de representación

Por otro lado si usa la ecuación 2.3 con las funciones de Green para un campo de desplazamiento, por lo que se puede representar un campo de desplazamiento general diferente dentro del volumen  $V$ . Específicamente, se está interesado en encontrar una expresión para el desplazamiento  $\mathbf{u}$  dadas dos fuerzas  $\mathbf{f}$ , y  $\mathbf{g}$ , sobre un volumen  $V$  y con condiciones de borde en la superficie  $S$ . Si se incorpora en la ecuación 2.3 las fuerzas de cuerpo  $g_i(\mathbf{x}, t) = \delta_{in}\delta(\mathbf{x} - \xi)\delta(t)$ , donde la solución correspondiente es  $v_i(\mathbf{x}, t) = G_{in}(\mathbf{x}, t; \xi, 0)$ , entonces se obtiene que,

$$u_n(\mathbf{x}, t) = \int_{-\infty}^{\infty} dt \int \int \int_V f_i(\mathbf{x}, t) G_{in}(\mathbf{x}, \tau - t; \xi, 0) dV + \quad (2.7)$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} dt \int \int_S \{G_{in}(\mathbf{x}, \tau - t; \xi, 0) T_i(\mathbf{u}(\mathbf{x}, t), \mathbf{n}) - u_i(\mathbf{x}, t) c_{ijkl} n_j G_{kn,l}(\mathbf{x}, \tau - t; \xi, 0)\} dS$$

Antes de realizar una interpretación física de la ecuación anterior es útil intercambiar los símbolos  $\mathbf{x}$  y  $\xi$  y los símbolos  $t$  y  $\tau$ . Esto permite que el par  $(\mathbf{x}, t)$  corresponda a una posición y tiempo general en el cual se evalúa el desplazamiento, considerando que la integral de volumen y superficie varían y se describen con una convolución temporal en la coordenada  $\xi$ . Entonces la ecuación queda

$$u_n = \int_{-\infty}^{\infty} dt \int \int \int_V f_i(\xi, \tau) G_{in}(\xi, t - \tau; \mathbf{x}, 0) dV + \quad (2.8)$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} dt \int \int_S \{G_{in}(\xi, t - \tau; \mathbf{x}, 0) T_i(\mathbf{u}(\xi, \tau), \mathbf{n}) - u_i(\xi, \tau) c_{ijkl} n_j G_{kn,l}(\xi, t - \tau; \mathbf{x}, 0)\} dS$$

Esta ecuación corresponde a la primera forma del llamado Teorema de representación de fuentes sísmicas. Este teorema establece un método en el cual el desplazamiento  $\mathbf{u}$  en un cierto punto se forma por las contribuciones dadas por, una fuerza de volumen  $\mathbf{f}$  actuando sobre  $V$ , más la contribución dada por una tracción  $\mathbf{T}(\mathbf{u}, \mathbf{n})$ , y el mismo desplazamiento  $\mathbf{u}$ , que ocurren en la superficie  $S$ . La función de Green posee una fuente en  $\mathbf{x}$ , y cuyo punto de observación corresponde a  $\xi$  y se desea que el punto de observación se encuentre en  $\mathbf{x}$ , ya que con esto el desplazamiento total correspondería a la suma (integral) de las contribuciones de los desplazamientos en cada punto  $\mathbf{x}$  dado un cierto elemento de volumen y de superficie del volumen. Para esto es necesario considerar

el teorema recíproco para  $\mathbf{G}$ , pero dicho teorema requerirá ciertas condiciones.

Se pueden estudiar dos casos diferentes. El primero considera que las funciones de Green se encuentran determinadas por un borde rígido en la superficie  $S$ , entonces se puede escribir que  $\mathbf{G}^{\text{rigid}}$  corresponde a nuestra nueva función y posee condiciones de borde tales que  $G_{in}^{\text{rigid}}(\boldsymbol{\xi}, t - \tau; \mathbf{x}, 0) = 0$  para todo  $\boldsymbol{\xi}$  en  $S$ , entonces la ecuación 2.8, se convierte en,

$$\begin{aligned} u_n(\mathbf{x}, t) &= \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int \int \int_V f_i(\boldsymbol{\xi}, \tau) G_{ni}^{\text{rigid}}(\mathbf{x}, t - \tau; \boldsymbol{\xi}, 0) dV \\ &\quad - \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int \int_S u_i(\boldsymbol{\xi}, \tau) c_{ijkl} n_j \frac{\partial}{\partial \xi_l} G_{nk}^{\text{rigid}}(\mathbf{x}, t - \tau; \boldsymbol{\xi}, 0) dS \end{aligned} \quad (2.9)$$

De la misma forma, se puede escribir como función de Green a  $\mathbf{G}^{\text{free}}$ , lo cual implicaría que el término de la tracción,  $c_{ijkl} n_j (\partial/\partial \xi_l) G_{kn}^{\text{free}}(\boldsymbol{\xi}, t - \tau; \mathbf{x}, 0) = 0$ , para cualquier  $\boldsymbol{\xi}$  en  $S$ , reemplazando se encuentra que,

$$\begin{aligned} u_n(\mathbf{x}, t) &= \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int \int \int_V f_i(\boldsymbol{\xi}, \tau) G_{in}^{\text{free}}(\mathbf{x}, t - \tau; \boldsymbol{\xi}, 0) dV \\ &\quad + \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int \int_S G_{ni}^{\text{free}}(\mathbf{x}, t - \tau; \boldsymbol{\xi}, 0) T_i(\mathbf{u}(\boldsymbol{\xi}, \tau), \mathbf{n}) dS \end{aligned} \quad (2.10)$$

Las ecuaciones numeradas de la 2.8 a la 2.10 corresponden a las diferentes formas del teorema de representación y cada una de estas ecuaciones se pueden usar en diferentes estados de esfuerzo/deformación y condiciones de borde. Juntas parecen contradecirse, sin embargo como la tracción y el desplazamiento no pueden especificarse independientemente en la superficie de un medio elástico, no existe tal contradicción.

### 2.2.1. Teorema de representación para una fuerza interna

El teorema de representación es una poderosa herramienta en la teoría de la fuente sísmica, considera el caso en que una superficie  $S$  tenga incluida dos superficies internas adyacentes que están contenidas dentro de un volumen  $V$ . Esta representación de la fuente sísmica se basa en el trabajo de Reid (1910), quién a partir de un estudio de la falla de San Andrés, antes y después del terremoto de San Francisco de 1906, muestra que el movimiento debido a un terremoto se debe a la radiación de ondas sísmicas elásticas producto de deslizamientos espontáneos en fallas geológicamente activas. Con esta definición de fuente sísmica se busca comprender el proceso de deslizamiento de una falla y las ondas elásticas radiadas desde ésta, para lo cual se usa el teorema de representación.

Para usar las ecuaciones 2.8 y 2.10, se toma una superficie del volumen  $V$  consistente con una superficie externa  $S$ , y un segmento llamado  $\Sigma$  (superficie interna dentro de  $V$ ) donde ocurre la discontinuidad de desplazamientos, y que se encuentra libre de tracciones. Entendiendo que estamos

en una abstracción vectorial, se puede realizar una separación infinitesimal en  $\Sigma$  en donde  $\Sigma^+$  y  $\Sigma^-$  corresponden a dos superficies internas adyacentes cuyas normales se oponen la una de la otra sobre las caras de la falla (figura 2.1).

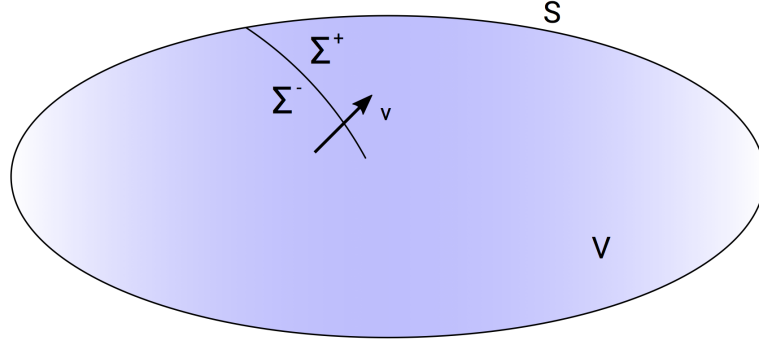


Figura 2.1: Medio elástico finito definido por un volumen  $V$  encerrado por una superficie externa  $S$  y superficie interna  $\Sigma$ .

Si el deslizamiento (discontinuidad del campo de desplazamientos) ocurre a través de  $\Sigma$ , entonces la discontinuidad del campo de desplazamientos y la ecuación de movimiento propuestas ya no se cumplen para todo el volumen al interior de  $S$ . Sin embargo, el teorema de representación de De Hoop-Knopoff (*Burridge & Knopoff* (1964)) si se satisface al aplicarlo sobre el volumen  $V$  encerrado por la superficie  $S + \Sigma^+ + \Sigma^-$ .

Ahora bien, la superficie  $S$  ya no es directamente el foco de interés, y por ello se asume que ambos,  $\mathbf{u}$  (desplazamiento) y  $\mathbf{G}$  (función de Green), satisfacen las mismas condiciones de borde homogéneas sobre  $S$ , pero no en  $\Sigma$ . Entonces de 2.8, usando la ecuación 2.5 y renombrando algunas variables e índices, se tiene que,

$$\begin{aligned}
 u_n(\mathbf{x}, t) &= \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int \int \int_V f_p(\boldsymbol{\eta}, \tau) G_{np}(\mathbf{x}, t - \tau; \boldsymbol{\eta}, 0) dV(\boldsymbol{\eta}) \\
 &+ \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int \int_{\Sigma} \left\{ \left[ u_i(\boldsymbol{\xi}, \tau) c_{ijpq} \nu_j \frac{\partial G_{np}}{\partial \xi_q}(\mathbf{x}, t - \tau; \boldsymbol{\xi}, 0) \right] \right\} \\
 &- [G_{np}(\mathbf{x}, t - \tau; \boldsymbol{\xi}, 0) T_p(\mathbf{u}(\boldsymbol{\xi}, \tau), \boldsymbol{\nu})] d\Sigma
 \end{aligned} \tag{2.11}$$

donde  $\boldsymbol{\eta}$  es una posición general dentro del volumen  $V$ , y  $\boldsymbol{\xi}$  es una posición general sobre  $\Sigma$ . Los términos encerrados por  $[\cdot]$  se deben entender como la discontinuidad que se genera a través de  $\Sigma$ . La normal externa a la superficie  $\Sigma$  es representada por  $\boldsymbol{\nu}$ .

En esta descripción aún no se ha asumido nada para las condiciones de borde sobre  $\Sigma$ . Aunque la elección para  $\mathbf{u}$  debe ajustarse a las propiedades actuales del desplazamiento y la tracción a lo largo de la superficie de ruptura de falla, la elección de  $\mathbf{G}$  puede ser modificada de cualquier manera que sea útil. Entonces, para  $\mathbf{u}$ , el deslizamiento sobre la falla toma un valor distinto de cero, pero la continuidad en la tracción implica que  $\mathbf{T}(\mathbf{u}, \boldsymbol{\nu}) = 0$ . El camino más común y simple usado para establecer una propiedad definida de  $\mathbf{G}$  sobre  $\Sigma$  es tomar un  $\Sigma$  como una superficie artificial a través

de la cual  $\mathbf{G}$  y sus derivadas son continuas, entonces  $\mathbf{G}$  satisface la ecuación de movimiento 2.1 incluso en  $\Sigma$ . Ésta es la forma más sencilla de estimar una función de Green para el volumen  $V$  y en ausencia de fuerzas de cuerpo, se tiene la siguiente representación para el campo de desplazamiento  $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ ,

$$u_n(\mathbf{x}, t) = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{\Sigma} [u_i(\boldsymbol{\xi}, \tau)] c_{ijpq} \nu_j \frac{\partial}{\partial \xi_q} G_{np}(\mathbf{x}, t - \tau; \boldsymbol{\xi}, 0) d\Sigma \quad (2.12)$$

No es una sorpresa que la discontinuidad de desplazamiento sobre la falla es suficiente para determinar el campo de desplazamientos en todo el volumen  $V$ , lo cual también era de esperar con el teorema de unicidad. Sin embargo, en una primera vista, es sorprendente que no tener condiciones de borde sobre  $\Sigma$  sea necesario para que las funciones de Green describan la propagación de ondas elásticas desde la fuente sísmica. Uno esperaría que el movimiento ocurriera sobre la falla estableciendo ondas que se difractarían de alguna manera sobre la superficie de falla. Pero aunque esta interacción complica la determinación de la función de deslizamiento  $[\mathbf{u}(\boldsymbol{\xi}, \tau)]$ , esto no entra en la determinación de la función de Green usada en 2.12, y de hecho, muchos sismólogos usan esta ecuación para calcular los movimientos creados por algún modelo asumido de la función discontinuidad de deslizamiento.

### 2.3. Tensor de momento sísmico

El tensor de momento sísmico es una representación tensorial (tensor de segundo orden) que describe la fuente sísmica tomando en cuenta propiedades de la discontinuidad de desplazamiento y de la orientación de la superficie de la falla. Dicho tensor caracteriza toda la información acerca de la fuente sísmica que se pueda observar en las ondas sísmicas cuya longitud de onda sea mucho mayor que la máxima dimensión lineal de la superficie  $\Sigma$ . En este caso se puede asumir que la fuente está definida por una fuente puntual con un cierto patrón de radiación. Luego, usando el producto de convolución temporal,  $*$ , la ecuación 2.12 se puede reescribir como

$$u_n(\mathbf{x}, t) = \int_{\Sigma} \int [u_i] \nu_j c_{ijpq} * \frac{\partial}{\partial \xi_q} G_{np} d\Sigma \quad (2.13)$$

donde se debe considerar que el producto de convolución entre una función  $f(t)$  y  $g(t)$ , es  $f * g = \int_0^t f(\tau)g(t - \tau)d\tau = \int_0^t f(t - \tau)g(\tau)d\tau = \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau)g(t - \tau)d\tau$  siempre y cuando  $f(t)$  y  $g(t)$  sean nulas para un  $t < 0$ .

Para interpretar el tensor de momento, se puede decir que si  $X_0(t)$  es la amplitud de una fuerza aplicada en la dirección  $p$  en el punto  $\boldsymbol{\xi}$  con una variación temporal cualquiera, entonces la convolución  $X_0 * G_{np}$  entrega la componente  $n$  del desplazamiento calculada en  $(\mathbf{x}, t)$  debido a una fuerza aplicada en el punto  $\boldsymbol{\xi}$ .

Generalizando, si la fuerza aplicada en  $\boldsymbol{\xi}$  es  $\mathbf{F}(\boldsymbol{\xi}, t)$ , entonces se debe realizar una suma sobre el índice  $p$  y escribir  $F_p * G_{np}$ , para calcular así la componente  $n$  del desplazamiento en  $(\mathbf{x}, t)$ . Para discontinuidades en el desplazamiento como en 2.13 hay que derivar  $G_{np}$  con respecto a las coordenadas de la fuente  $\xi_q$ . Dicha derivada espacial es equivalente (físicamente hablando) a tener

una única cupla (un par de fuerzas) cuyo brazo se encuentra en la dirección  $\xi_q$ , entendiendo que la fuerza se aplica en un cierto punto  $\xi$  ubicado en  $\Sigma$ . La suma sobre  $q$  en la ecuación 2.13 dice que cada componente del desplazamiento en  $\mathbf{x}$  es equivalente al efecto de las sumas de cuplas distribuidas en  $\Sigma$ .

Para tres componentes de la fuerza en tres posibles direcciones, existen nueve cuplas generalizadas como las que se muestran en la figura 2.2. Entonces la fuerza de superficie equivalente correspondiente a un elemento de superficie infinitesimal  $d\Sigma(\xi)$  puede ser representada como una combinación de nueve cuplas. La representación general necesita incluir *cuplas* cuya fuerza y brazo sean en la misma dirección como los casos (1,1), (2,2) y (3,3) de la figura 2.2 las cuales son llamadas *vector dipolo* o *dipolos*.

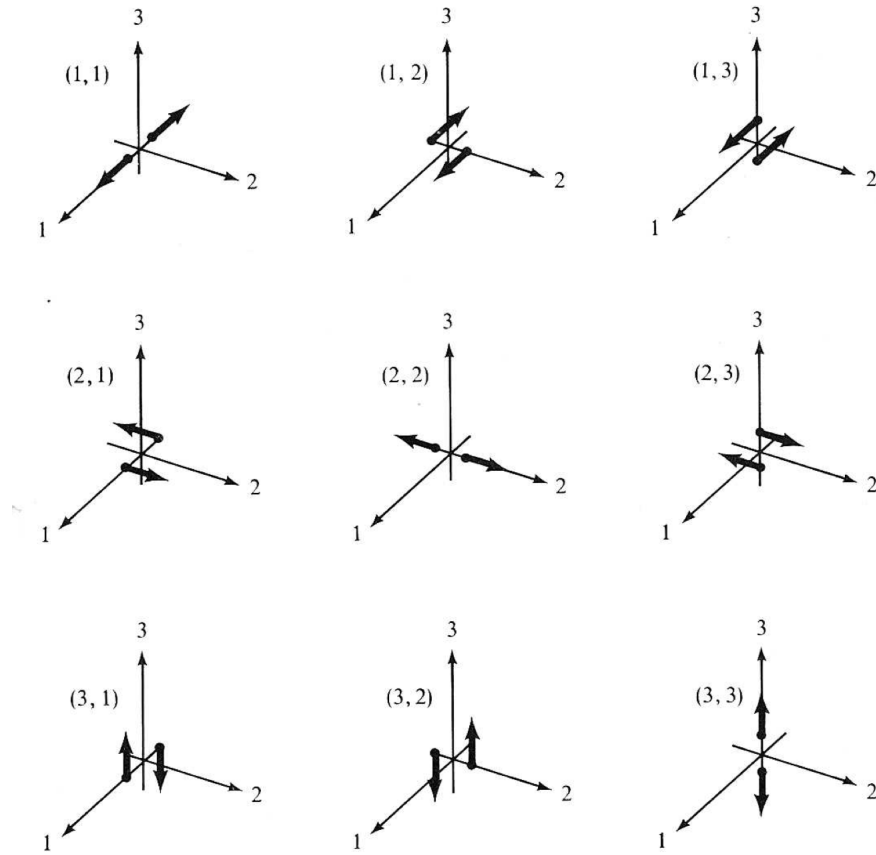


Figura 2.2: Representación de las nueve cuplas que son requeridas para obtener las fuerzas equivalentes para una discontinuidad de desplazamiento sobre una superficie  $\Sigma$  orientada en forma general en un medio elástico anisotrópico (Aki & Richards, 1980).

Dado que el término  $[u_i]\nu_j c_{ijpq} * \partial G_{np} / \partial \xi_q$  en la ecuación 2.13 es la componente  $n$  de un cierto campo medido en el punto  $\mathbf{x}$  dada una cupla ubicada en la coordenada  $\xi$ , se deduce que  $[u_i]\nu_j c_{ijpq}$  es la fuerza en la cupla  $(p, q)$ . La dimensión de  $[u_i]\nu_j c_{ijpq}$  corresponde a momento por unidad de área, lo cual tiene sentido ya que la contribución del momento total del punto  $\xi$  debe ocurrir en un elemento de superficie infinitesimal  $d\Sigma$ , centrado en  $\xi$ . Entonces se define el tensor,

$$m_{pq} = [u_i]\nu_j c_{ijpq} \quad (2.14)$$

que corresponde a la componente  $(p, q)$  del llamado tensor densidad de momento sísmico  $\mathbf{m}$ . En términos de simetría del tensor, que depende del tiempo, el teorema de representación para el campo de desplazamiento calculado en  $\mathbf{x}$  dada una discontinuidad en el desplazamiento  $[\mathbf{u}(\boldsymbol{\xi}, t)]$  a lo largo de  $\Sigma$  es,

$$u_n(\mathbf{x}, t) = \int \int_{\Sigma} m_{pq} * G_{np,q} d\Sigma \quad (2.15)$$

Este resultado ha sido desarrollado para una superficie de falla  $\Sigma$  extendida en un dominio finito. Sin embargo, cuando se usan datos reales se debe considerar una distancia mínima entre la fuente y el observador para los cuales las hipótesis y supuestos de este desarrollo son válidas. Comúnmente, se considera una distancia fuente-estación tal que  $\Sigma$  pueda ser asumida como una fuente sísmica puntual y tal que la longitud de ondas emitida sea mucho mayor que la máxima dimensión lineal de la falla. Para este tipo de ondas, se asume que la contribución de los diferentes elementos de superficie  $d\Sigma$  se encuentran en fase y que toda la superficie  $\Sigma$  puede ser considerada como un sistema de cuplas, localizadas en un cierto punto (por ejemplo el centro de  $\Sigma$ ), donde el tensor de momento sísmico  $\mathbf{M}$ , es igual a la integral de la densidad de momento sobre  $\Sigma$ . Entonces, para una fuente puntual se tiene,

$$u_n(\mathbf{x}, t) = M_{pq} * G_{np,q} \quad (2.16)$$

en donde el tensor de momento sísmico,  $\mathbf{M}$ , corresponde a,

$$M_{pq} = \int \int_{\Sigma} m_{pq} d\Sigma = \int \int_{\Sigma} [u_i] \nu_j c_{ijpq} d\Sigma, \quad i.e., \quad m_{pq} = \frac{dM_{pq}}{d\Sigma}. \quad (2.17)$$

el cual se puede escribir matricialmente como,

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix} \quad (2.18)$$

Una de las propiedades que se cumple para el tensor de momento sísmico es que es simétrico, es decir que de las nueve componentes del tensor, solo seis son independientes entre sí.

### 2.3.1. Función fuente temporal

Del resultado de la sección anterior y considerando una fuente puntual en el espacio, se llega a la ecuación 2.16, en donde cada componente del tensor de momento es una función temporal independiente de las otras. Esto se representa gráficamente en la figura 2.3, donde se muestra un ejemplo de la variación temporal de las seis componentes independientes del tensor de momento y la obtención de la función fuente temporal a partir de esta.

Debido a la dependencia temporal de cada componente del tensor de momento la ecuación 2.16 se expresa como,

$$u_n(\mathbf{x}, t) = M_{pq}(t) * G_{np,q}(t) \quad (2.19)$$

Sin embargo ésta no es la única forma de representar la dependencia del tiempo de la fuente sísmica. Alternativamente se puede asumir que todas las componentes del tensor de momento pueden

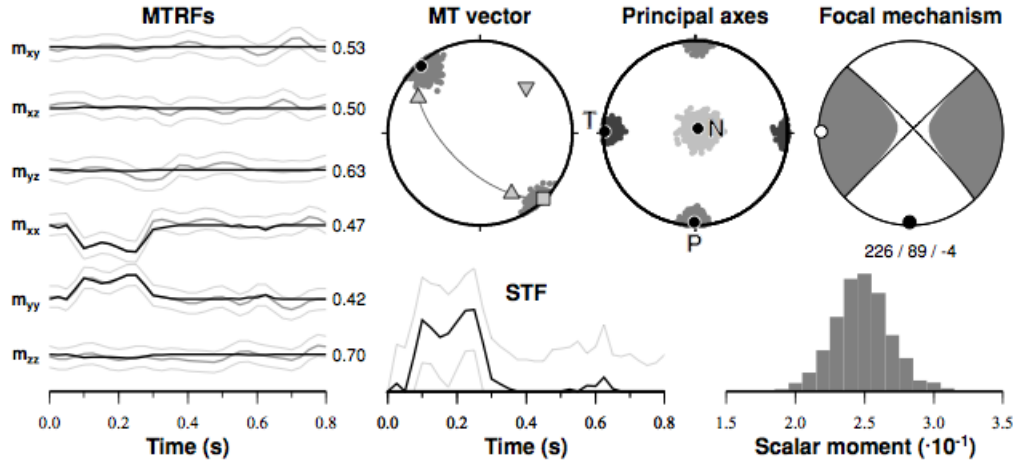


Figura 2.3: Parámetros de la fuente obtenidos de la descomposición de la tasa de ruido de la función del tensor de momento (MTRFs) generados por un mecanismo vertical *strike-slip* ( $strike=45^\circ$ ,  $dip = 90^\circ$ ,  $rake = 0^\circ$ ). La línea gris densa corresponde al cálculo de la tasa de la función del tensor de momento (MTRF) usando una función fuente trapezoidal de ancho 0.3 seg. Las líneas grises delgadas representan una región del 95 % de confianza para el MTRF, las líneas negras corresponden a los resultados sintéticos de la MTRF calculado usando el mejor tensor de momento y función fuente temporal estimada por el algoritmo de descomposición propuesto. El valor de ajuste se indican a mano derecha de cada MTRF. Las líneas grises representan la región del 95 % de confianza de la STF (función fuente temporal). El histograma muestra la incerteza en el momento sísmico escalar. Para visualizar la dispersión del tensor de momento, se utiliza el método Riedesel Jordan (1989). Las regiones que representan el 95 % de confianza del vector  $m$  y de los principales ejes. Debajo de la representación de la *beachball* de la parte desviadora del mecanismo, se muestran los parámetros de plano focal (*strike*, *dip* y *rake*, en grados). Weber (2009).

ser descritas por una misma función temporal, entonces cada  $M_{pq}$  corresponde a un factor de escala y se puede escribir como,

$$M_{pq}(t) = M_{pq} \dot{s}(t) \quad (2.20)$$

donde en esta representación se usa  $\dot{s}(t)$  como la tasa de la función fuente temporal o también denominada *moment-rate function* y representa la tasa de momento sísmico que se aplica en cada instante de tiempo. Luego, la ecuación 2.19 queda reescrita como,

$$u_n(\mathbf{x}, t) = M_{pq} \dot{s}(t) * G_{np,q}(t) \quad (2.21)$$

La función  $\dot{s}(t)$  puede ser definida asumiendo distintos niveles de complejidad para caracterizar la fuente sísmica dependiendo de lo que se desea modelar. Se puede asumir la derivada de la función fuente temporal como, (1) una función impulsiva, (2) una única función triangular o (3) como una suma de funciones bases triangulares, entre otras representaciones. La figura 2.4 muestra distintas funciones fuente temporal representadas en términos de la función de deslizamiento (*slip function*) propiamente tal o de su derivada temporal (*slip-velocity function*). Estas funciones han sido utilizadas en el estudio y modelamiento de la fuente sísmica, e.g. Tinti et al. (2005).

En la presente tesis se asumirá que la tasa de la función fuente temporal, que desde ahora llamaremos simplemente función fuente, se puede representar como la suma de una serie de funciones base triangulares, las que tendrán el mismo ancho y área unitaria. Cada una de estas funciones triangulares será amplificada por un factor  $a_k$ , siendo el índice  $k$  el número (posición) del triángulo en la secuencia, y cada uno tendrá un desplazamiento en tiempo (desfase) que corresponde a la mitad de la duración de cada triángulo más un desfase adicional que depende de su posición, esto quiere

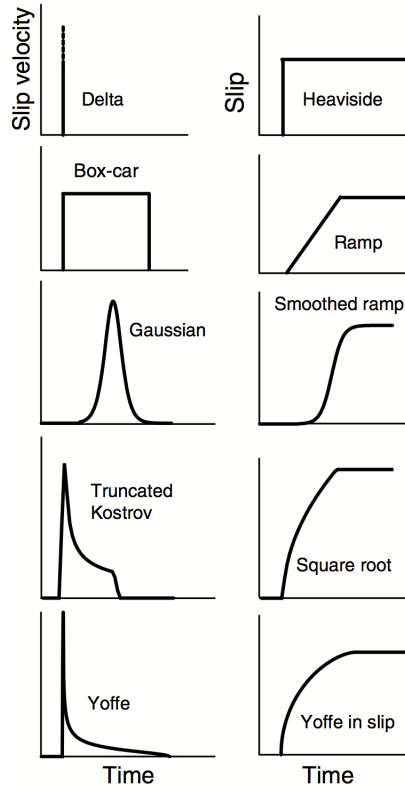


Figura 2.4: Distintas funciones temporales que representan la función fuente. (Izquierda) derivada de la función de deslizamiento (*slip*). (Derecha) función de deslizamiento (*slip-velocity*). Figura extraída de *Tinti et al.* (2005)

decir que los triángulos estarán superpuestos a partir de la mitad del largo del triángulo anterior. En este caso la función  $\dot{s}(t)$  está dada por,

$$\dot{s}(t) = \sum_{k=1}^N a_k \psi_k(t) \quad (2.22)$$

donde  $\psi_k(t)$  es la función base utilizada. La ecuación 2.22 corresponde a la superposición de  $N$  funciones triangulares temporales,  $\psi_k(t)$ , donde cada una está escalada por una amplitud  $a_k$ . Una función triangular elemental de ancho 1 s y área unitaria se muestra en la figura 2.5.

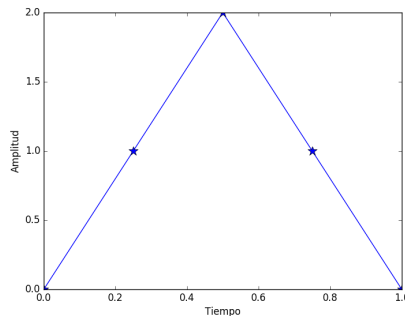


Figura 2.5: Ejemplo de una función base triangular de área unitaria.



### 2.3.2. Representación y descomposición del tensor de momento sísmico

El tensor de momento puede representarse (descomponerse) en diferentes formas. Muchas descomposiciones han sido propuestas dependiendo del tipo de interpretación física que se quiera hacer sobre los distintos mecanismos posibles de terremotos que se pueden dar en distintos ambientes sistectónicos. En el artículo de *Jost & Herrmann* (1989) se describen diferentes descomposiciones del tensor de momento de las cuales mencionaremos algunas.

Primero descomponemos el tensor de momento en sus valores y vectores propios. Así, el tensor  $\mathbf{M}$  se puede descomponer en la siguiente forma matricial,

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} a_{1x} & a_{2x} & a_{3x} \\ a_{1y} & a_{2y} & a_{3y} \\ a_{1z} & a_{2z} & a_{3z} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} m_1 & 0 & 0 \\ 0 & m_2 & 0 \\ 0 & 0 & m_3 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_{1x} & a_{1y} & a_{1z} \\ a_{2x} & a_{2y} & a_{2z} \\ a_{3x} & a_{3y} & a_{3z} \end{pmatrix} \quad (2.23)$$

donde los vectores  $\mathbf{a}_i = (a_{ix}, a_{iy}, a_{iz})^T$ , con  $i = 1, 2, \text{ y } 3$ , representan los vectores propios de una base ortonormal y los  $m_i$  representan los valores propios de la matriz  $\mathbf{M}$ . Notar que la expresión anterior se puede reescribir equivalentemente como,

$$\mathbf{M} = [\mathbf{a}_1 \ \mathbf{a}_2 \ \mathbf{a}_3] \mathbf{m} \begin{pmatrix} \mathbf{a}_1^T \\ \mathbf{a}_2^T \\ \mathbf{a}_3^T \end{pmatrix} \quad (2.24)$$

en donde la matriz  $\mathbf{m}$  es un tensor de momento diagonalizado. Los elementos de  $\mathbf{m}$  son los valores propios de  $\mathbf{M}$ . La descomposición general para el tensor diagonal es ahora,

$$\mathbf{m} = \frac{1}{3} \begin{pmatrix} \text{tr}(\mathbf{M}) & 0 & 0 \\ 0 & \text{tr}(\mathbf{M}) & 0 \\ 0 & 0 & \text{tr}(\mathbf{M}) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} m_1^* & 0 & 0 \\ 0 & m_2^* & 0 \\ 0 & 0 & m_3^* \end{pmatrix} \quad (2.25)$$

donde  $\text{tr}(\mathbf{M})$  es la traza de la matriz  $\mathbf{M}$ , y  $m_i^* = m_i - \frac{\text{tr}(\mathbf{M})}{3}$ . Así, la primera matriz representa la parte isotrópica del tensor de momento y la segunda matriz la parte deviatórica. Luego se separa el tensor  $\mathbf{M}$  en su componente isotrópica  $\mathbf{M}^{\text{ISO}}$  y deviatórica  $\mathbf{M}^{\text{DEV}}$ . El tensor isotrópico  $\mathbf{M}^{\text{ISO}}$  radia ondas P, ondas Rayleigh y modos normales esferoidales sin dirección preferente. Por otro lado, el tensor deviatórico  $\mathbf{M}^{\text{DEV}}$  puede a su vez ser descompuesto y dichas descomposiciones poseen un valor con interpretación geofísica.

Entonces, el primer paso es la descomposición del tensor  $\text{tr}\mathbf{M}$  en sus valores y vectores propios. Si por definición un tensor isotrópico positivo está asociado con una expansión de volumen, el vector propio correspondiente al mayor de los valores propios entrega la dirección en eje  $T$  (tensional), el menor de los valores propios entrega la dirección del eje  $P$  (compresional) y el vector propio del valor intermedio de los valores propios entrega la dirección del eje  $N$ , (eje nulo o neutro). Del mismo modo, el valor absoluto de los valores propios separados se pueden utilizar para estimar la fuerza proporcional de las diferentes componentes de la fuente del tensor deviatórico.

### 2.3.3. Descomposición del tensor deviatorico en las componentes DC y CLVD

La parte deviatorica se puede a su vez descomponer en una doble cupla (DC) y dipolo vectorial lineal compensado (CLVD). Para esto se toma el tensor deviatorico definido en su forma diagonal, es decir la segunda matrix de la ecuación 2.25. Asumiendo que reordenamos los  $m_i^*$  de acuerdo a,  $|m_3^*| \geq |m_2^*| \geq |m_1^*|$ , la parte deviatorica se puede escribir como,

$$\mathbf{m}^{\text{DEV}} = m_3^* \begin{pmatrix} -F & 0 & 0 \\ 0 & (F-1) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (2.26)$$

donde,  $F = -m_1^*/m_3^*$  y  $(F-1) = m_2^*/m_3^*$ . Notar que,  $0 \leq F \leq 0,5$  dado que la suma,  $m_1^* + m_2^* + m_3^* = 0$ . Así, la matriz anterior se puede descomponer en sus componentes, DC, doble cupla pura y CLVD, dipolo vectorial lineal compensado. Esta descomposición se escribe en la siguiente forma,

$$\mathbf{m}^{\text{DEV}} = m_3^*(1-2F) \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} + m_3^*F \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 2 \end{pmatrix} \quad (2.27)$$

donde se asume que la doble cupla (doble pareja de fuerzas) actúa a lo largo de los ejes principales de esfuerzos. Para estimar la desviación del modelo de fuente sísmica de una doble cupla pura, Dziewonski et al. (1981) define el parámetro  $\varepsilon$  como,

$$\varepsilon = \left| \frac{m_{min}^*}{m_{max}^*} \right| \quad (2.28)$$

donde  $m_{min}^*$  y  $m_{max}^*$  son los valores propios más pequeño y más grande (en el sentido del valor absoluto).

Así, de la ecuación (2.26) se deduce que  $\varepsilon = F$ , y si el tensor proviene de un modelo de doble cupla puro entonces  $\varepsilon = 0$  o si proviene de un CLVD puro entonces,  $\varepsilon = 0,5$ . Alternativamente, la parte deviatorica se puede descomponer y expresar como un porcentaje de DC y de la componente CLVD. El porcentaje de doble cupla se define por,  $(1-2\varepsilon) \times 100$  y lo que resta a 100 % corresponde al porcentaje CLVD cuando se descompone solo el tensor deviatorico.

## 2.4. Problema inverso

El problema que se busca resolver es estimar el tensor de momento sísmico y la función fuente temporal parametrizada en función de la tasa de momento sísmico, utilizando registros de formas de onda. Para realizar la inversión primero trabajaremos con un ejemplo simple.

Si se impone una delta de Dirac como función fuente en la ecuación (2.21) y considerando que  $G = G_{np,q}$  (la función de Green para este desarrollo), entonces se reescribe esta variable como  $G_{\gamma}^{\alpha\beta}$  que representa el campo de desplazamiento calculado en la dirección  $\gamma$  dada una fuente puntual en tiempo y espacio, en donde la única componente del tensor de momento no nula que se impone es  $M_{\alpha\beta}$ . En términos simples se impone  $M_{\alpha\beta} = 1$ , o con un cierto factor de amplitud la cual

posee unidades físicas, e.g. [N m]. Por lo tanto, las ecuaciones para calcular el campo total de desplazamiento para un tensor general se puede escribir en forma matricial como,

$$\begin{pmatrix} u_x(t) \\ u_y(t) \\ u_z(t) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} G_x^{xx}(t) & G_x^{yy}(t) & G_x^{zz}(t) & G_x^{xy}(t) & G_x^{xz}(t) & G_x^{yz}(t) \\ G_y^{xx}(t) & G_y^{yy}(t) & G_y^{zz}(t) & G_y^{xy}(t) & G_y^{xz}(t) & G_y^{yz}(t) \\ G_z^{xx}(t) & G_z^{yy}(t) & G_z^{zz}(t) & G_z^{xy}(t) & G_z^{xz}(t) & G_z^{yz}(t) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} M_{xx} \\ M_{yy} \\ M_{zz} \\ M_{xy} \\ M_{xz} \\ M_{yz} \end{pmatrix} \quad (2.29)$$

En la presente tesis, como ya se ha mencionado, se pretende describir la función fuente temporal,  $\dot{s}(t)$ , como la suma de una serie de funciones base triangulares. En este caso  $\dot{s}(t)$  está dado por la ecuación 2.22, entonces, se puede escribir el campo de desplazamiento en la dirección  $x$  como,

$$u_x(t) = M_{xx} \dot{s}(t) * G_x^{xx}(t) + M_{yy} \dot{s}(t) * G_x^{yy}(t) + \dots \quad (2.30)$$

$$u_x(t) = M_{xx} \left[ \sum_{k=1}^N a_k \psi_k(t) \right] * G_x^{xx}(t) + M_{yy} \left[ \sum_{k=1}^N a_k \psi_k(t) \right] * G_x^{yy}(t) + \dots \quad (2.31)$$

$$u_x(t) = \sum_{k=1}^N M_{xx} a_k \psi_k(t) * G_x^{xx}(t) + \sum_{k=1}^N M_{yy} a_k \psi_k(t) * G_x^{yy}(t) + \dots \quad (2.32)$$

$$(2.33)$$

en donde se ha reemplazado la función  $\dot{s}(t)$  por la suma de las funciones bases triangulares.

Expandiendo la sumatoria del primer término en la ecuación anterior, se puede escribir,

$$\sum_{k=1}^N M_{xx} a_k \psi_k(t) * G_x^{xx}(t) = M_{xx} a_1 \psi_1(t) * G_x^{xx}(t) \quad (2.34)$$

$$+ M_{xx} a_2 \psi_2(t) * G_x^{xx}(t) \quad (2.35)$$

$$+ \dots \quad (2.36)$$

$$+ M_{xx} a_N \psi_N(t) * G_x^{xx}(t) \quad (2.37)$$

Finalmente, la expresión anterior escrita en forma matricial queda como,

$$\begin{pmatrix} u_x(t) \\ u_y(t) \\ u_z(t) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \psi_1(t) * G_x^{xx} & \dots & \psi_N(t) * G_x^{xx} & \psi_1(t) * G_x^{yy} & \dots & \psi_N(t) * G_x^{yy} & \dots \\ \psi_1(t) * G_y^{xx} & \dots & \psi_N(t) * G_y^{xx} & \psi_1(t) * G_y^{yy} & \dots & \psi_N(t) * G_y^{yy} & \dots \\ \psi_1(t) * G_z^{xx} & \dots & \psi_N(t) * G_z^{xx} & \psi_1(t) * G_z^{yy} & \dots & \psi_N(t) * G_z^{yy} & \dots \end{pmatrix} \begin{pmatrix} M_{xx} a_1 \\ \dots \\ M_{xx} a_N \\ M_{yy} a_1 \\ \dots \\ M_{yy} a_N \\ \dots \end{pmatrix} \quad (2.38)$$

La forma de esta matriz (ecuación 2.38) es útil para comprender el problema inverso en el que estamos interesados. Cabe mencionar que las amplitudes  $a_k$  se encuentran sujetas a una condición de positividad, entonces se tiene que  $a_k \geq 0, \forall k = 1 \dots N$ .

Dadas éstas ecuaciones se observa que la inversión simultánea de  $a_k$  y  $M_{\alpha\beta}$  se convierte en un problema no lineal. Sin embargo, si se asume conocido,  $a_k$  ó  $M_{\alpha\beta}$ , el problema es lineal para determinar las componentes del tensor, ó las amplitudes  $a_k$ , respectivamente. En ambos casos se puede minimizar el error entre los sismogramas sintéticos y observados por el método de mínimos cuadrados.

En el presente trabajo, se resuelve el problema inverso por mínimos cuadrados para calcular el tensor de momento sísmico usando la ecuación (2.29) donde se asume que la función fuente temporal corresponde a un triángulo simple. Bajo este supuesto, sólo queda determinar las componentes del tensor de momento sísmico. Para ello se debe calcular el producto de convolución entre la función de Green y una función fuente triangular conocida e impuesta a priori, si  $\psi(t)$  es esta fuente, la representación matricial de 2.38 queda,

$$\begin{pmatrix} u_x(t) \\ u_y(t) \\ u_z(t) \end{pmatrix} = \psi(t) * \begin{pmatrix} G_x^{xx}(t) & G_x^{yy}(t) & G_x^{zz}(t) & G_x^{xy}(t) & G_x^{xz}(t) & G_x^{yz}(t) \\ G_y^{xx}(t) & G_y^{yy}(t) & G_y^{zz}(t) & G_y^{xy}(t) & G_y^{xz}(t) & G_y^{yz}(t) \\ G_z^{xx}(t) & G_z^{yy}(t) & G_z^{zz}(t) & G_z^{xy}(t) & G_z^{xz}(t) & G_z^{yz}(t) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} M_{xx} \\ M_{yy} \\ M_{zz} \\ M_{xy} \\ M_{xz} \\ M_{yz} \end{pmatrix} \quad (2.39)$$

y el producto de convolución en la expresión anterior implica que se debe distribuir sobre cada elemento  $G_{\gamma}^{\alpha\beta}(t)$  dentro de la matriz.

Usando el resultado anterior, es decir la forma matricial en ecuación 2.38, y conociendo el tensor de momento, se procede a invertir la función fuente temporal, donde se buscan las amplitudes  $a_k$  que entreguen el mejor ajuste entre las formas de onda observadas y las sintéticas. En dicho procedimiento el tensor  $M_{pq}$  es conocido, entonces convolucionamos las respectivas funciones de Green asociadas a la componente  $M_{pq}$  y la función fuente temporal base  $\psi_k(t)$ . Luego, el problema matricial se puede escribir como,

$$\begin{pmatrix} u_x(t) \\ u_y(t) \\ u_z(t) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} M_{pq} G_x^{pq}(t) * \psi_1(t) & M_{pq} * G_x^{pq}(t) \psi_2(t) & \dots & M_{pq} G_x^{pq}(t) * \psi_N(t) \\ M_{pq} G_y^{pq}(t) * \psi_1(t) & M_{pq} * G_y^{pq}(t) \psi_2(t) & \dots & M_{pq} G_y^{pq}(t) * \psi_N(t) \\ M_{pq} G_z^{pq}(t) * \psi_1(t) & M_{pq} * G_z^{pq}(t) \psi_2(t) & \dots & M_{pq} G_z^{pq}(t) * \psi_N(t) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_1 \\ a_2 \\ \dots \\ a_N \end{pmatrix} \quad (2.40)$$

donde los subíndices repetidos  $pq$  se entienden como una suma sobre los mismos, los cuales son simplemente seis combinaciones,  $xx, yy, zz, xy, xz, e yz$ , y  $a_1, \dots, a_N$  son las amplitudes de las funciones base describiendo la función fuente, es decir, la incógnita del problema.

Bajo esta aproximación, el problema es lineal y se invierte el tensor de momento sísmico y la función fuente temporal en las dos etapas mencionadas.

# Capítulo 3

## Contexto sismotectónico

Chile se encuentra situado a lo largo de un margen convergente de donde la placa de Nazca subduce por debajo de la placa Sudamericana, con una convergencia de  $\sim 6 - 7$  cm/año ((*Kendrick et al.*, 2003), (*Vigny et al.*, 2009)) orientada con un rumbo  $N79^\circ E$ , y la línea de la fosa sigue casi paralela a la costa chilena. La zona de subducción chilena comprende una parte del llamado *Cinturón de Fuego del Pacífico*. Debido a distintos procesos de origen geodinámicos y tectónicos que ocurren en esta zona es que se genera una gran diversidad de sismicidad que puede ser catalogada, o agrupada, en cuatro grandes grupos, (1) terremotos intraplaca superficiales o también llamados corticales que se producen dentro de la placa continental, principalmente debido a fallas precordilleranas o cordilleranas y suelen tener profundidades menores a 30 km; (2) terremotos intraplaca de profundidad intermedia que se producen al interior de la placa oceánica a grandes profundidades (desde los 60 km hasta  $\sim 200$  km); (3) terremotos intraplaca *outer-rise* que se producen al interior de la placa oceánica pero más allá de la fosa, originados por la flexión de la placa subductante; (4) y por último los terremotos interplaca que se producen en el contacto entre las placas Sudamericana y de Nazca, caracterizado por generar terremotos de grandes magnitudes al liberar esfuerzos acumulados en el contacto sismogénico.

Esta diversidad de terremotos difieren en su tasa de ocurrencia, siendo los terremotos interplaca e intraplaca de profundidad intermedia los más frecuentes. Sin embargo, los terremotos interplaca son los más predominantes y usualmente presentan mayores magnitudes, y son capaces de generar tsunamis destructivos, ejemplos de éstos son el terremoto  $M_w$  9.5 de Valdivia (1960) (e.g. *Astiz & Kanamori* (1986)),  $M_w$  8.8 de Maule (2010) (e.g. *Moreno et al.* (2010); *Delouis et al.* (2010)),  $M_w$  8.1 de Pisagua (2014) (e.g. *Schurr et al.* (2014); *Hayes et al.* (2014); *Ruiz et al.* (2014); *Duputel et al.* (2015)) o  $M_w$  8.3 de Illapel (2015) (e.g. *Tilmann et al.* (2016) ), entre otros.

### 3.1. Zona de estudio

El margen convergente de Chile es capaz de producir terremotos de gran magnitud, entre ellos destacan el terremoto de 1877, con una magnitud  $M_w \sim 8.7 - 8.9$  (*Kausel*, 1986) y un largo de

ruptura de 420 km, y el terremoto del sur del Perú ocurrido en 1868 que afectó el Norte Grande de Chile, con una magnitud  $M_w \sim 8.5 - 8.8$  y un largo de ruptura de 500 km (Comte & Pardo, 1991). Posterior a esto, desde mediados del siglo XX a la fecha han ocurrido terremotos de menor magnitud inferiores a  $M_w 8.2$ , destacando el  $M_w 8.0$  ocurrido al norte de Antofagasta en 1995 (Delouis et al., 1997), el  $M_w 8.2$  ocurrido al sur del Perú en el 2001 (Tavera et al., 2006), el  $M_w 7.7$  ocurrido en Tocopilla en el 2007 (e.g. Peyrat et al. (2010); Contreras-Reyes et al. (2012)) y el más reciente  $M_w 8.1$  de Pisagua ocurrido el 1 de abril del 2014 (e.g. Ruiz et al. (2014); Duputel et al. (2015)).

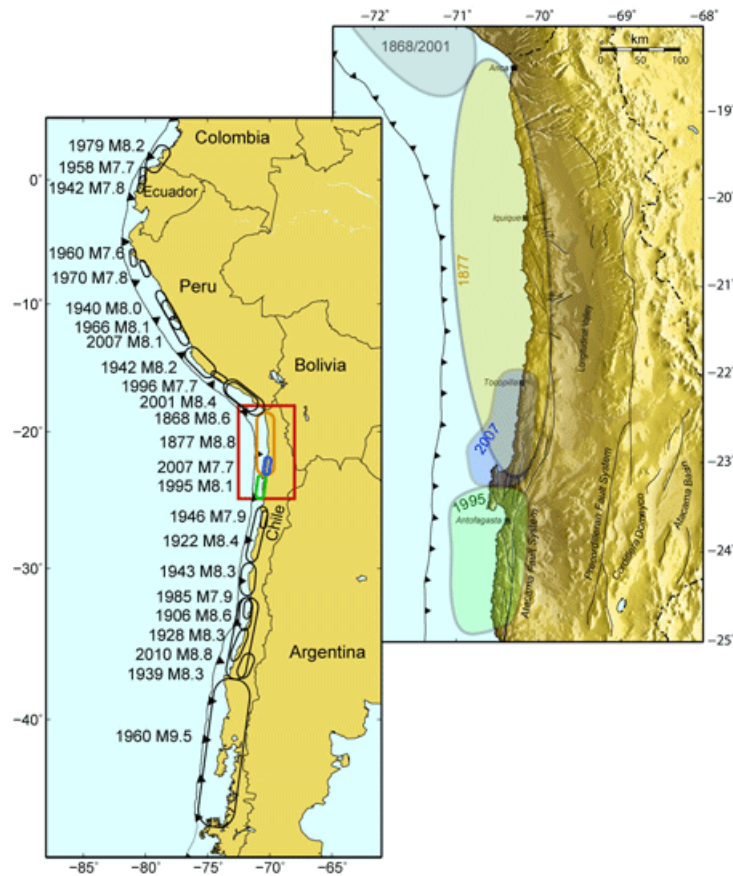


Figura 3.1: (Izquierda) Zona de ruptura de grandes terremotos en el margen Nazca-Sudamericana durante los últimos 150 años. (Derecha) Las regiones opacas delimitan las zonas de ruptura calculadas (1995, 2001, 2007) o estimadas (1868, 1877) para grandes terremotos ocurridos en el norte de Chile. El segmento completo que va desde Arica hasta Tocopilla no ha sufrido una gran ruptura desde 1877 y se presume está en su etapa final del ciclo sísmico. (GFZ, 2006)

Los terremotos de 1543, 1615, 1768 y 1877 (e.g. de Ballore (1912); Comte & Pardo (1991)) ocurridos en esta zona dan a entender una cierta recurrencia sísmica de  $111 \sim 33$  años, (Vargas et al., 2005), dicha laguna sísmica implicaría que un sismo de gran magnitud debería ocurrir.

La ocurrencia de grandes terremotos y la expectativa de un terremoto futuro, ha provocado un gran interés de la comunidad científica en fomentar la instalación de una gran cantidad de instrumental sismológico en el norte de Chile, muestra de ello es la creación de la red IPOC (GFZ, 2006). Así mismo, desde la creación del Centro Sismológico Nacional (CSN), la instalación de más instrumentos a lo largo del territorio nacional ha sido posible. La red IPOC está formada por un consorcio de Universidades alemanas (GFZ), francesas (ENS, IPGP) y chilenas (UCN, UCH), y otras instituciones colaboradoras como CALTECH. Esta densa red ha permitido el estudio detalla-

do de la sismicidad del norte de Chile, y en particular el estudio del terremoto de Pisagua del año 2014,  $M_w$  8.1, incluyendo la actividad precursora y de réplicas. En el presente trabajo se analizarán algunas de las réplicas de mayor magnitud.

## 3.2. Redes de monitoreo instaladas en el norte de Chile

Como se ha mencionado anteriormente existen diversas redes instaladas en el norte de Chile, una de ellas es IPOC y con la cual se trabajará en la presente tesis. IPOC es un proyecto que en contraste con los observatorios convencionales que controlan solamente una señal individual o disponen de un tipo de instrumento, IPOC posee una amplia gama de instrumentos geofísicos que permiten monitorear la actividad sísmica y medir procesos de deformación de la corteza terrestre. Entre el parque instrumental se pueden mencionar, GPS con registro en continuo, sensores magnetoteléuticos, *creepmeter*, inclinómetros, sismómetros banda ancha y acelerómetros para medir movimiento fuerte.

La red IPOC mantiene además una base de datos actualizada y que está disponible para todo público. En su sitio web, <http://www.ipoc-network.org/>, se detallan las características de la red de instrumentos, las instituciones colaboradores, así como los objetivos del observatorio.

Los sismómetros de banda ancha (con registro en continuo) se encuentran algunos de ellos instalados en cavernas profundas del lecho rocoso y permiten medir el movimiento producido por terremotos o otras fuentes que pueden durar desde una pequeña fracción de segundos hasta muchas horas. Dichas cavernas y otros lugares como ciudades o minas disponen a su vez de acelerómetros para medir el movimiento fuerte del suelo, los cuales entregan registros que son utilizados en el área de la ingeniería sismoresistente y ayudan en la comprensión de cómo un terremoto afecta a las estructuras hechas por el hombre, estos tienen la peculiaridad que no se saturan con fuentes sísmicas que produzcan movimientos del suelo de gran intensidad (e.g. terremotos de grandes magnitudes o muy cercanos).

Los instrumentos de banda ancha y de movimiento fuerte son los que se usarán en la presente tesis y la ubicación de las distintas estaciones se muestra en el mapa de la figura 3.2.

Usando las formas de onda registradas por las estaciones de esta red regional se procede a investigar las réplicas de magnitud mayores a  $M_w$  6.0 con el objetivo de caracterizar la fuente sísmica buscando encontrar alguna correlación entre los parámetros que se van a invertir y la zona sismogénica en donde se generó el evento. Con esto se espera contribuir al mejor entendimiento de la zona de contacto sismogénico y la dependencia con ciertas variables de la fuente sísmica a estudiar.

## 3.3. Terremoto de Pisagua $M_w$ 8.1 2014 y sus réplicas

El terremoto de Pisagua ocurrió el 1 de abril del 2014 a las 23:46:45 UTC en el norte de Chile, tuvo una magnitud de  $M_w$  8.1 y generó un tsunami de características moderadas en la zona. La ex-

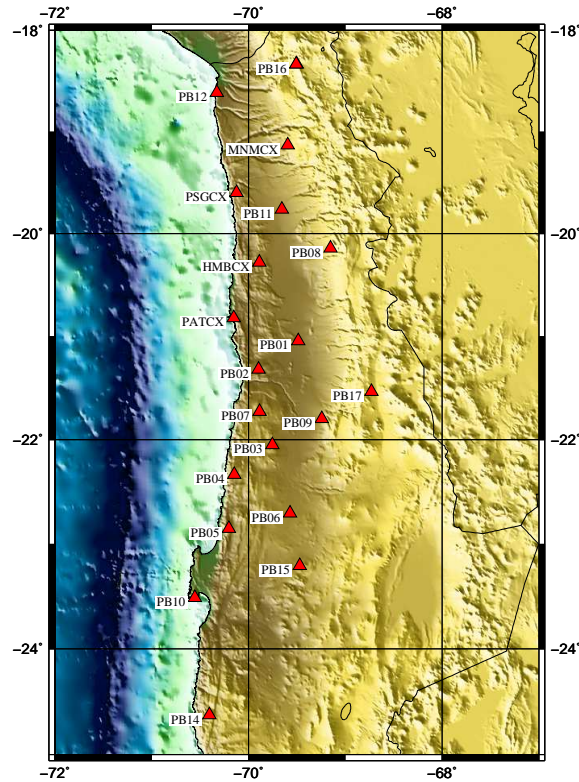


Figura 3.2: Mapa del norte de Chile con la ubicación de las estaciones de la red IPOC a utilizar.

tensión del área de ruptura fue de aproximadamente 150 km de longitud, abarcando entre los 19°S y 21°S (e.g. *Lay et al. (2014)*; *Ruiz et al. (2014)*; *Hayes et al. (2014)*; *Schurr et al. (2014)*; *Duputel et al. (2015)*), ubicándose en la parte central de la reconocida laguna sísmica del Norte de Chile de  $\sim 450$  km de extensión estudiada desde los años 70's (*Kelleher, 1972*).

El terremoto de Pisagua ha sido estudiado por diversos grupos (e.g. *Lay et al. (2014)*; *Hayes et al. (2014)*; *Ruiz et al. (2014)*; *Schurr et al. (2014)*; *Duputel et al. (2015)*), y la mayoría de los modelos de desplazamiento cosísmico muestran que sólo cubrió una pequeña porción de la llamada laguna sísmica del norte de Chile, por lo tanto existe todavía un déficit de deslizamiento que podría gatillar un terremoto mayor (*Schurr et al., 2014*).

El terremoto de Pisagua ha dado lugar a varias réplicas entre las cuales destacan,  $M_w$  6.9,  $M_w$  6.5, y  $M_w$  7.7 ubicadas en la zona de ruptura. El evento principal fue precedido por 13 meses de actividad sísmica (*Schurr et al. (2014)*) la cual se intensificó a partir del precursor de mayor magnitud que ocurrió el 16 de marzo 2014, que tuvo una magnitud de  $M_w$  6.7 y fue un sismo intraplaca superficial que se generó al interior de la placa Sudamericana a  $\sim 10$ -15 km de profundidad (e.g. *Ruiz et al. (2014)*; *González et al. (2015)*). A partir de esta fecha, la actividad sísmica migró hacia la zona de nucleación del terremoto principal,  $M_w$  8.1. Un sismo lento tuvo lugar en la zona de acuerdo al análisis de los registros continuos de GPS (*Ruiz et al. (2014)*).



Gracias a las redes instaladas en el norte de Chile ha sido posible registrar una gran cantidad de eventos sísmicos, en particular 10 sismos de magnitudes mayores a  $M_w$  6.0 asociados a la secuencia sísmica de Pisagua. Dichas réplicas se observan en la figura 3.3, las cuales corresponden a los eventos que se analizan en este trabajo. Se seleccionaron estos eventos ya que poseen magnitud similares, son cercanos entre ellos y poseen diferentes profundidades. Cabe mencionar que hay ciertos eventos mostrados en el mapa que se escapan a la media en el sentido de su magnitud ( $M_w$  7.7 y 8.8) y profundidad (evento ocurrido el 2011), pero se analizarán igualmente, esto ya que se desea evaluar el modelo de inversión con diferentes magnitudes y profundidades.

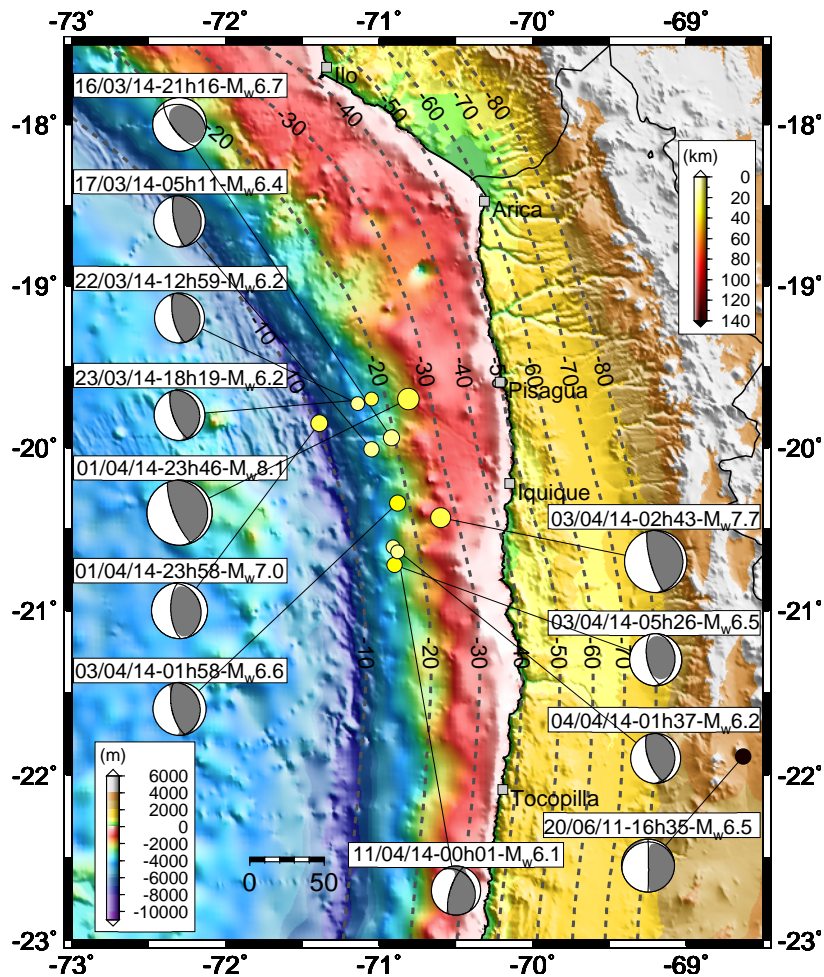


Figura 3.3: Mapa del norte de Chile con eventos sísmicos mayores a  $M_w$  6.0 de la secuencia sísmica del terremoto de Pisagua, que se analizarán en esta tesis. Notar que se incluyó un sismo de profundidad intermedia ocurrido el 20/06/2011.

# Capítulo 4

## Metodología

Para cumplir con los objetivos de la presente tesis se trabaja en dos etapas, la primera consiste en desarrollar un código computacional que permita invertir el tensor de momento sísmico y la función fuente temporal a partir de las formas de onda; la segunda parte consiste en aplicar estos códigos a registros de eventos sísmicos de magnitud mayor a  $M_w$  6.0 para caracterizar la fuente sísmica. Se estudiarán las réplicas del terremoto de Pisagua del 2014.

### 4.1. Desarrollo del programa computacional de inversión

Para resolver el problema inverso se desarrollaron diversos códigos computacionales implementando algoritmos que permiten invertir la función fuente temporal y el tensor de momento. Para calcular las funciones de Green numéricas se usaron los códigos implementados por *Herrmann (2013)* y para el desarrollo de los códigos de inversión se utilizó el lenguaje de programación Python 3.5 (*Foundation. (2016); Beyreuther et al. (2010)*).

Para invertir el tensor de momento se asume una función fuente triangular única y se realizó la inversión en base al algoritmo de mínimos cuadrados, a diferencia de la inversión de la función fuente en donde se utiliza una serie de funciones base triangulares y para invertir la amplitud de cada función triangular se utiliza el algoritmo de mínimos cuadrados no negativo (*Lawson & Hanson (1974)*).

El hipocentro y la duración estimada de la función fuente del terremoto se asumen conocidos y se entrega como información a priori.

### 4.1.1. Funciones de Green

Antes de ejecutar el programa de inversión, se necesitan calcular previamente las funciones de Green del medio, para ello se usaron los códigos de *Herrmann* (2013) llamados *Computer Program in Seismology (CPS)*. Dichos códigos permiten calcular numéricamente el campo completo de ondas sísmicas en un medio estratificado a partir de una fuente sísmica puntual y cuya implementación está basada en el método de los números de ondas discretos propuesto por *Bouchon* (1981).

Usando dicho código se creó una base de datos con funciones de Green sintéticas pre-calculadas, para lo cual se utilizó el modelo de estructura velocidades de capas planas propuesto por *Husen et al.* (1999) para el Norte de Chile, modelo que se muestra en la figura 4.1.

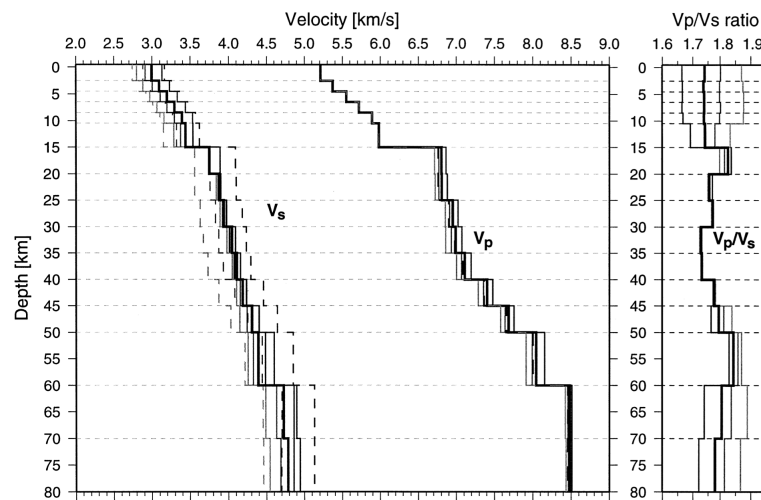


Figura 4.1: Modelo de estructura de velocidades 1D para el norte de Chile. Las líneas discontinuas corresponden a modelos de velocidades iniciales y la línea continua es el modelo de velocidades final para la onda *P* y *S*. La mínima velocidad de los modelos 1D fue escogida como velocidad inicial. Las velocidades iniciales de las ondas *S* se calcularon utilizando diversas relaciones  $V_P/V_S$  señaladas en la gráfica derecha. La línea ancha en la grafica derecha muestra la relación final de  $V_P/V_S$  obtenida después de la inversión. El modelo seleccionado para la onda *P* y *S* se muestra como línea gruesa en la grafica izquierda. *Husen et al.* (1999) .

La base de datos sintética de funciones de Green, se calculan para varias profundidades espaciadas cada 2 km y que van desde los 4 a 150 km de profundidad y para la distancia epicentral se usó un espaciado de 5 km, recorriendo de 10 a 500 km.

Además, las funciones de Green fueron separadas en correspondencia con la componente del tensor de momento considerada ( $M_{xx}$ ,  $M_{yy}$ ,  $M_{zz}$ ,  $M_{xy}$ ,  $M_{xz}$ ,  $M_{yz}$ ), y se impuso un azimut igual a cero entre la fuente y el receptor. Para realizar esto se procedió a iterar en el cálculo de las funciones de Green, donde en cada iteración una componente del tensor es igual a  $1 \times 10^{28}$  mientras el resto es igual a cero. Luego, el archivo de cada función de Green se guarda con el orden que se observa en la figura 4.2, lo cual facilita su acceso para lectura.

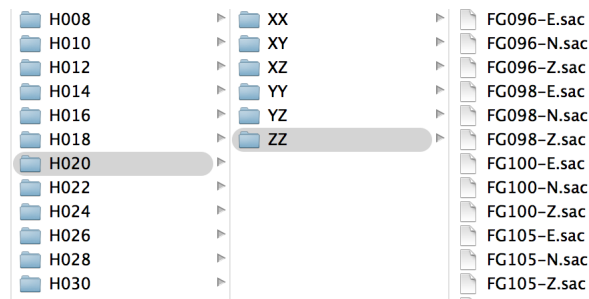


Figura 4.2: Orden de las carpetas de la base de datos sintética de las funciones de Green. La primera carpeta indica la profundidad, la segunda la componente del tensor y el nombre del archivo indica la distancia epicentral.

Dado que las funciones de Green son pre calculadas considerando un azimut cero, para poder utilizar dichas funciones de Green se debe rotar el tensor de momento dependiendo del azimut entre el evento y la estación y se deben re-ordenar las funciones de Green considerando su relación con las componentes del tensor de momento, de modo que permitan representar correctamente el desplazamiento producido por un evento cualquiera a una cierta profundidad, azimut y distancia epicentral fuente-receptor.

Así, dadas las coordenadas del terremoto y de las estaciones, es posible calcular la distancia epicentral fuente-receptor, y con la profundidad del evento se seleccionan en la base de datos las funciones de Green correspondientes. Para transformar los desplazamientos de las coordenadas locales en las cuales están pre-calculadas las funciones de Green, a un sistema de coordenadas globales  $N$ ,  $E$  y  $Z$ , basta simplemente aplicar una rotación de coordenadas para el azimut de la estación con respecto al epicentro.

#### 4.1.2. Inversión del tensor de momento

La inversión del tensor de momento se realiza usando parte de la teoría descrita en el Capítulo 2, donde es importante que tanto los sismogramas sintéticos (funciones de Green) y observados estén expresados en la misma dimensión física (e.g. desplazamiento) y que ambos sean filtrados en la misma banda de frecuencias. Además, en el pre-proceso previo a la inversión es necesario que los sismogramas observados y las funciones de Green tengan marcados el tiempo de arribo de las ondas  $P$ , ya que es a partir de este tiempo que se cortará el segmento de registro (ventana de tiempo) para realizar la inversión, tanto en los registros sintéticos como observados.

El código lee los datos observados y los procesa. Este procesamiento consiste en eliminar la respuesta instrumental de las señales, eliminar la media, filtrar en el rango de frecuencias seleccionado, decimar (en caso de las estaciones BH, banda ancha) o interpolar (en el caso de las estaciones HL, acelerómetros) y finalmente se cortan las señales en un ventana de tiempo en torno a la onda  $P$ . Los registros, ya sea estén en velocidad o en aceleración, se llevan a desplazamiento, lo que implica que en el caso de los registros de estaciones banda ancha es necesario aplicar sólo una integración. Sin embargo, en los registros de movimiento fuerte una doble integración es necesaria, lo que no es un proceso trivial de hacer y requiere de la realización de un procesamiento minucioso

(e.g. *Delouis et al.* (2009)).

Con respecto a la banda de frecuencias del filtro pasabanda utilizado cabe mencionar que se utilizaron diferentes bandas para diferentes eventos. La elección de las bandas de frecuencias del filtro depende de la magnitud del evento y del tipo de estación a utilizar. *Kubo et al.* (2002) utiliza una tabla entregada por la JMA (*Japan Meteorological Agency*), que se muestra en tabla 4.1, en donde se proponen los filtros a utilizar dependiendo de la magnitud del evento.

Rango de Magnitud	Distancia Epicentral [km]	Rango de Frecuencias [Hz]	Largo de la señal [s]
$3.5 < M < 5.0$	$> 50$	0.02 - 0.05	120
$5.0 < M < 6.5$	$> 100$	0.01 - 0.05	120
$6.5 < M < 7.5$	$> 300$	0.01 - 0.05	150
$7.5 < M$	$> 600$	0.005 - 0.02	180

Tabla 4.1: Banda de frecuencias dependientes de la magnitud propuestas por *Kubo et al.* (2002).

Por otro lado, en el trabajo de *Delouis et al.* (2009) se utilizan filtros especiales al considerar registros de acelerómetros (en esta tesis estaciones con componentes HL), esto debido a que si bien estas estaciones no se saturan con movimientos fuertes del suelo, poseen un límite inferior en el registro en bajas frecuencias, lo que trae problemas numéricos asociados a la doble integración. Para encontrar esta cota se realiza un análisis espectral, observándose que existe un decaimiento en el espectro de aceleración previo al máximo de este, cuya forma es similar a una "V", en dicho mínimo es donde se fijará el límite inferior para el filtro. Un ejemplo de esto es lo que se puede observar en la figura 4.3, en ella se observa la diferencia espectral en dos registros de movimiento fuerte, y donde se encuentra el filtro mínimo, o frecuencia mínima, que se debe considerar. Una de las estaciones se observa dominada por el término de campo cercano, mientras la otra estación debe filtrarse en la banda de frecuencia observada en el espectro (cota mínima  $\sim 0.07$  Hz) para obtener un resultado coherente en desplazamiento.

En la presente tesis se considerarán ambos criterios. Se utilizarán diferentes filtros pasa bandas para diferentes eventos y además se considerará la excepción con respecto al filtro mínimo en el caso de las estaciones HL, sin embargo estos filtros serán dinámicos, en el sentido que serán sujetos a inspección, y se discutirán en cada uno de los casos de estudio.

Una vez que se realiza el procesamiento de los datos observados, se procede a seleccionar las funciones de Green correspondientes a la distancia entre la estación y el evento, luego se filtran en la misma banda de frecuencia en la que se encuentran filtrados los datos observados y se convolucionan con una función fuente temporal que corresponde a una función triangular única, cuyo ancho es seleccionado en función de la magnitud del evento. Luego se corta una ventana de tiempo alrededor de la onda  $P$  y se rotan como se mencionó anteriormente, para llevarlos a las coordenadas globales,  $N$ ,  $E$  y  $Z$ .

Usando los datos observados se crea un vector de datos el cual contiene concatenados los sis-

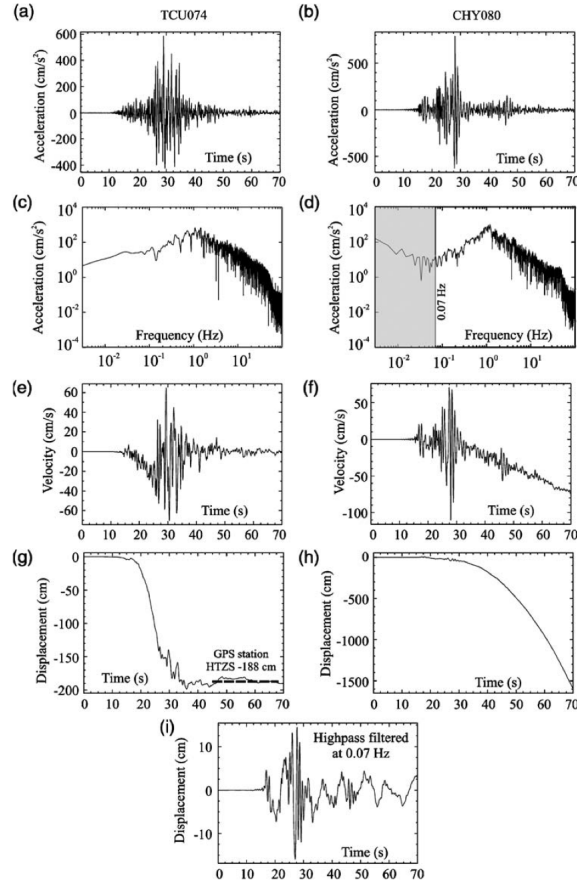


Figura 4.3: Determinación de la frecuencia del filtro paso alto a partir del espectro de aceleración. Ilustración de dos registros de movimiento fuerte para el terremoto de Chi-Chi 1999 ( $M_w$  7.6 Taiwan). Los registros corresponden a la componente Este de las estaciones TCU074 y CHY080 que se pueden ver en las columnas izquierda y derecha respectivamente. (a) y (b) corresponde al registro en aceleración. (c) y (d) al espectro de aceleración. Notar el aumento continuo en las bajas frecuencias en la estación TCU074 (c) y el decaimiento inicial en CHY080 (d) mostrado en el área gris bajo los 0.07 Hz, lo que resulta en una fuerte curvatura en la parte de baja frecuencia del espectro. (e) y (f) corresponde a ambos sismogramas (a) y (b) integrados en velocidad. Una clara tendencia lineal en velocidad es observada en la estación CHY080 (f), lo que implica una variación en la línea base de la aceleración. (g) y (h) corresponden al registro en desplazamiento obtenido de (e) y (f). Para TCU074 (g), se encuentra un desplazamiento estático que coincide con el valor entregado por la estación HTZS del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) cercana (188 cm de desplazamiento hacia el oeste). En la estación CHY080 se observa un desplazamiento sin sentido físico por encima de 15 m (h), que resulta de la línea de base sin corregir en la aceleración. (i) Sismograma en desplazamiento para la estación CHY080 on un filtro paso alto a 0.07 Hz. Estaciones TCU074 y CHY080 se encuentran a 20 km, y 33 km del epicentro, respectivamente (Delouis *et al.*, 2009).

mogramas para cada componente y por cada una de las estaciones a utilizar. Por otro lado, las funciones de Green son ordenadas en una matriz cuyo orden (en la columna) corresponde a la posición del parámetro estimado para calcular las componentes del tensor de momento. Así, el sistema de ecuaciones para una estación corresponde a lo planteado en la ecuación 2.39. Finalmente, se puede escribir el sistema matricial que plantea el problema inverso a resolver, a saber,

$$\mathbf{d} = \mathbf{G} \mathbf{m} \quad (4.1)$$

donde  $\mathbf{m}$  es el vector de parámetros que corresponden a las componentes del tensor de momento sísmico,  $M_{xx}$ ,  $M_{yy}$ ,  $M_{zz}$ ,  $M_{xy}$ ,  $M_{xz}$ ,  $M_{yx}$ ,  $\mathbf{G}$  es la matriz de las funciones de Green del problema y  $\mathbf{d}$  es el vector de datos.

Entonces las incógnitas del problema corresponden sólo al vector de parámetros  $\mathbf{m}$  convirtiendo este problema en un problema lineal, el cual se puede resolver utilizando el método de mínimos cuadrados. El problema de mínimos cuadrados simples se plantea como el siguiente problema optimal,

$$\min_m \|\mathbf{G} \mathbf{m} - \mathbf{d}\|_2^2 \quad (4.2)$$

cuya solución corresponde a

$$\mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (4.3)$$

Por otro lado, es bien sabido que comúnmente la localización del evento posee mucha incerteza en la localización del centroide, es por esto que se realizan dos iteraciones. Una de ellas permite encontrar la mejor localización epicentral (centroide) y la otra permite encontrar la mejor profundidad del centroide. Para el cálculo de la mejor localización en la componente horizontal se considera que la profundidad ingresada es la correcta y sólo se itera en latitud y longitud, luego se calcula el RMS (*root mean squared*) del ajuste de cada solución y se gráfica, de aquí se selecciona el menor RMS que correspondería al mejor ajuste entre lo calculado y lo observado.

Para el caso de la mejor solución en profundidad, se fija la latitud y longitud calculada anteriormente, y en función de estos parámetros se realiza una iteración en profundidad. El motivo por el cual no se realiza una búsqueda en tres dimensiones es que el costo computacional en tiempo de cálculo es muy alto y tiende a no variar sustancialmente el resultado final.

Una vez obtenido el mejor ajuste en longitud, latitud, y profundidad, se procede a calcular el momento sísmico, la mejor doble cupla, el porcentaje de DC y CLVD y la magnitud. El momento sísmico se calcula utilizando el promedio de los valores absolutos del mayor y menor valor propio ( $m$ ) asociado al tensor de momento (*Jost & Herrmann, 1989*).

$$M_0 = \frac{1}{2}(|m_{max}| + |m_{min}|) \quad (4.4)$$

Para el cálculo de la mejor doble cupla y el porcentaje de DC y CLVD, se utiliza lo visto en el marco teórico. En el caso del calculo de la magnitud de momento se utiliza lo planteado por *Hanks & Kanamori (1979)* que define la magnitud de momento sísmico,  $M_w$  en función del momento sísmico  $M_0$ ,

$$M_w = \frac{3}{2}(\log_{10} M_0 - 16.1) \quad (4.5)$$

en esta ecuación  $M_0$  debe estar en unidades de dina-cm. Sin embargo en el mismo artículo se plantea que es recomendable utilizar la ecuación,

$$M_w = \frac{3}{2} \log_{10} M_0 - 10.7 \quad (4.6)$$

Si bien ambas ecuaciones parecen similares estas difieren en las cifras significativas utilizadas, pues la división de la ecuación 4.5 entrega como resultado 10.7333, lo cual provoca una variación en el cálculo de la magnitud momento del orden de 0.1 . En la presente tesis se seguirá la política del cálculo de la magnitud de terremotos del USGS (*Policy*, 2012) quienes utilizan la ecuación 4.6 para sus cálculos.

### 4.1.3. Inversión de la función fuente temporal

Por otro lado, para invertir la función fuente temporal se utiliza la ecuación 2.40, en ella se observa que las nuevas incógnitas corresponden a las amplitudes de cada una de las funciones bases triangulares o *b-splines* que parametrizan y forman finalmente la función fuente temporal.

El vector de datos y las funciones de Green reciben un tratamiento similar al descrito para la inversión del tensor de momento, la diferencia recae en que se usarán diferentes filtros con el objetivo de describir mejor la función fuente. Estos filtros intentan extraer una banda de frecuencias más ancha (incluyendo frecuencias más altas) de las formas de onda para capturar más detalles de la radiación de la fuente sísmica.

Una vez procesados los datos observados y las funciones de Green, se utilizan estas últimas y se calcula el sismograma sintético en desplazamiento debido al tensor de momento obtenido de la primera inversión, luego se convolucionan estas formas de onda sintéticas con cada función base triangular, obteniéndose la misma cantidad de sismogramas sintéticos que de triángulos usados para describir la función fuente. De aquí se obtiene una matriz donde cada una de las columnas será igual a la anterior pero con un desfase en tiempo que corresponde a la mitad de la base del triángulo utilizado (por la definición de funciones base del tipo *b-spline* lineal). Gráficamente esto se puede observar en la figura 4.4, donde se grafican dos columnas diferentes de la matriz  $\mathbf{G}$  de la ecuación 2.40. En esta figura se observa que la única diferencia entre las columnas de  $\mathbf{G}$  corresponden a desfases en el tiempo.

Para estimar la amplitud de las funciones base triangulares, imponiendo el tensor de momento obtenido previamente, se necesita indicar el número  $N$  de funciones bases y el ancho de estas. Con esto es posible reconstruir la ecuación descrita en 2.40, donde ahora se denominará  $\mathbf{S}$  a la matriz asociada con sismogramas sintéticos,  $\mathbf{d}$  al vector de datos y  $\mathbf{a}$  al vector de parámetros que contiene las amplitudes  $a_k$ , con  $k = 1, \dots, N$ . Entonces podemos reescribir el problema inverso a resolver como,

$$\mathbf{d} = \mathbf{S} \mathbf{a} \quad (4.7)$$

siendo el vector  $\mathbf{a}$  la incógnita del problema.



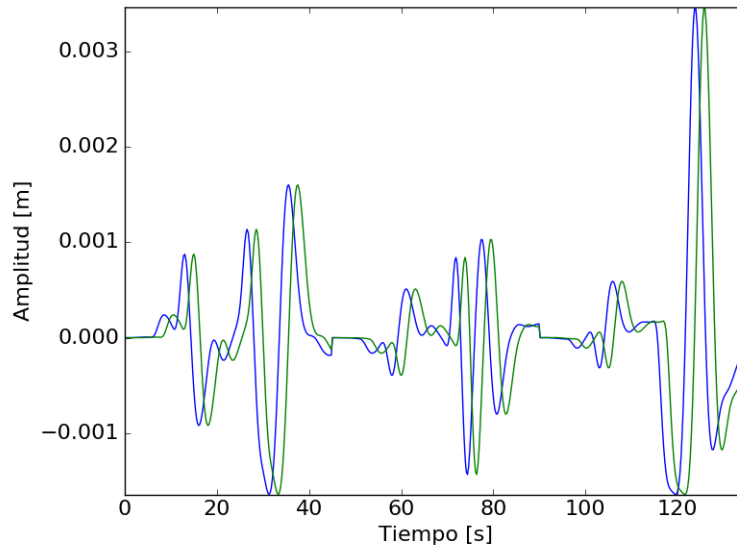


Figura 4.4: Gráfico que muestra las formas de onda asociadas a dos columnas contiguas de la matriz  $\mathbf{G}$ , para el caso de la inversión de la función fuente temporal. La curva de color azul corresponde a la columna número 1 mientras que la curva de color verde corresponde a la columna número 5.

Este problema se puede resolver usando el algoritmo de mínimos cuadrados no negativos (*Lawson & Hanson, 1974*). Aquí se impone que las amplitudes de los triángulos sean no negativas, es decir, sólo pueden ser cero o positivas, puesto que la tasa de momento sísmico durante un terremoto es una cantidad física que solo puede tomar valores nulos o positivos. En este caso se busca resolver el problema de minimización,

$$\begin{aligned} \min_{\mathbf{a}} \quad & \|\mathbf{S} \mathbf{a} - \mathbf{d}\|_2^2 \\ \text{s.a.} \quad & a_k \geq 0 \quad \forall_k \end{aligned} \quad (4.8)$$

siendo  $a_k$  las componentes del vector de incógnitas  $\mathbf{a}$ . Una vez invertidas las amplitudes  $a_k$  se obtiene la función fuente temporal.

Dado el pequeño espaciado de los triángulos de la función fuente, los sismogramas sintéticos generados con dos triángulos adyacentes son muy similares en forma y amplitud, lo anterior induce correlaciones entre los valores de la amplitud de los triángulos adyacentes de la función fuente y por ende a que las soluciones del problema inverso sean inestables debido a un mal condicionamiento de la matriz  $\mathbf{S}$ . Para lidiar con la inestabilidad de las soluciones del problema inverso se introduce un término de regularización dado por la regularización de Tikhonov de orden superior (*Aster et al., 2012*). El operador de regularización minimiza las diferencias entre la amplitud de triángulos vecinos, esto de manera de evitar la aparición de oscilaciones espurias en la solución del problema inverso mal condicionado, debido a la correlación negativa entre dichas amplitudes. Una consecuencia de esto es que las soluciones del problema inverso se limitan a funciones fuentes que sean suaves. Con lo anterior se plantea el problema de mínimos cuadrados regularizado o amortiguado,

$$\begin{aligned} \min_{\mathbf{a}} \quad & \|\mathbf{S}\mathbf{a} - \mathbf{d}\|_2^2 + \varepsilon^2 \|\mathbf{L}\mathbf{a}\|_2^2 \\ \text{s.a.} \quad & a_k \geq 0 \quad \forall_k \end{aligned} \quad (4.9)$$

donde  $\mathbf{L}$  es el operador de regularización y  $\varepsilon^2 > 0$  es el parámetro de amortiguamiento del problema. La ecuación 4.9 se puede escribir de manera equivalente como un problema de mínimos cuadrados simple, es decir como,

$$\begin{aligned} \min_{\mathbf{a}} \quad & \|\mathbf{F}\mathbf{a} - \mathbf{D}\|_2^2 \\ \text{s.a.} \quad & a_k \geq 0 \quad \forall_k \end{aligned} \quad (4.10)$$

$$\mathbf{F} = \begin{pmatrix} \mathbf{S} \\ \varepsilon\mathbf{L} \end{pmatrix} \quad \mathbf{D} = \begin{pmatrix} \mathbf{d} \\ 0 \end{pmatrix} \quad (4.11)$$

el que busca resolver el problema,

$$\begin{pmatrix} \mathbf{S} \\ \varepsilon\mathbf{L} \end{pmatrix} \cdot \mathbf{a} = \begin{pmatrix} \mathbf{d} \\ 0 \end{pmatrix} \quad (4.12)$$

donde  $\mathbf{d}$  es el vector de datos observados,  $\mathbf{S}$  es la matriz previa,  $\mathbf{L}$  es la matriz de regularización y  $\varepsilon \geq 0$  corresponde al peso que se le asigna al suavizamiento de los resultados.

El operador de regularización corresponde a una matriz cuadrada, cuya diagonal tiene la misma cantidad de elementos que el número de los parámetros a encontrar. Es posible seleccionar desde el código de inversión si se desea utilizar un operador de regularización de Tikhonov de orden cero, primer orden o segundo orden. En el primer caso el operador  $\mathbf{L}$  es una matriz identidad, en los restantes  $\mathbf{L}$  corresponde a una aproximación de diferencias finitas de los operadores  $\nabla$  (gradiente) y  $\nabla^2$  (laplaciano) respectivamente.

Sin embargo, como se observa en la ecuación 4.12 el término de regularización se encuentra multiplicado por el parámetro de amortiguamiento  $\varepsilon$  el cual controla el *trade-off* o peso relativo que se le da a las ecuaciones de regularización ( $\mathbf{L}\mathbf{m} = 0$ ) y al modelo físico ( $\mathbf{S}\mathbf{a} = \mathbf{d}$ ) al resolver el problema. Encontrar el valor de dicha constante no es trivial, y existen distintas estrategias para escoger dicho valor. En la presente tesis se usará el criterio de la curva  $L$  (Hansen, 2000). La curva  $L$  es la representación gráfica de la relación entre la norma de la regularización  $\|\mathbf{L}\mathbf{m}\|_2^2$  y la norma del error de ajuste  $\|\mathbf{G}\mathbf{m} - \mathbf{d}\|_2^2$  para distintos valores de  $\varepsilon$ . La teoría indica que el punto de ésta curva donde se genere una forma de  $L$  y tenga máxima curvatura corresponde al obtenido con el parámetro  $\varepsilon$  adecuado para realizar la inversión. Un ejemplo de dicha curva se presenta en la figura 4.5 donde el marcador circular indica la máxima curvatura y corresponde al mejor ajuste del  $\varepsilon$  seleccionado (Aster et al., 2012).

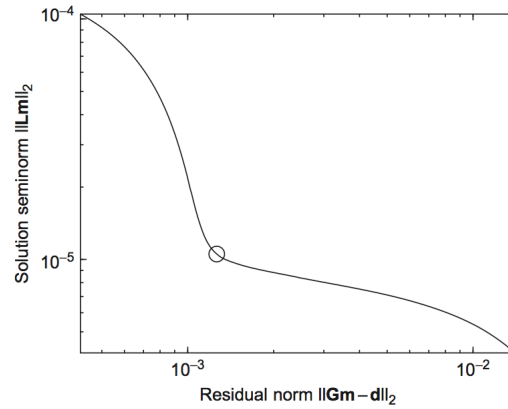


Figura 4.5: Ejemplo de una curva  $L$  y el punto de esquina óptimo (círculo) de acuerdo al criterio de la curva  $L$ , usando una regularización de primer orden (Aster *et al.*, 2012).

El escoger el valor de la constante de amortiguamiento,  $\varepsilon$ , es muy importante, una mala selección de este implica excesivo o bajo suavizamiento, y por consecuencia un mal ajuste de las observaciones o una función fuente con oscilaciones espurias respectivamente. Un ejemplo de esto se observa en la figura 4.6 donde se grafica como la función fuente estimada usando diferentes valores  $\varepsilon$ . De izquierda a derecha se muestran funciones fuentes con  $\varepsilon$  bajo, óptimo y grande, respectivamente. En la primera gráfica se observa como al usar un bajo  $\varepsilon$  no existe suavizamiento, graficándose los triángulos de la función fuente independientes uno de otro, en la segunda se utiliza un  $\varepsilon$  óptimo, según el criterio de la curva  $L$ , se observa que se posee sentido físico considerando que corresponde a una función fuente, y se tiene que existe una relación entre los triángulos, la última gráfica se obtiene considerando un  $\varepsilon$  muy grande, lo que implica un suavizamiento excesivo de la función fuente provocando que todos los triángulos posean una amplitud similar. En el código implementado se seleccionan los valores de  $\varepsilon$  manualmente basado en el criterio antes descrito y del conjunto de soluciones se selecciona el menor de todos los RMS, lo que permite tener una visión más amplia de la influencia en la solución final del  $\varepsilon$  a escoger.

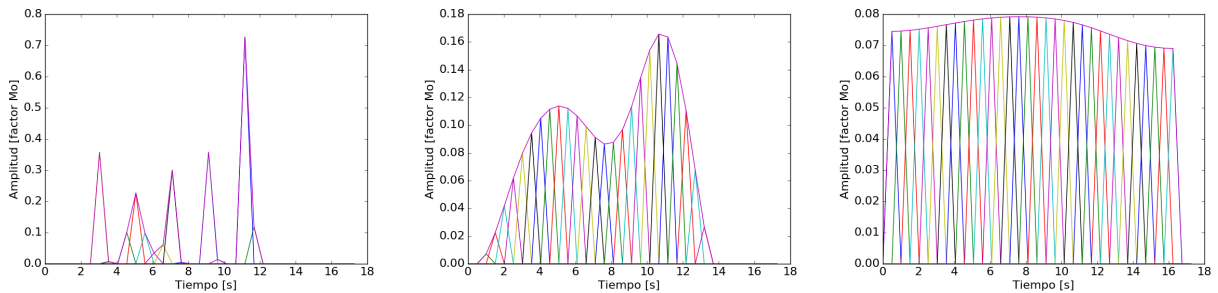


Figura 4.6: Ejemplos de resultados de la inversión de la función fuente de un terremoto real, utilizando distintos valores de  $\varepsilon$ . De izquierda a derecha, el primero sin regularización, el segundo con el  $\varepsilon$  óptimo seleccionado de acuerdo al criterio de la curva  $L$  y el último utilizando un  $\varepsilon$  muy grande.

## 4.2. Análisis comparativo

Se analizaron una serie de réplicas mayores a  $M_w$  6.0 con el objetivo de calcular tanto el tensor de momento como la función fuente temporal. Con dichos resultados se busca encontrar las características principales de la radiación de ondas sísmicas emitidas a partir de la fuente de estos eventos, además de buscar alguna correlación entre ellos. La caracterización de la función fuente incluye caracterizar su (1) forma, en términos de un inicio suave, abrupto, identificación de subfuentes, etc. (2) duración, (3) contenido de frecuencias calculando su espectro de amplitud de Fourier y caracterizando la caída espectral de las amplitudes. Por otro lado, se espera encontrar diferencias en la función fuente entre eventos, no sólo dependiendo de la magnitud de los terremotos si no también dependiente de la profundidad.

Estudios tales como el de *Lay et al.* (2012) han definido cuatro zonas sismogénicas a lo largo del manto del contacto, segmentos denotados como las zonas *A*, *B*, *C*, y *D* en la figura 4.7. En donde dicha segmentación se interpreta cada zona en términos de las asperezas que las caracterizan. La zona *A*, la más somera y cercana a la fosa, se caracteriza por ser una zona principalmente asísmica que genera los llamados *tsunami-earthquakes* (*Kanamori*, 1972), por lo tanto esta zona emite radiación de muy baja frecuencia. La zona *B* es llamada sísmica y la transición de la zona *B* a la *C*, incluyendo esta última, genera terremotos que tienen contenidos de más alta frecuencia, en relación con los eventos sísmicos que se generan en las zonas *A* y *B*. Por último, la zona *D* es responsable de generar sismos lentos y tremors.

En dicho estudio, *Lay et al.* (2012) encuentran diferencias en los anchos (duración) y contenido de frecuencias de las funciones fuentes, en función de la profundidad para eventos de la misma o similar magnitud ocurridos en ciertas zonas de subducción. *Lay et al.* (2012) propone que al ser más profundo el evento su función fuente encontrada será más compacta pero con mayor heterogeneidades y mayor contenido de alta frecuencia que para un evento más superficial. Un ejemplo de esto es la comparación que realiza entre dos terremotos de Japón, uno ocurrido el 9 de Marzo del 2011 cuya magnitud fue  $M_w$  7.5 con una profundidad de 14 km en comparación con el ocurrido el 16 de Agosto del 2005 en Miyagi con una magnitud de  $M_w$  7.2 a una profundidad de 36 km (figura 4.8). Además se observa una diferencia importante en el espectro de amplitud de Fourier que se asocia a la zona en donde se genera el terremoto, encontrándose mayores amplitudes de Fourier en alta frecuencia para el terremoto de Miyagi-Oki del 2005.

En base a las funciones fuente obtenidas en este trabajo y conociendo la zona en que ocurre el sismo, se busca relacionar propiedades radiativas de la fuente sísmica con la zona del contacto y la profundidad en la que se generó (zona *A*, *B*, *C* y *D*). Caracterizar el contenido de frecuencias emitidas por un evento sísmico se realiza en este estudio a través de la caracterización de las funciones fuente.

Entre los resultados esperados en esta tesis, se busca encontrar alguna relación entre lo que ocurre en el contacto sismogénico y la función fuente temporal de eventos de de gran y mediana magnitud.

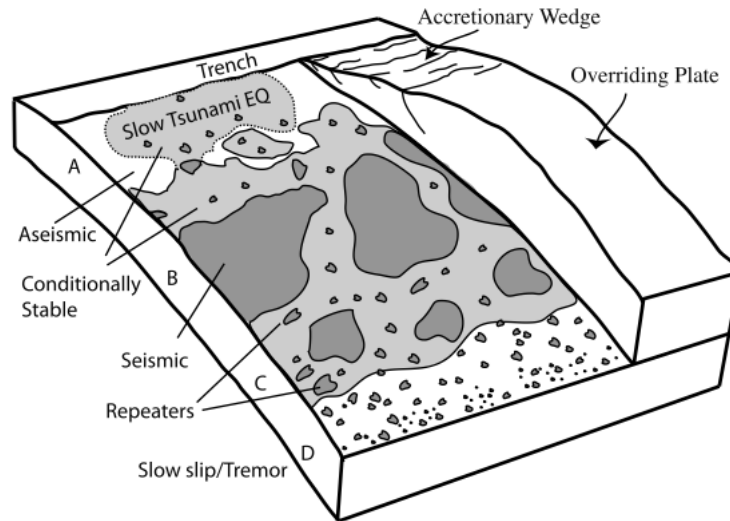
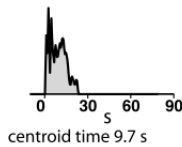


Figura 4.7: Esquema del medio ambiente friccional que separa los dominios *A*, *B*, *C* y *D*. Las regiones de fricción de deslizamiento inestable corresponden a los sectores más oscuros denominados "seismic". Las regiones estables asísmicas o de deslizamiento episódicos corresponden a los sectores blancos denominados "aseismic". Las áreas grises son estables condicionalmente, es decir, que poseen deslizamiento asísmico excepto cuando ocurre un desplazamiento de los parche sísmicos adyacentes. El dominio *A* se ubica a poca profundidad, donde los sedimentos y los fluidos de los poros provocan la ruptura de expansión muy lenta, incluso si se producen grandes desplazamientos como los *tsunami earthquake*. El dominio *B* tiene regiones grandes y relativamente uniformes de deslizamiento estable que puede tener gran deslizamiento, pero generan pequeñas cantidades de radiación de período corto sobre la falla. El dominio *C* tiene parches, las regiones menores de deslizamiento estable están rodeadas de zonas condicionalmente estables. Cuando estas áreas fallan, se produce la radiación coherente de período corto. Pequeñas manchas aisladas, pueden comportarse como repetidores cuando el deslizamiento cuasi-estáticos de las regiones circundantes cargan estas hasta romper. El dominio *D* está dominada por desplazamiento asísmico, pero muchos parches inestables pequeños pueden romperse produciendo *tremors* cuando eventos de lento deslizamiento ocurren o cuando se cargan dinámicamente por las mareas o rompen al paso de las ondas sísmicas. (Lay et al., 2012).

16 August 2005 Miyagi-oki  
 $M_o = 0.9 \times 10^{20}$  Nm ( $M_w = 7.2$ )  
 Depth 36 km



9 March 2011 Tohoku-oki  
 $M_o = 1.9 \times 10^{20}$  Nm ( $M_w = 7.5$ )  
 Depth 14 km

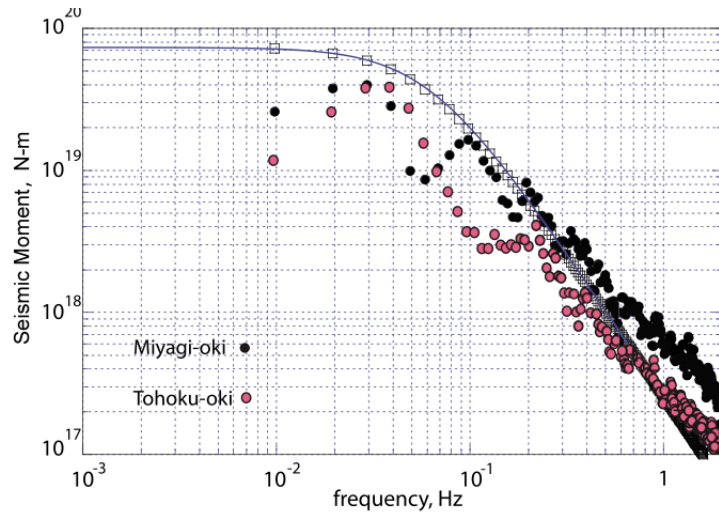
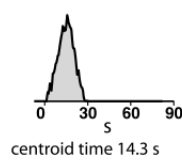


Figura 4.8: Comparación de las funciones fuente temporal y un promedio de los espectros de amplitud de Fourier, de ondas  $P$  de campo lejano para dos grandes terremotos en alta mar en Honshu, Japón. El terremoto del 16 agosto de 2005 Miyagi-Oki ( $M_w$  7.2, de acuerdo al *GCMT*) tiene una función fuente más rugosa obtenida por inversión de fuente finita utilizando para esto las ondas  $P$  de registros telesísmicos, a diferencia del terremoto del 9 de Marzo del 2011 en Tohoku ( $M_w$  7.3, según el *GCMT*), que fue un sismo que ocurrió dos días antes del terremoto de Tohoku del 11 marzo del 2011,  $M_w$  9.0. El evento del 2005 posee una profundidad del centroide cerca de los 36 km, y se puede designar al dominio C, mientras que el terremoto ocurrido el 2011 es mucho más superficial. La inversión realizada asume que este evento posee una profundidad de 14 km, pero análisis con sismómetros instalados en el fondo del mar sugieren que el terremoto se localizó a 23 km por lo que corresponde al dominio B. El análisis espectral indica que el evento de Miyagi-Oki tiene mayores amplitudes (puntos negros) a través de la banda pasante de 0.1 a 2.0 Hz, que el evento de Tohoku-Oki (puntos rojos). *Lay et al.* (2012)

# Capítulo 5

## Resultados

Antes de utilizar la metodología propuesta en datos observados, se aplicó la técnica de inversión a sismogramas sintéticos generados usando fuentes sísmicas hipotéticas, con el fin de determinar la robustez y las limitaciones de dicha metodología. Una vez validado el método, se utilizó éste para invertir el tensor de momento y la función fuente temporal de los eventos ocurridos en la zona de ruptura del terremoto de Pisagua del 2014, descritos anteriormente.

### 5.1. Aplicación del método de inversión en sismogramas sintéticos

Para validar el método de inversión se calcularon formas de onda sintéticas utilizando el código *CPS* (Herrmann, 2013), dichos sismogramas teóricos se modelaron definiendo diferentes tensores de momento y funciones fuente temporal, y se les agregó un ruido aleatorio. Los mecanismos que se definieron corresponden a eventos típicos que se esperarían en una zona de subducción. Dado que las funciones de Green son obtenidas con el mismo código (*CPS*) y se calculan para el mismo medio en que se propagan las ondas sísmicas, los resultados que se obtengan de la inversión deben tener características similares que los mecanismos ingresados. Las estaciones que se utilizaron en las pruebas sintéticas que pertenecen a la red IPOC, y son las mismas que se utilizan en este trabajo para el análisis de sismos reales.

#### 5.1.1. Tensor de momento sísmico

Para la inversión del tensor de momento se calcularon sismogramas sintéticos en las estaciones de la red IPOC usando los códigos desarrollados por Herrmann (2013). Para modelar la fuente sísmica se usó una única función fuente triangular con una duración de 4 s. Además, a cada sismograma se le agregó un ruido estocástico gaussiano distribuido entre los rangos de  $\pm 75\%$  del valor de la amplitud máxima. Al realizar la inversión del tensor de momento a partir de las formas de onda sintéticas se asumió que la función fuente y las coordenadas del evento son conocidas.

El primer análisis corresponde a un evento ocurrido a 30 km de profundidad, en la zona del contacto sismogénico cuya latitud y longitud corresponden a  $-20^\circ$  y  $-70.75^\circ$ , respectivamente. En este caso se utilizó un mecanismo de doble cupla puro, definido con *strike*, *dip* y *rake*, iguales a,  $360^\circ$ ,  $25^\circ$  y  $90^\circ$  respectivamente. Los resultados obtenidos en la inversión, en términos de su tensor de momento sísmico, se presentan en la figura 5.1. No existen diferencias importantes al comparar la solución obtenida y el mecanismo impuesto, en particular al comparar ambas representaciones en mejor doble cupla. Este análisis tiene como objetivo mostrar que el programa desarrollado logra invertir el mecanismo de terremotos cercanos a la costa chilena, de forma óptima.

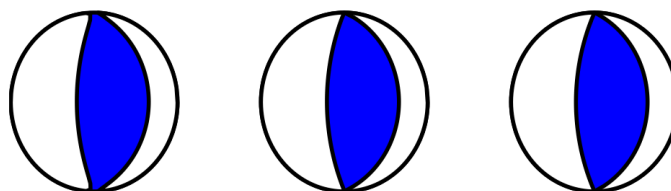


Figura 5.1: Representación de la solución obtenida en la inversión del tensor de momento sísmico, para un evento inverso ocurrido a 30 km de profundidad en la zona de subducción. De izquierda a derecha se muestra el tensor de momento calculado, la mejor doble cupla de la solución obtenida y el tensor ingresado para crear los datos sintéticos.

El segundo análisis sintético es un evento ocurrido a 10 km de profundidad en la zona del contacto sismogénico cuya latitud y longitud corresponden a  $-20^\circ$  y  $-71.5^\circ$ , respectivamente. En este caso se utilizó un mecanismo de doble cupla puro definido con *strike*, *dip* y *rake*, iguales a  $360^\circ$ ,  $12^\circ$  y  $90^\circ$  respectivamente. Los resultados obtenidos en la inversión del tensor se muestran en la figura 5.2. Este *test* posee la particularidad que el sismo sintético, además de ser superficial, tiene un bajo ángulo en el *dip*, y se verifica que con éstas características el código logra invertir adecuadamente el mecanismo correspondiente. Se puede observar una pequeña diferencia en el rumbo, pero está dentro del rango de error esperado para este tipo de inversiones. Es sabido que al utilizar registros de estaciones banda ancha en el campo regional para invertir los tensores de momento, algunas técnicas tienen problemas para determinar correctamente mecanismos de muy bajo ángulo, lo que se puede traducir en una mala interpretación del mecanismo real del sismo.

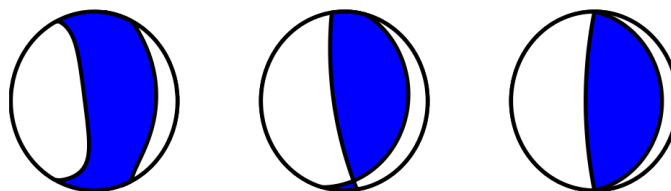


Figura 5.2: Representación de la solución obtenida en la inversión del tensor de momento sísmico para un evento inverso ocurrido a 10 km de profundidad en la zona del contacto sismogénico. De izquierda a derecha se grafica la solución del tensor de momento calculado en la inversión, la mejor doble cupla calculada y el tensor ingresado para crear los sismogramas sintéticos.

El tercer análisis sintético es el caso de un evento que ocurre a 15 km de profundidad en la zona del *outer-rise*, esto significa que el sismo se ubica más allá de la fosa, cuya latitud y longitud



corresponden a  $-20^\circ$  y  $-72^\circ$ , respectivamente. En este caso se utilizó un mecanismo doble cupla con *strike*, *dip* y *rake* iguales a  $360^\circ$ ,  $35^\circ$  y  $90^\circ$  respectivamente. Los resultados obtenidos en la inversión se presentan en la figura 5.3. La solución obtenida presenta una pequeña componente deviatórica, pero en términos globales la solución obtenida concuerda con el mecanismo ingresado. En este análisis se busca validar el hecho de que a pesar de que la distancia del evento a la red de estaciones es más lejana que en el caso de los análisis anteriores, el procedimiento de inversión propuesto es capaz de obtener resultados correctos.

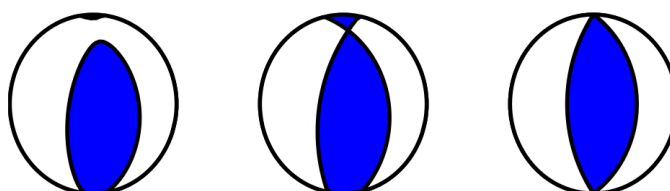


Figura 5.3: Representación de la solución obtenida en la inversión del tensor de momento sísmico para un evento con mecanismo inverso ocurrido a 15 km de profundidad en el *outer-rise*. De izquierda a derecha se muestra la solución del tensor de momento, la mejor doble cupla calculada y el tensor ingresado para crear los datos sintéticos.

El cuarto análisis sintético es similar al anterior, pero la diferencia radica en que ahora el mecanismo de la fuente sísmica posee un *rake* de  $-90^\circ$ . Aquí se busca validar la metodología para el caso de terremotos en falla normal. Los resultados obtenidos en este caso se presentan en la figura 5.4. Nuevamente se observa que la solución obtenida es similar al tensor utilizado para crear los sismogramas sintéticos. Se observa en la solución una componente deviatórica, sin embargo, la mejor doble cupla obtenida del tensor invertido concuerda bastante bien con el mecanismo ingresado.

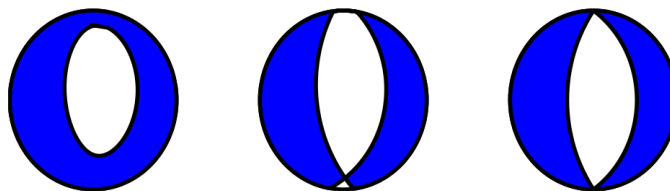


Figura 5.4: Representación de la solución obtenida en la inversión del tensor de momento sísmico para un evento normal ocurrido a 15 km de profundidad en el *outer-rise*. De izquierda a derecha se muestra la solución del tensor de momento, la mejor doble cupla calculada y el tensor ingresado para crear los datos sintéticos.

El último análisis tiene por objetivo verificar si el programa logra invertir mecanismos de eventos que no sean 100 % DC (doble cupla) y tengan una parte deviatórica importante. Para ello se creó un evento sintético ocurrido a 30 km de profundidad en el norte de Chile, cuya latitud y longitud corresponden a  $-20^\circ$  y  $-70.75^\circ$ , respectivamente. En este caso la fuente sísmica se definió con un tensor de momento deviatórico cuyas componentes en NED (Norte, Este, Profundidad) corresponden a,  $[1.4 \times 10^{24}, -7.0 \times 10^{23}, -7.0 \times 10^{23}, -3.92 \times 10^{25}, -3.92 \times 10^{25}, 1.76 \times 10^{25}]$ , con unidades en dina-cm, que corresponde a un tensor con 44 % DC (doble cupla) y 56 % CLVD (dipolo vectorial lineal compensado). El mecanismo doble cupla además presenta una componente de rumbo. Los resultados obtenidos en la inversión se muestran en la figura 5.5, donde se puede observar que el código logra invertir el tensor deviatórico de manera correcta, y por lo tanto se pueden obtener

tanto las componentes DC como CLVD del tensor.

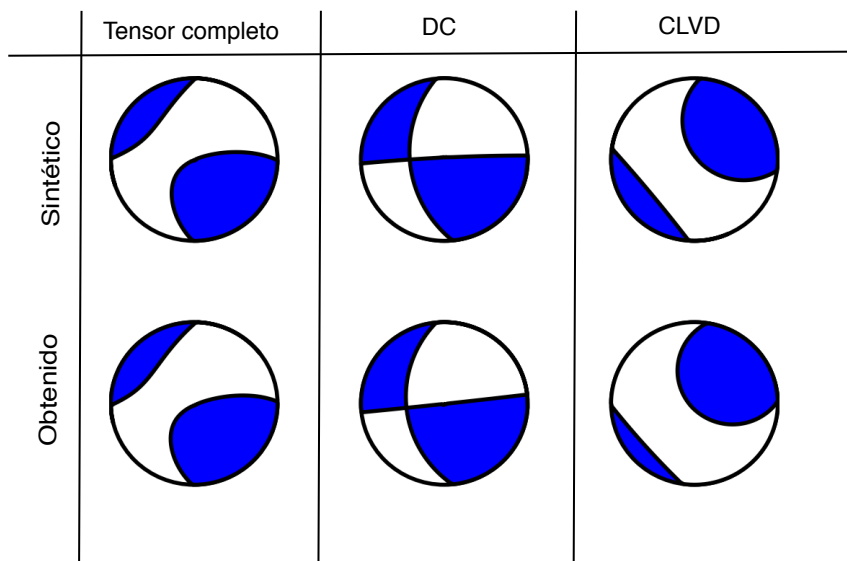


Figura 5.5: Representación de la solución obtenida en la inversión del tensor de momento sísmico para un evento que ocurre a 30 km de profundidad en el norte de Chile, con un tensor deviatorico (44 % DC y 56 % CLVD) y que presenta una componente de rumbo. De izquierda a derecha se observa el tensor completo, la mejor doble cupla y la componente CLVD del tensor. Arriba lo ingresado para crear los datos sintéticos y abajo se observa lo obtenido.

### 5.1.2. Función fuente temporal

Por otro lado, también es necesario validar el código de inversión analizando la robustez del método cuando se invierte la función fuente a partir de datos sintéticos. Para ello se calcularon numéricamente sismogramas con mecanismos focales conocidos y se convolucionaron con una función fuente temporal dada. Posteriormente se realizó la inversión de la función fuente utilizando estas formas de onda sintéticas y se compararon los resultados obtenidos con los ingresados.

El primer análisis que se realizó, es de una inversión correspondiente a una función fuente descrita por un único triángulo. Cabe mencionar que el código permite seleccionar si se desea que la función fuente sea representada por un único triángulo con una base (duración) fija o si se desea que se represente por una serie de triángulos de igual base y desfasados el uno del otro en la mitad de su duración. En esta última opción se permite al usuario ingresar la duración del triángulo y el número total de estos.

El resultado mostrado en la figura 5.6 corresponde a la inversión de sismogramas sintéticos creados imponiendo una función fuente compuesta de un único triángulo de duración 10 s (figura 5.6, derecha). Para realizar dicha inversión se fijó la duración del terremoto a 12 s y se fijó la duración de cada *b-spline* a 1.25 s obteniéndose una inversión utilizando 28 triángulos en total (el ajuste de la curva a dichos triángulos se muestra en la figura 5.7). Como se observa en la figura 5.6 el programa es capaz de invertir el triángulo utilizado para la generación de las formas de onda sintéticas,

sin embargo tiene forma suave, y dicho suavizamiento implica una leve pérdida de amplitud. Esto último se debe a que existe una compensación entre el ancho y el alto, lo que permite mantener la misma área, preservando así el momento.

Por otro lado, el resultado mostrado en la figura 5.8 corresponde a la inversión de los mismos sismogramas sintéticos que en el caso anterior, con la diferencia que se realizó la inversión fijando el uso de tres triángulos de duración 5 s cada uno, forzando así el ajuste (figura 5.9). De aquí se tiene que al ajustar la solución el programa es capaz de recrear sin inconvenientes la forma de la función fuente ingresada. Al comparar ambos casos, los resultados obtenidos indican que, en primer lugar es posible hacer la inversión de la función fuente, y en segundo lugar, existe una diferencia en los resultados obtenidos debido a la regularización que se utiliza en la inversión. Es decir que al utilizar más triángulos la regularización tiene un rol importante en el suavizamiento de la solución, modificando ligeramente la amplitud que se debería obtener, a diferencia de la inversión al utilizar sólo tres triángulos que se forzaron al ajuste.

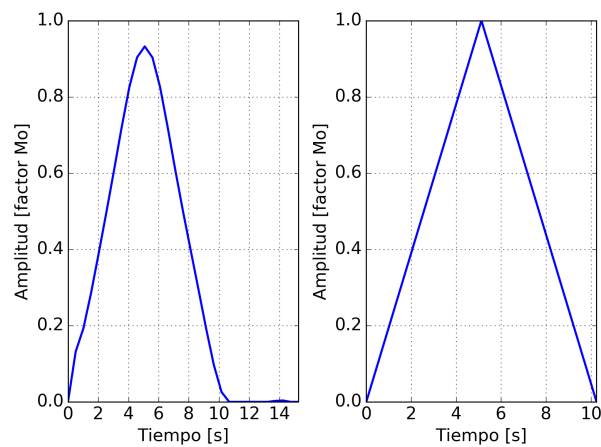


Figura 5.6: (Izquierda) Solución de la función fuente obtenida durante la inversión al utilizar una serie de 28 triángulos en la parametrización. (Derecha) Función fuente utilizada en el cálculo de los sismogramas sintéticos que se utilizaron en la inversión.

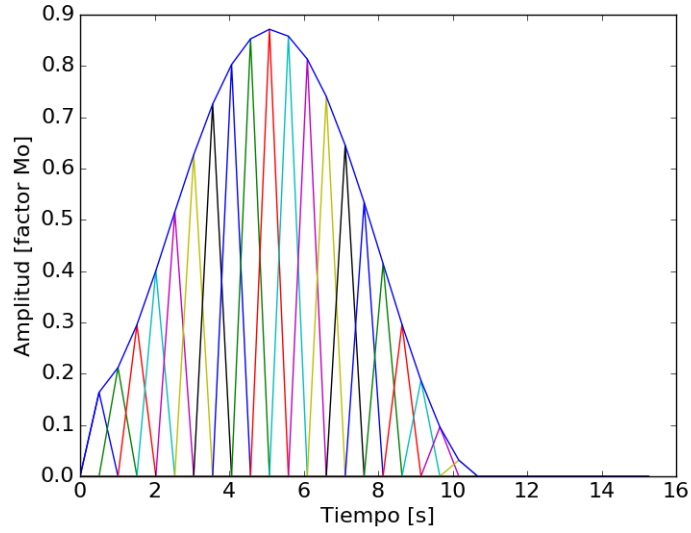


Figura 5.7: Ajuste de los 28 triángulos que se usaron para la inversión. El resultado final de dicha inversión se muestra en la figura 5.6 (izquierda).

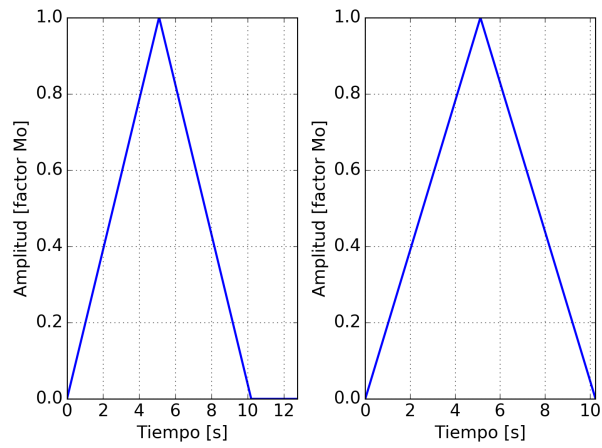


Figura 5.8: (Izquierda) Solución de la función fuente obtenida durante la inversión al utilizar tres triángulos. (Derecha) Función fuente utilizada en el cálculo de los sismogramas sintéticos que se utilizaron en la inversión.

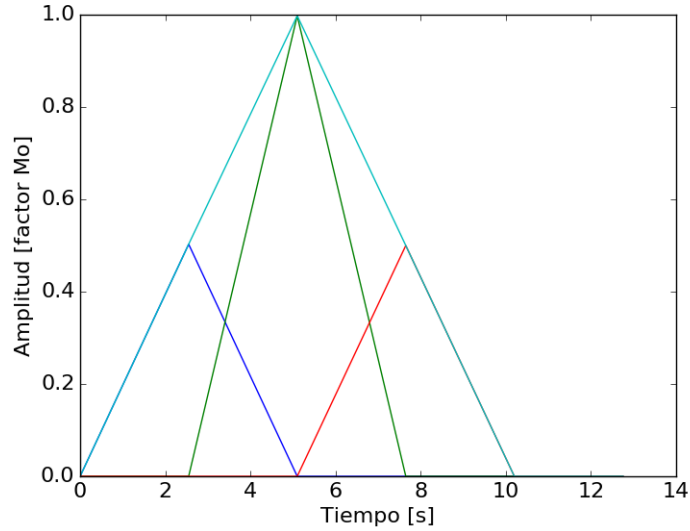


Figura 5.9: Ajuste de los tres triángulos que se usaron para la inversión. El resultado final de dicha inversión se muestra en la figura 5.8 (izquierda).

El segundo análisis corresponde a la inversión de la función fuente a partir de formas de ondas sintéticas que se calculan imponiendo una función fuente definida por dos triángulos consecutivos, uno al lado del otro, y que tienen diferente amplitud y duración, tal como se muestra en la figura 5.10 (derecha). La solución obtenida en este caso se muestra en la figura 5.10 (izquierda), y se observa que no logra obtener en forma exacta la misma amplitud de la función fuente ingresada. Se obtiene una función fuente suavizada debido a la regularización que se usa en la inversión, lo cual no permite que la sección donde ambos triángulos se juntan llegue a una amplitud cero. Sin embargo, el resultado obtenido es bastante aceptable ya que logra invertir la forma de ambos triángulos, define correctamente sus amplitudes relativas y sus duraciones (en este punto cabe mencionar que al hacer la inversión se da un largo de duración del terremoto 1.5 veces mayor que el real).

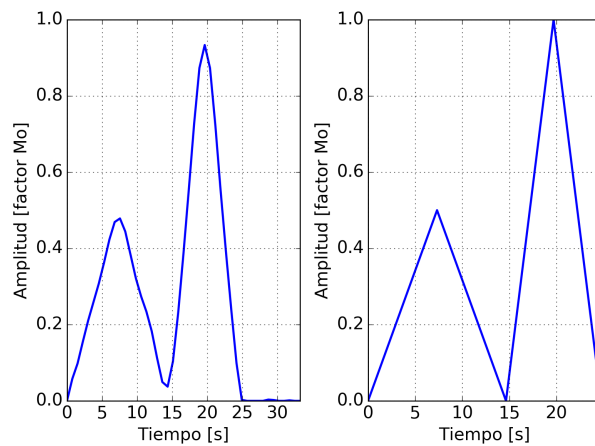


Figura 5.10: (Izquierda) Función fuente obtenida durante la inversión. (Derecha) Función fuente utilizada en el cálculo de los sismogramas sintéticos.

En el tercer análisis sintético se calculan sismogramas sintéticos definiendo una función fuente definida por dos triángulos de distinta amplitud y duración, siendo el primero de amplitud menor

que el segundo, pero de mayor duración (figura 5.11, derecha). En esta configuración se han separado ambos triángulos por un lapso de tiempo de 7,5 s. La inversión de la función fuente se muestra en la figura 5.11 (izquierda), en ella se observa que el código es capaz de invertir la forma, duración, y amplitudes relativas de los dos triángulos que la definen. Como en los casos anteriores, debido a la regularización que se incluye en el método de inversión, la solución es una versión suavizada de la función fuente real.

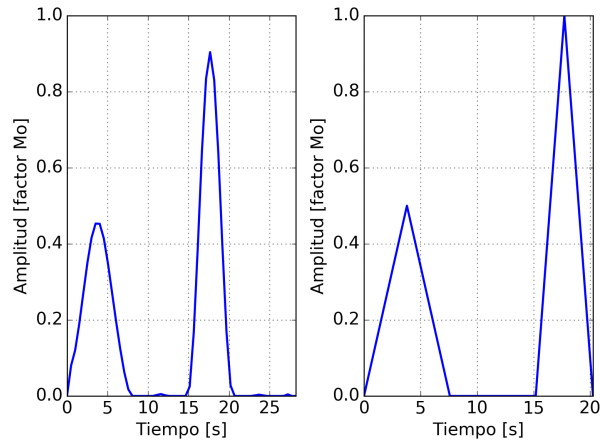


Figura 5.11: (Izquierda) Función fuente obtenida durante la inversión. (Derecha) Función fuente utilizada en el cálculo de los sismogramas sintéticos que se usaron en la inversión.

El último análisis sintético es similar al tercero, sin embargo este considera que el triángulo de mayor amplitud es el primero y le sigue el de menor amplitud separado por 7,5 s (figura 5.12, izquierda). Como se observa en la figura 5.12(izquierda) la inversión obtenida muestra que el inicio de la función fuente es bastante abrupta, casi como una función escalón. Se cree que este efecto se debe a que la primera función triangular impuesta posee en su inicio una pendiente también abrupta y fuerte, lo que impide una correcta modelación (inversión) al momento de buscar soluciones regularizadas. Sin embargo, en términos globales la solución captura las dos subfuentes, sus duraciones y amplitudes relativas en forma aceptable.

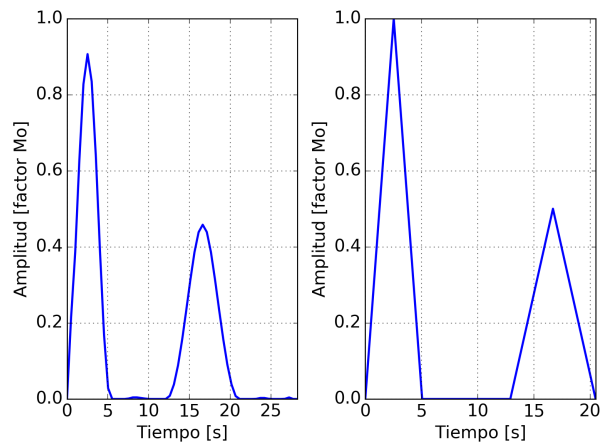


Figura 5.12: (Izquierda) Función fuente obtenida durante la inversión. (Derecha) Función fuente utilizada en el cálculo de los sismogramas sintéticos que se utilizaron durante la inversión.

De los análisis sintéticos que se efectuaron se concluye que el programa logra invertir ade-

cuadramente tanto el tensor de momento sísmico como la función fuente temporal, las diferencias observadas entre lo esperado y lo obtenido en las soluciones radica en el ruido que se incluyó en los sismogramas sintéticos. En el caso particular de las funciones fuente se observa que disminuye levemente la amplitud y que en caso de ser una fuente muy impulsiva al inicio, se obtiene un inicio muy abrupto en la solución, estas diferencias se deben a dos motivos, (1) a la parametrización de la función fuente y (2) al suavizamiento que se le aplica en el método de inversión. Sin embargo, se logra recuperar bastante bien la forma (suavizada), amplitudes y la duración de la función fuente.

## 5.2. Aplicación del método de inversión a un precursor del terremoto de Pisagua

Posteriormente se aplicó el programa de inversión a registros de campo cercano y regional de un terremoto real, dicho evento ocurrió el 16 de Marzo del 2014, cuya magnitud corresponde a  $M_w$  6.7 y fue un precursor del terremoto de Pisagua 2014 (Ruiz *et al.*, 2014). A este terremoto lo denominamos terremoto de prueba, pues sobre él se realizaron los análisis preliminares, las primeras inversiones y permitió realizar ajustes en los parámetros que se definen durante la inversión. En este caso también se incluyen registros de movimiento fuerte durante la inversión, lo que permitió hacer ajustes al realizar la doble integración de los registros de aceleración.

De acuerdo al catálogo publicado por el *GCMT* (Dziewonski *et al.* (1981); Ekstrom *et al.* (2012)) el evento tuvo una magnitud de  $M_w$  6.7, su centroide se localizó en  $-70.92^\circ E$ ,  $-19.94^\circ S$  y a 12 km de profundidad, las componentes del tensor de momento del centroide fueron,  $[-6.8 \times 10^{25}$ ,  $-2.5 \times 10^{25}$ ,  $9.299 \times 10^{25}$ ,  $-2.95 \times 10^{25}$ ,  $3.5 \times 10^{25}$ ,  $8.75 \times 10^{25}]$  en unidades de dina-cm. El National Earthquake Information Center (*NEIC*) (*NEIC* (2016)) localiza dicho evento en  $-70.702^\circ E$ ,  $-19.981^\circ S$ , con una magnitud  $M_w$  6.7, y uno de los planos nodales se define con un *strike*, *dip*, y *rake* de  $277^\circ$ ,  $18^\circ$  y  $63^\circ$ , respectivamente. Por otro lado, el Centro Sismológico Nacional localiza este evento en las siguientes coordenadas, latitud  $-19.965^\circ$ , longitud  $-70.814^\circ$ , con una profundidad de 20.6 km y una magnitud de  $M_w$  6.7.

### 5.2.1. Búsqueda del centroide espacial óptimo

En este ejemplo, se usa la latitud, longitud y profundidad proporcionada por el *GCMT*, manteniendo fija esta última a 12 km, esto dado que el *GCMT* calcula la posición del centroide y su tensor asociado, y es lo que se desea invertir en el presente caso.

El primer paso es ingresar las variables y parámetros que definen el problema de inversión a resolver. Como se ha mencionado anteriormente, en la metodología propuesta se debe ingresar la localización y la mitad de la duración de la fuente. En esta etapa, se asume que la función fuente está definida por un sólo triángulo. Además se ingresan los filtros a utilizar, que para el caso de la inversión del tensor de momento se define un filtro pasabanda del tipo Butterworth, de cuarto

orden, para frecuencias de esquinas de 0.008 a 0.05 Hz para las estaciones BH (banda ancha) y de 0.02 a 0.05 para las estaciones HL (acelerómetros). Ambos filtros fueron escogidos por los criterios mencionados en la metodología, los que están relacionados principalmente con el ancho de banda de frecuencias donde la respuesta instrumental es plana y con las longitudes de onda que se pueden modelar con estas técnicas. Los períodos en que se pueden modelar apropiadamente ondas sísmicas en el campo regional para una fuente puntual corresponden a períodos largos e intermedios que fluctúan en los rangos, 150-4 s. Cabe destacar que para este evento, las estaciones banda ancha más cercanas al epicentro se saturaron y por ende fue necesario utilizar los registros de movimiento fuerte.

El primer proceso que realiza el código es la búsqueda de la mejor solución del tensor iterando por latitud y longitud, manteniendo fija la profundidad, para lo cual se define una grilla regular rectangular centrada en el epicentro. Así, por cada punto de la grilla (longitud, latitud) se realiza la inversión y se retiene la mejor solución que entrega el mejor ajuste entre los sismogramas sintéticos y observados. El resultado de dicha búsqueda se puede observar en la figura 5.13, que representa en escala de colores los valores del RMS de cada punto de la grilla. El resultado obtenido de esta búsqueda fija el centroide en las coordenadas,  $-70.705^\circ E$ ,  $-20.154^\circ S$  con una profundidad dada de 12 km.

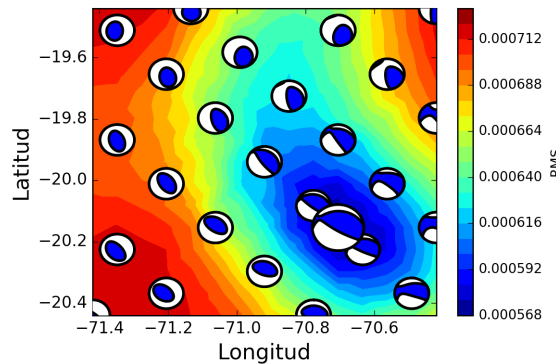


Figura 5.13: Resultados de la inversión al realizar una búsqueda de la mejor solución iterando por latitud y longitud. Los colores indican el valor del RMS. Se gráfica una solución equi-espaciada del tensor de momento siendo la mejor solución la *beach ball* de mayor tamaño.

Una vez encontrado el mejor centroide, se procede a calcular los planos nodales de la mejor doble cupla y la magnitud del evento. En este caso la magnitud obtenida es de  $M_w$  6.5. La comparación entre el tensor de momento obtenido, la mejor doble cupla calculada de la solución y la calculada por el *GCMT* se muestran en la figura 5.14. La solución obtenida en este trabajo subestima ligeramente la magnitud publicada por el *GCMT*, pero en términos del mecanismo focal del evento ambas soluciones son coherentes.

Las componentes del tensor de momento encontrado corresponden a  $[-3.0703 \cdot 10^{25}, 1.5678 \cdot 10^{24}, 2.9136 \cdot 10^{25}, -8.9811 \cdot 10^{24}, 3.9915 \cdot 10^{25}, 2.8422 \cdot 10^{25}]$ , unidades de dina-cm. El ajuste entre los sismogramas sintéticos obtenidos con esta solución y los observados se muestra en la figura 5.15. En esta figura se grafican todas las formas de onda de cada una de las estaciones utilizadas en la inversión y sus tres componentes, concatenadas entre sí. En esta comparación se observa la



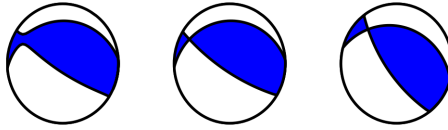


Figura 5.14: Solución de la inversión del tensor de momento para el evento de prueba. De izquierda a derecha, el tensor de momento calculado en el mejor centroide espacial, la mejor doble cupla calculada de la solución y el tensor reportado por el *GCMT*.

similitud de las formas de onda calculadas con las observadas y el buen ajuste que estas poseen, notándose diferencias en las amplitudes máximas.

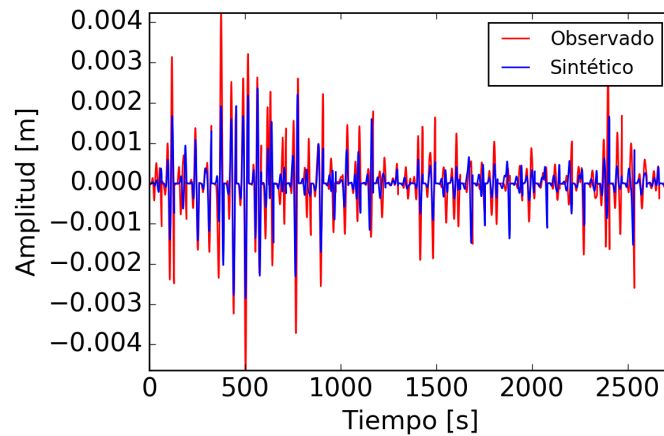
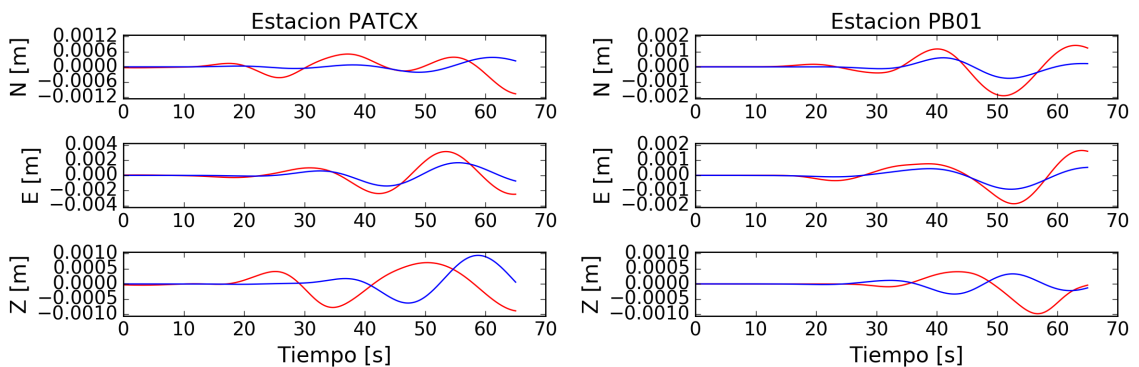
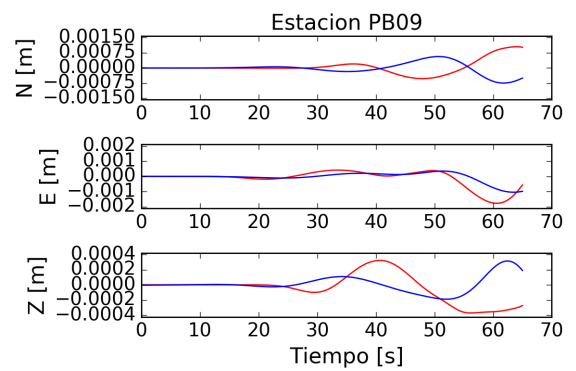
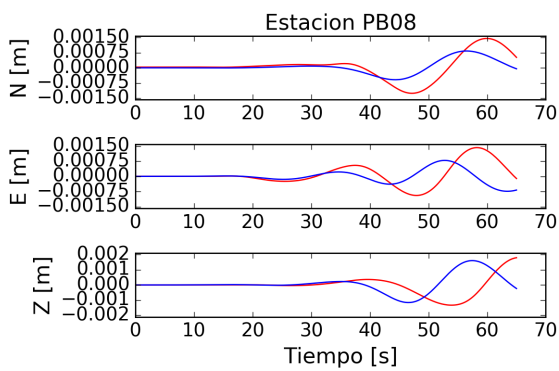
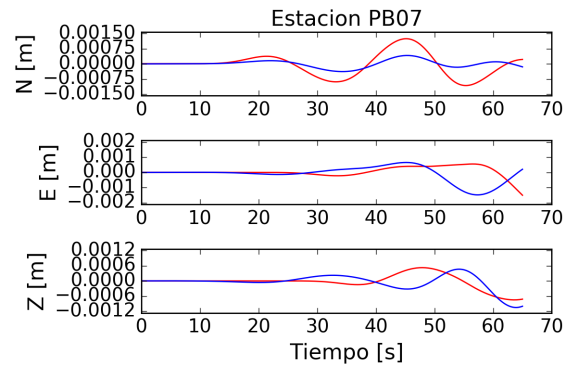
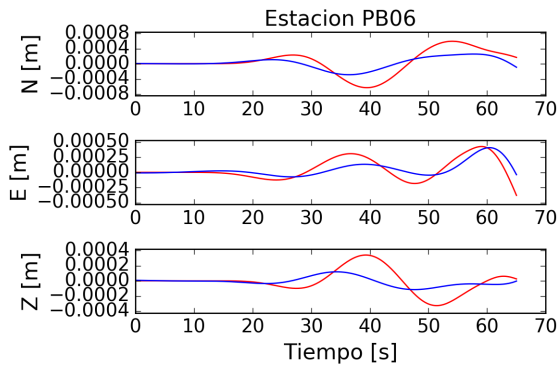
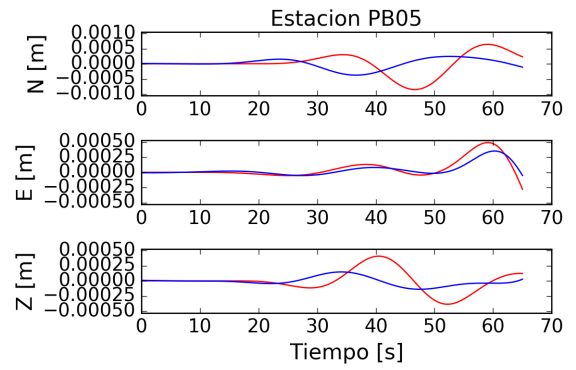
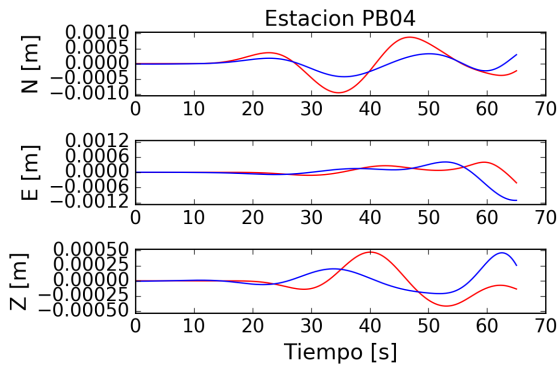
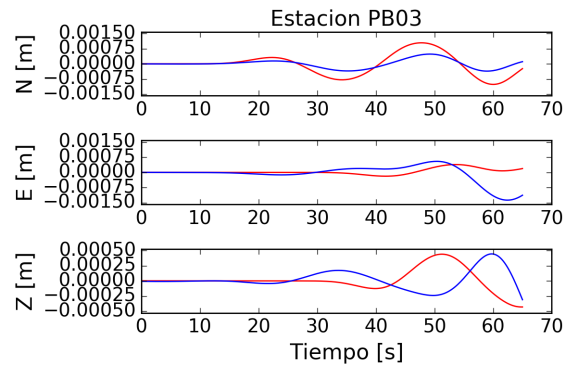
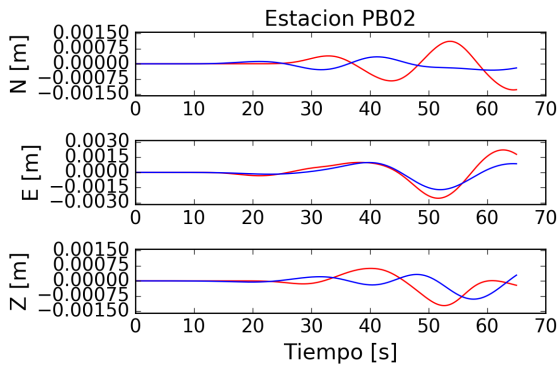


Figura 5.15: Comparación de las formas de onda (en desplazamiento) calculadas con las observadas, para todas las estaciones y sus tres componentes concatenadas entre sí.

Para mostrar el detalle del ajuste se graficó cada una de las estaciones por separado, lo cual se muestra en la figura 5.16. Cabe señalar que en este caso la inversión es dominada principalmente por los registros que tienen mayor amplitud, los que corresponden a los sismogramas de las estaciones más cercanas al epicentro (PSGCX, PATCX y PB11), es por ello que dichos sismogramas serán los que posean en general un mejor ajuste en comparación con los otros.





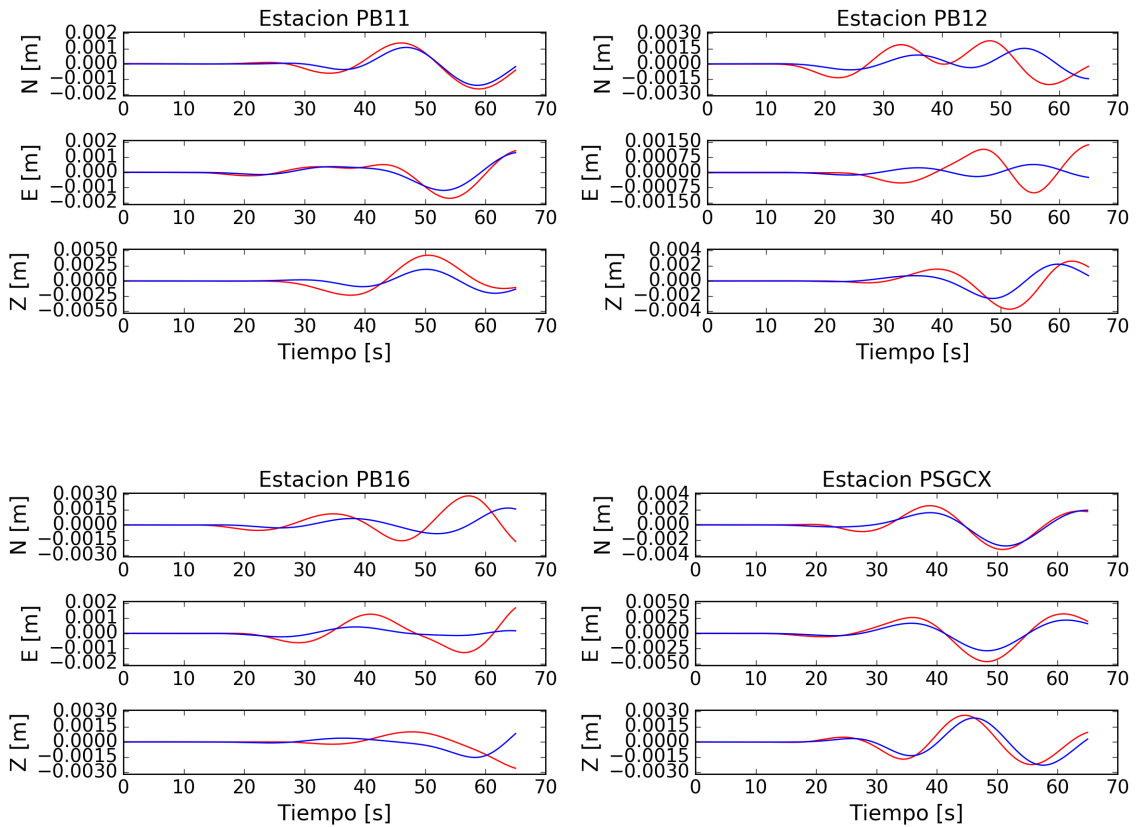


Figura 5.16: Comparación de las formas de onda en desplazamiento calculadas (línea azul) con las observadas (línea roja) mostrando las tres componentes y cada estación por separado.

## 5.2.2. Búsqueda de la mejor solución del tensor iterando por profundidad

Posteriormente, fijando la latitud y longitud (encontrada en la búsqueda anterior) se procede a iterar en profundidad para obtener la mejor solución del tensor de momento. Se define un rango de profundidades a explorar y se invierte el tensor de momento en cada profundidad definida a incrementos de cada 2 km. Los resultados de dicha iteración se muestran en la figura 5.17 que muestra el error asociado a cada profundidad y su mecanismo focal. De aquí se extrae el tensor de momento con el menor RMS y se obtiene así la mejor solución tanto del tensor como de la profundidad asociada al centroide. La figura 5.18 muestra la comparación de la solución del mecanismo focal y la mejor doble cupla obtenida, con el resultado obtenido por el *GCMT*. En ella se tiene que lo obtenido en la inversión con lo reportado por el *GCMT* es bastante similar y a partir de la solución encontrada se estima que el terremoto ocurre aproximadamente a 10 km de profundidad, según el centroide encontrado en esta metodología.

Cabe señalar que en este caso la variación del RMS no es tan sensible con la profundidad, los mecanismos focales son bastante estables en el rango 8 – 24 km, lo que indica que convendría buscar otro estimador del ajuste de las formas de onda sintéticas con las observadas para discriminar mejor la profundidad. En algunos trabajos se utiliza la maximización de la reducción de la varianza (*Pasyanos et al., 1996*), o se escoge aquella que tenga un porcentaje de doble cupla cercano al

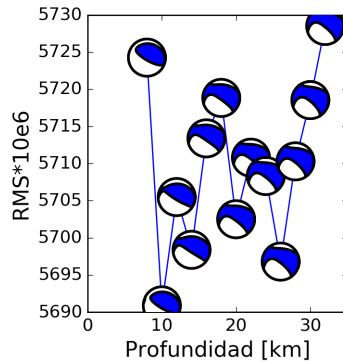


Figura 5.17: Iteración en profundidad para encontrar la mejor solución del tensor. El gráfico muestra la variación del RMS (multiplicado por  $10^6$ ) con su mecanismo focal versus la profundidad de la fuente sísmica.

100 % cuando los errores de ajuste en función de la profundidad no permiten discriminar la mejor solución (*Ritsema & Lay, 1995*).

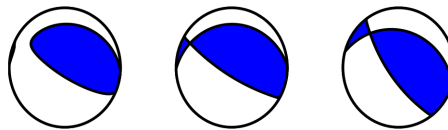


Figura 5.18: Resultado de la inversión del tensor de momento del evento de prueba al iterar por profundidad para encontrar la mejor solución. De izquierda a derecha se grafica el tensor de momento calculado, la mejor doble cupla calculada de la solución y el tensor de momento reportado por el *GCMT*.

Usando los resultados de la inversión cuyas componentes del tensor de momento con orientación NED están dadas por,  $[-3.2252 \times 10^{25}, -7.8787 \times 10^{23}, 3.3039 \times 10^{25}, -8.2737 \times 10^{25}, 4.4724 \times 10^{25}, 3.0609 \times 10^{24}]$ , en unidades de dina-cm, se procede a calcular los sismogramas sintéticos y compararlos con los observados. Estos resultados se muestran en la figura 5.19 concatenados entre sí agrupando todas las estaciones y las trazas de cada componente. En la figura 5.20 se muestran los ajustes de las formas de ondas en las tres componentes para cada estación por separado.

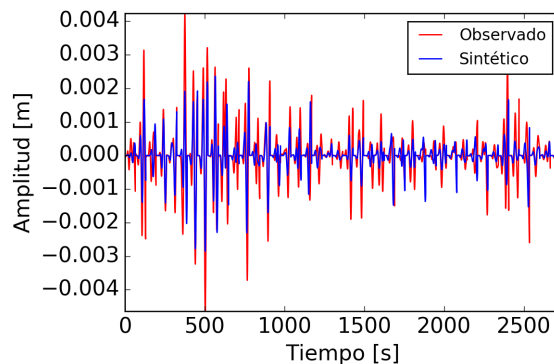
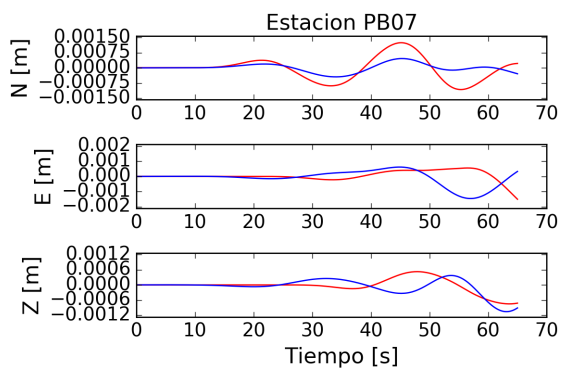
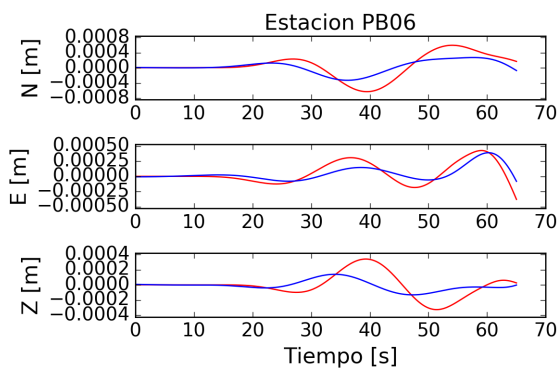
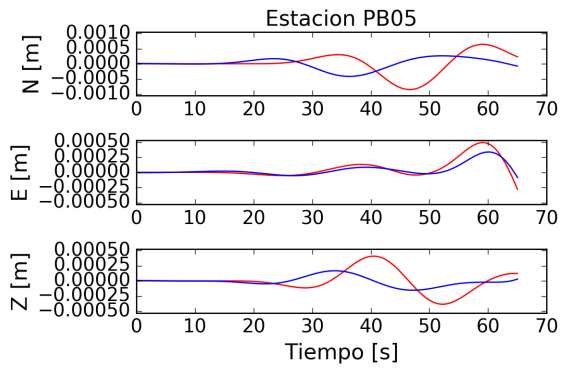
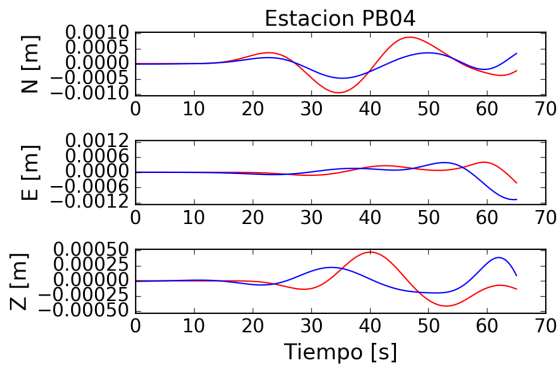
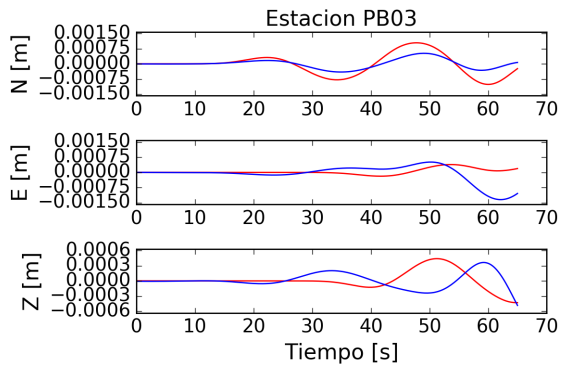
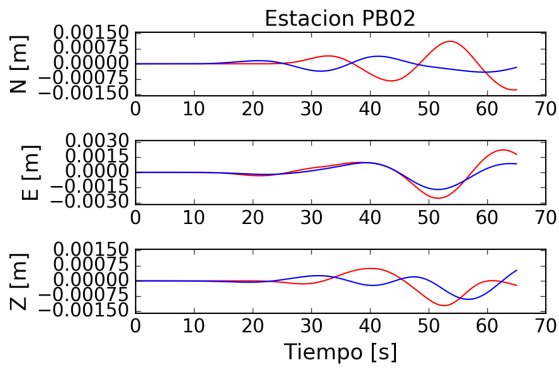
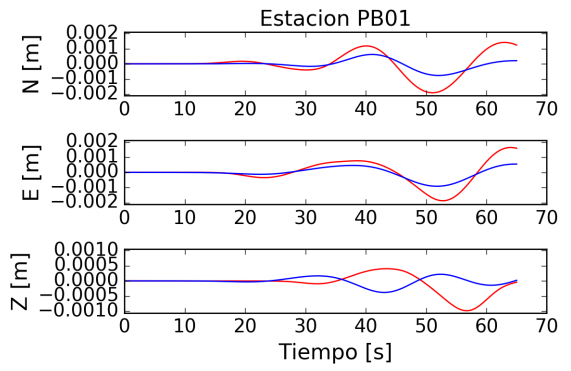
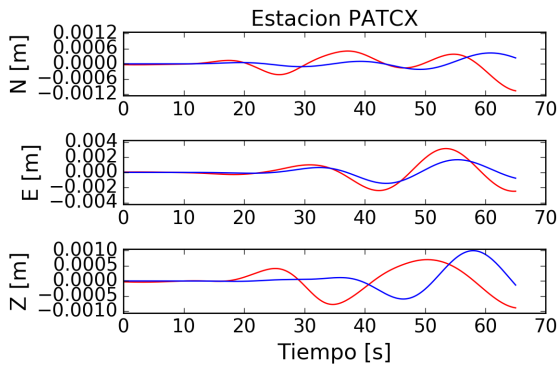


Figura 5.19: Comparación de las formas de onda en desplazamiento calculadas con las observadas, para todas las estaciones y sus componentes concatenadas entre sí.



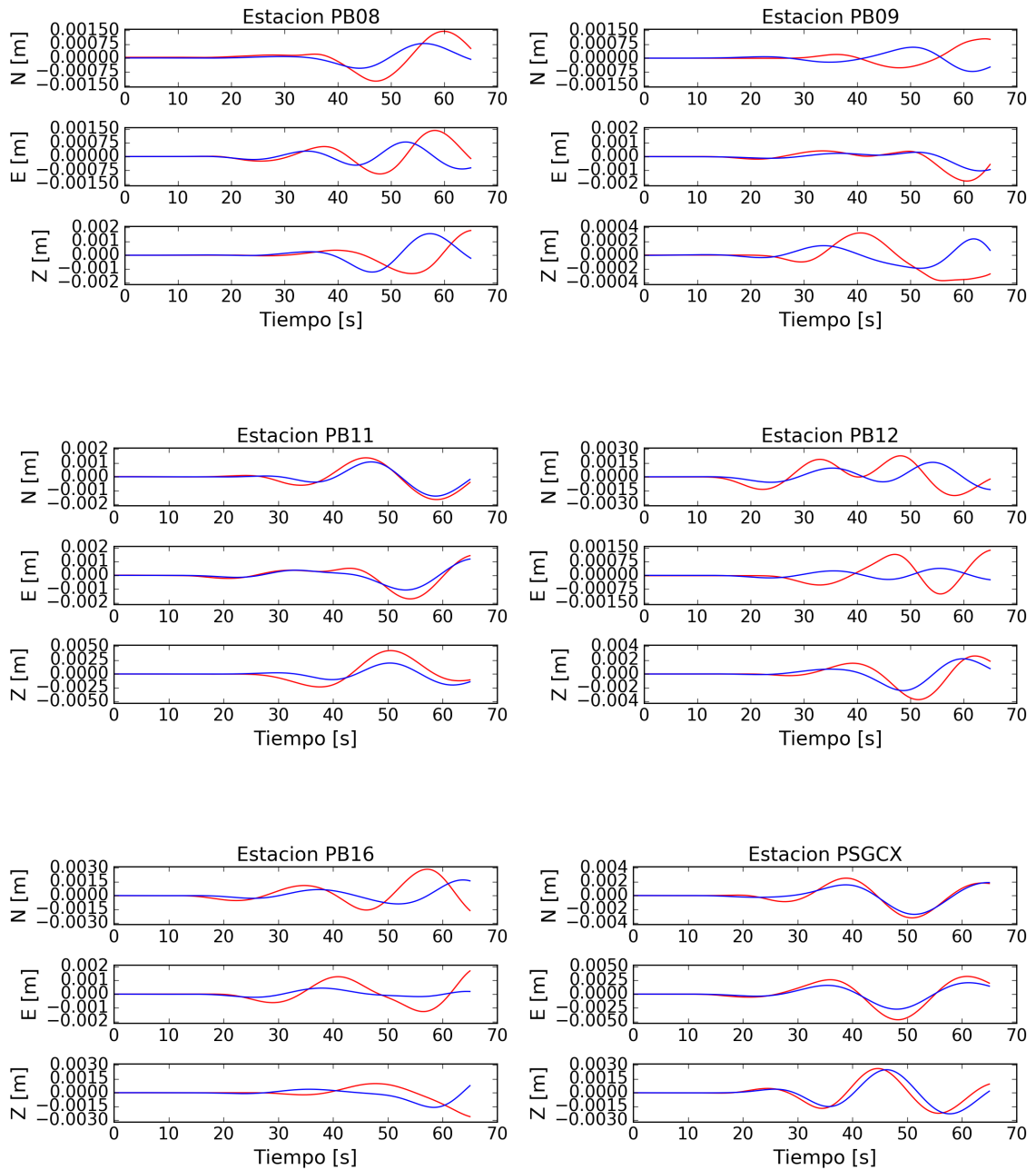


Figura 5.20: Comparación de las formas de onda calculadas (línea azul) con las observadas (línea roja), para cada estación por separado.

De aquí, se observa que el ajuste mejora en algunas estaciones, ya que el RMS general disminuye, sin embargo esta variación es leve. Se puede concluir que en el caso particular de este evento lo que prima mayormente es la localización del centroide más que la profundidad, siempre y cuando esta varíe desde los 8 a 24 km. Además, se tiene que al igual que el caso anterior, las estaciones más cercanas son las que poseen mayor incidencia en la inversión ya que tienen mayores amplitudes de desplazamiento.

Ahora, utilizando estos resultados se procede a realizar la inversión de la función fuente, para

esto se utilizan los resultados obtenidos de las iteraciones en latitud, longitud y profundidad.

### 5.2.3. Inversión de la función fuente

Para obtener la función fuente se utilizan como parámetros de entrada la latitud, longitud, profundidad, y el tensor de momento. Además se ingresan los largos de las ventanas de tiempo que se usan para extraer la señal del sismograma a invertir, el ancho de las *b-splines* y el número total de triángulos (o funciones bases). Se deben definir los filtros y las bandas de frecuencias. Estos últimos no son intuitivos ya que a diferencia de la inversión del tensor de momento no existe un filtro óptimo o alguna tabla que indique el tipo de filtro a usar en función de la magnitud del evento, por ejemplo. Conforme a esto se define un filtro pasabanda con una frecuencia de esquina inferior dada por 0.008 Hz ó 0.02 Hz (dependiendo del tipo de estación, banda ancha o acelerómetro, respectivamente) y con una frecuencia de esquina superior que tomará los valores 0.1, 0.2 y 0.3 Hz. Notar que en la inversión de la función fuente se busca ir a una frecuencia más alta en comparación a cuando se invierte sólo el tensor de momento, esto por que se busca más detalle en la función fuente propiamente tal.

Para evaluar la mayor cantidad de resultados posibles con el fin de analizar la estabilidad de las inversiones, primero se realizará la inversión utilizando los resultados obtenidos de la búsqueda por latitud y longitud fijando la profundidad, con un filtro pasabanda superior de 0.1, 0.2 y 0.3 Hz. Posteriormente se realizará el mismo análisis para la solución óptima del tensor de momento de la búsqueda por profundidad.

Entonces, utilizando como entrada en la inversión la solución del tensor obtenida de la búsqueda por latitud y longitud, fijando una frecuencia superior de corte de 0.1 Hz y definiendo el largo de la ventana que se corta después de llegada de la onda *P* a 40 s, se procede a realizar la inversión. Para esto, como se ha mencionado en la metodología, se crea una matriz de diseño **F**, la cual contiene la matriz **G** y la matriz operador de regularización que en este caso corresponde al gradiente, y se crea un vector **D**, que contiene los datos y el vector de ceros (lado derecho de la ecuación de regularización). Notar que se introduce el parámetro  $\varepsilon$  que define el peso que se asigna a las ecuaciones de la regularización durante la inversión.

Posteriormente se invierte el resultado utilizando diferentes valores de  $\varepsilon$ , y se grafican en lo que se denomina la curva *L* (*Aster et al. (2012)*), en ella se grafica la norma  $L_2$  al cuadrado de la matriz de regularización multiplicada por el vector de parámetros (resultado de la inversión) en función de la norma dos al cuadrado del error de ajuste a las observaciones, es decir, la diferencia de la matriz **G** por el vector de parámetros y el vector de datos (para más detalles ver el Capítulo 4 que detalla la metodología).

El resultado de dicha curva se muestra en la figura 5.21, en ella se selecciona el resultado óptimo el que corresponde al punto de mayor concavidad cercano al origen. En el código desarrollado

dicha selección debe ser manual y corresponden a los puntos rojos en el gráfico.

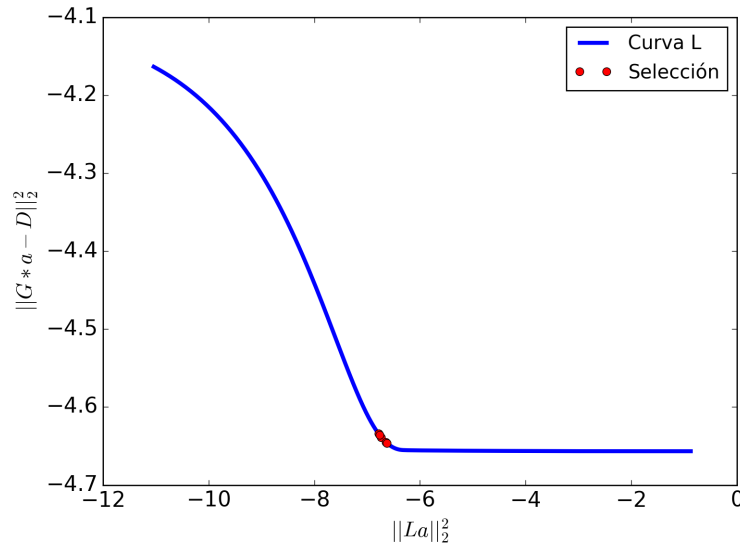


Figura 5.21: Ejemplo de la curva  $L$  obtenida en la inversión de la función fuente utilizando los resultados de la búsqueda por latitud y longitud, para una frecuencia de esquina superior de 0.1 Hz del filtro pasabanda. Los puntos rojos indican las diferentes selecciones de  $\varepsilon$  que se realizan para observar la sensibilidad de la función fuente seleccionada ante pequeñas variaciones de éste.

Utilizando el mejor  $\varepsilon$  que se obtiene de acuerdo al criterio de la curva  $L$  se calcula la solución, en este caso las amplitudes de la serie de triángulos que definen la función fuente. En base a este resultado, se calculan los sismogramas sintéticos para compararlos con los observados, dicha comparación se muestra en la figura 5.22. Como se puede observar al comparar ambas formas de onda existe una diferencia en términos de la amplitud máxima, esto se debe a que al aumentar la frecuencia superior de corte del filtro pasabanda aumenta el contenido en alta frecuencia que se extrae del registro observado, pero no parece afectar necesariamente la información de la fuente que se puede modelar en forma sintética a esas frecuencias. Sin embargo, el ajuste global entre las formas de onda sintéticas y observadas es bastante bueno.

Así, la función fuente obtenida como solución en la inversión anterior se puede apreciar en la figura 5.23, en ella se muestra la función fuente y su espectro de amplitud de Fourier comparado con el espectro de Brune (*Brune, 1970*). Cabe notar que la forma de la función fuente es bastante suave y cuasi-triangular, con una duración de 20 s aproximadamente. Tanto el inicio como el fin presentan un salto abrupto en amplitud, en particular, el fin de la función fuente se podría asociar a una señal espuria de error de ajuste. Se calcula el espectro de amplitud de Fourier de la función fuente con el fin de comparar objetivamente en el dominio espectral las formas de las funciones fuentes invertidas de los diferentes terremotos analizados en esta tesis. Se busca realizar una comparación similar a la realizada por *Lay et al. (2012)*, y dar una descripción a primer orden de la forma espectral de las funciones fuente.



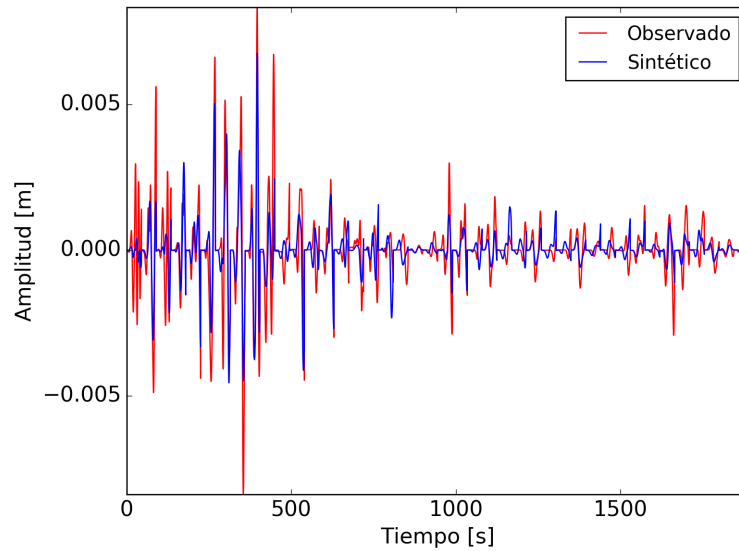


Figura 5.22: Ajuste de las formas de onda observadas con las sintéticas utilizando una frecuencia de esquina superior de 0.1 Hz en el filtro pasabanda. Se muestran todas las estaciones en sus tres componentes concatenadas entre sí.

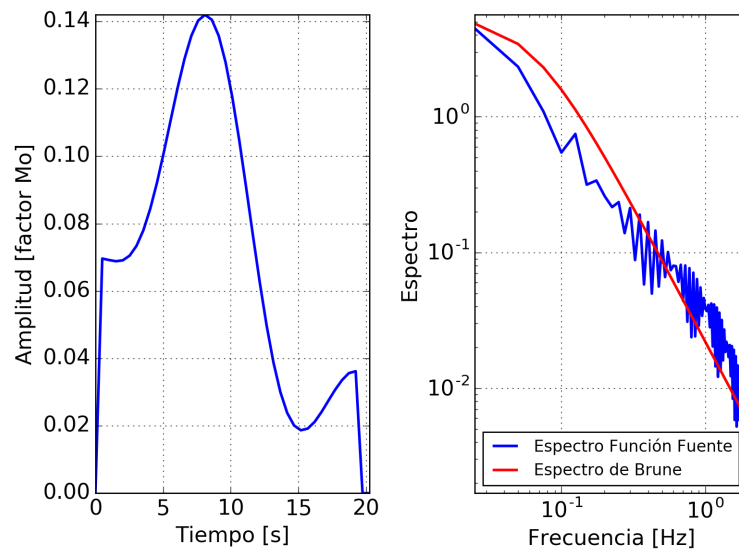


Figura 5.23: (Izquierda) Función fuente temporal obtenida en la inversión y (derecha) espectro de amplitud de Fourier de dicha función comparado con el espectro de Brune. Se ha utilizado una frecuencia de esquina superior de 0.1 Hz en el filtro pasabanda. Notar que la función fuente está normalizada por el momento sísmico escalar  $M_0$ .

El espectro amplitud de Fourier de la función fuente se muestra en la figura 5.23(derecha), y presenta un decaimiento en amplitud que varía cercanamente a  $\omega^{-1}$  entre 0.1 – 0.8 Hz, lo que implicaría que su amplitud de Fourier es dominada principalmente por el inicio y fin de la función fuente, ya que presentan una variación abrupta del tipo escalón. Cabe señalar que una función escalón decae en alta frecuencia como  $\omega^{-1}$ . Entre la banda 0.8 – 2 Hz la amplitud decae proporcional a  $\omega^{-2}$  aproximadamente.

Como se observa en las figuras anteriores, el hecho de utilizar 0.1 Hz como frecuencia de esquina superior en el filtro pasabanda parece ser correcto, sin embargo se estima que utilizando frecuencias mayores se pueden observar más detalles de la radiación de la fuente sísmica, es por esto que utilizando los mismos parámetros de entrada de la inversión anterior (búsqueda de la latitud y longitud obtenida con una profundidad fija) se calcularán los gráficos anteriores utilizando 0.2 Hz.

En la figura 5.24 se grafica la curva  $L$  obtenida de la inversión y en ella inmediatamente se nota que la curva  $L$  obtenida al haber aumentado la frecuencia superior del filtro difiere de la curva  $L$  obtenida utilizando una frecuencia de esquina superior de 0.1 Hz (figura 5.21). Esta diferencia se debe a los valores de los errores del ajuste principalmente. Al igual que en el ejemplo anterior se procede a seleccionar los puntos que corresponderían al mejor valor del  $\varepsilon$  de acuerdo al criterio de la curva  $L$ .

Utilizando dicho  $\varepsilon$  se calcula la solución de la inversión de la función fuente y se utiliza para calcular los sismogramas sintéticos que se comparan con las formas de onda observadas, dicha comparación del ajuste se presenta en la figura 5.25. Se puede observar nuevamente que el ajuste presenta un contenido de frecuencias mayor que en el caso anterior (0.1 Hz), notándose diferencias en relación con las amplitudes, pero se logra modelar gran parte de las ondas observadas.

El resultado obtenido para la función fuente temporal se muestra en la figura 5.26, en ella se observa que la función fuente invertida es diferente a la obtenida cuando se considera como frecuencia máxima 0.1 Hz. La duración de la fuente es en este caso del orden de 20 s, y se observan dos subfuentes. El inicio presenta un salto abrupto en amplitud, sin embargo el término de la función decrece suavemente a cero. Al comparar su espectro de amplitud de Fourier con el modelo de Brune (figura 5.26, derecha), el decaimiento de la amplitud en alta frecuencia ( $f > 0.1$  Hz) es cercano a  $\omega^{-1.5}$  hasta la frecuencia 1.5 Hz aproximadamente. Al parecer, al usar una frecuencia de esquina mayor en el filtro se logra recuperar más detalles de la fuente sísmica, es por esto que se realizará un ejemplo utilizando como frecuencia de esquina máxima 0.3 Hz en el filtro pasabanda.

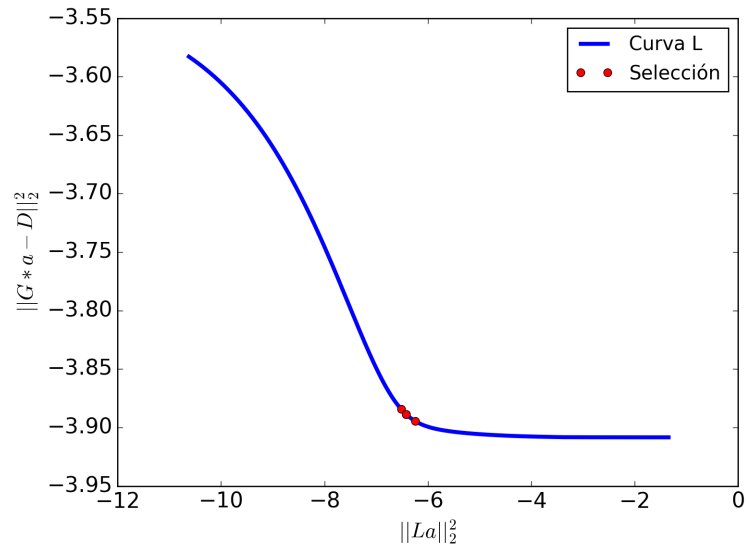


Figura 5.24: Curva  $L$  obtenida durante la inversión de la función fuente utilizando los resultados de la búsqueda por latitud y longitud, para una frecuencia de esquina superior de 0.2 Hz en el filtro pasabanda. Los puntos rojos indican las diferentes selecciones que se realizan para observar la sensibilidad al seleccionar diferentes  $\varepsilon$ .

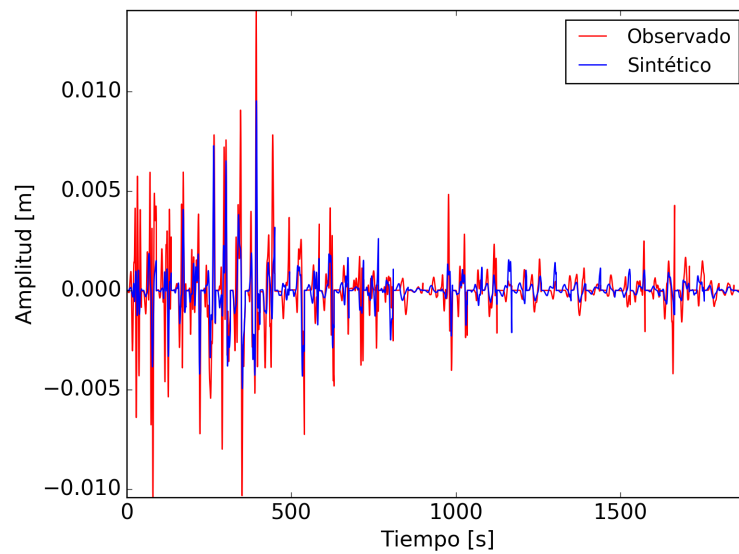


Figura 5.25: Ajuste de los sismogramas sintéticos con los observados utilizando una frecuencia de filtro superior de 0.2 Hz en el filtro pasabanda. Se muestran todas las estaciones en sus tres componentes concatenadas entre sí.

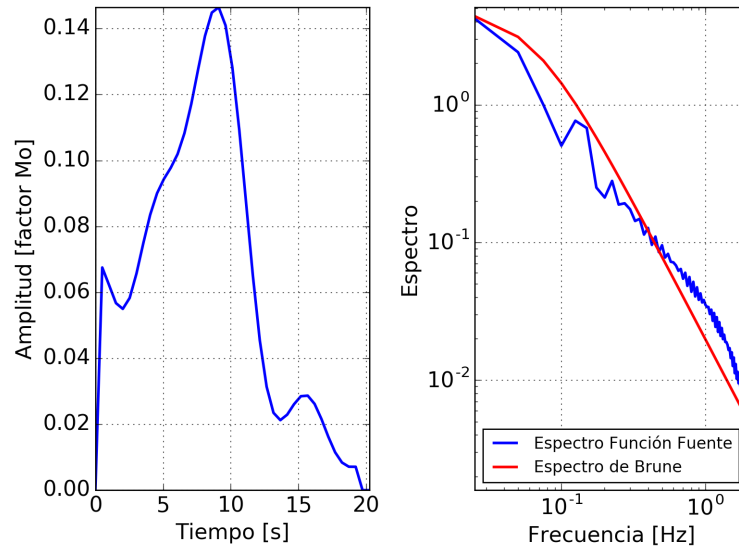


Figura 5.26: (Izquierda) Función fuente obtenida en la inversión. (Derecha) Espectro de amplitud de Fourier de dicha función comparado con el espectro de Brune. Se ha utilizado una frecuencia de esquina superior de 0.2 Hz. Notar que la función fuente está normalizada por el momento sísmico escalar  $M_0$ .

Finalmente se realiza una inversión utilizando los mismos parámetros de entrada que en los casos anteriores, pero variando solamente la frecuencia de esquina superior del filtro pasabanda a 0.3 Hz. El resultado obtenido para la función fuente se muestra en la figura 5.28 y el ajuste de los sismogramas sintéticos con los observados se presenta en la figura 5.27. Al analizar estos resultados se puede concluir que aumentar la frecuencia de esquina superior del filtro pasabanda a 0.3 Hz es útil ya que, si bien se recupera una función fuente similar a la invertida usando 0.2 Hz, esta queda mejor definida en su forma. Si bien el inicio es abrupto, la función decae a cero suavemente. El contenido de frecuencias es muy similar al comparar ambos espectros, preservándose en ambos casos la proporcionalidad de las amplitudes cercana  $\omega^{-1.5}$  para frecuencias,  $f > 0.1$  Hz hasta la frecuencia de 1.5 Hz aproximadamente. Además, al comparar las formas de onda sintéticas y las observadas (figura 5.27) se tiene que el ajuste en general es bueno pero el ajuste de periodos cortos empeora, observándose mayores diferencias en amplitud debido a que se intenta ajustar más altas frecuencias contenidas en los datos. Por lo que, utilizar una frecuencia mayor en el filtro para este evento si bien no es necesario, se puede utilizar ya que la inversión de la función fuente se observa más definida en su forma.

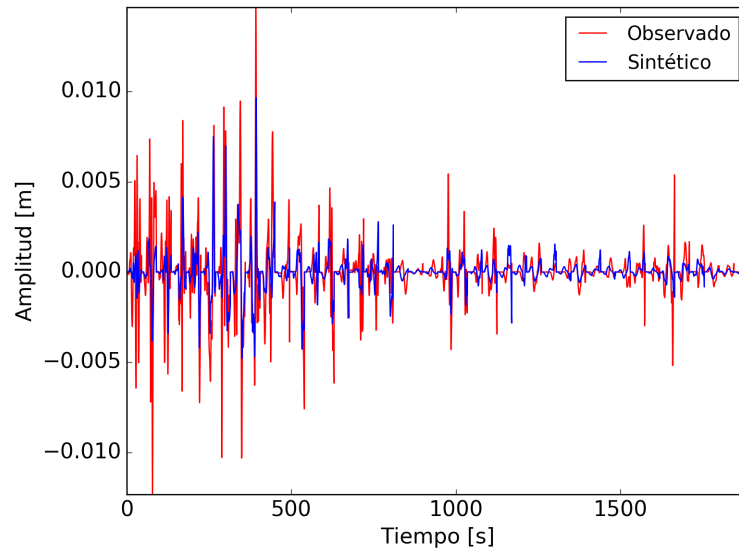


Figura 5.27: Ajuste de los sismogramas sintéticos con los observados utilizando una frecuencia de esquina superior de 0.3 Hz en el filtro pasabanda. Se muestran todas las estaciones en sus tres componentes concatenadas entre sí.

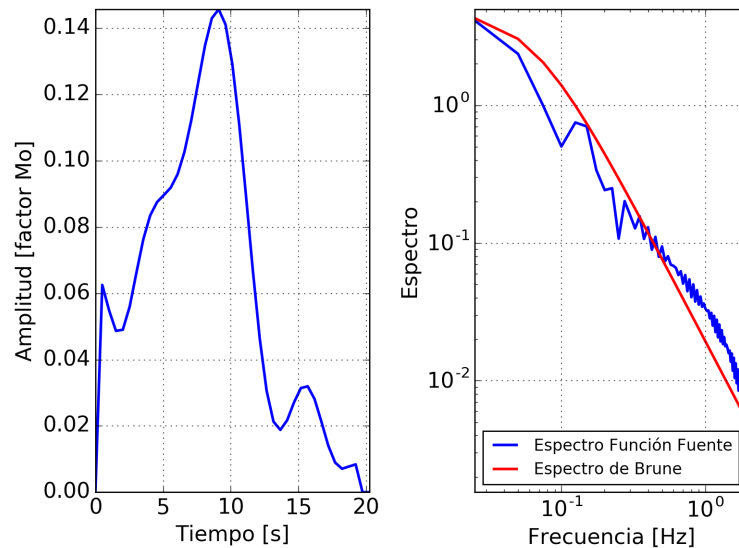


Figura 5.28: (Izquierda) Función fuente obtenida en la inversión. (Derecha) Espectro de de amplitud de Fourier de dicha función comparado con el espectro de Brune. Se ha utilizado una frecuencia de esquina superior de 0.3 Hz. Notar que la función fuente está normalizada por el momento sísmico escalar  $M_0$ .

Finalmente queda analizar los resultados de la inversión de la función fuente a partir de la solución obtenida en la búsqueda por profundidad, para ello se realiza la inversión utilizando 0.1 Hz, 0.2 Hz y 0.3 Hz para la frecuencia de esquina superior del filtro pasabanda, para evaluar y analizar sus diferencias.

El ajuste de los sismogramas sintéticos y observados se muestra en la figura 5.29 para el caso de una frecuencia de esquina superior de 0.1 Hz. El ajuste de los sismogramas sintéticos y observados

es razonable en este caso, y sólo se observan algunas discrepancias en las amplitudes máximas entre ambas formas de onda. Los resultados de la inversión de la función fuente con una frecuencia de esquina superior igual a 0.1 Hz se muestran en la figura 5.30. La duración de la fuente es aproximadamente de 20 s, su forma es suavizada y cuasi-triangular, bastante parecida a la función fuente de la figura 5.23. Tanto el inicio como el término de la función son abruptos. Las amplitudes del espectro de Fourier (figura 5.23, derecha) son proporcionales a  $\omega^{-1}$  en la banda 0.1 – 1.0 Hz, lo que implica que están controladas principalmente por los saltos abruptos en amplitud al inicio y fin de la función fuente.

Al analizar los resultados obtenidos en la inversión de la función fuente, los cuales se muestran en las figuras 5.29 y 5.30 (usando la mejor solución del centroide espacial), y al comparar éstas con las figuras 5.22 y 5.23 (usando la mejor solución por profundidad), se puede notar que los resultados son bastante similares. Las diferencias que se pueden hacer notar corresponden a las amplitudes en el salto en amplitud al inicio de la función fuente, sin embargo en ambas se puede observar un inicio abrupto, lo que implicaría que la función fuente debe tener mayor pendiente en su fase inicial, lo cual no es capaz de modelar el código.

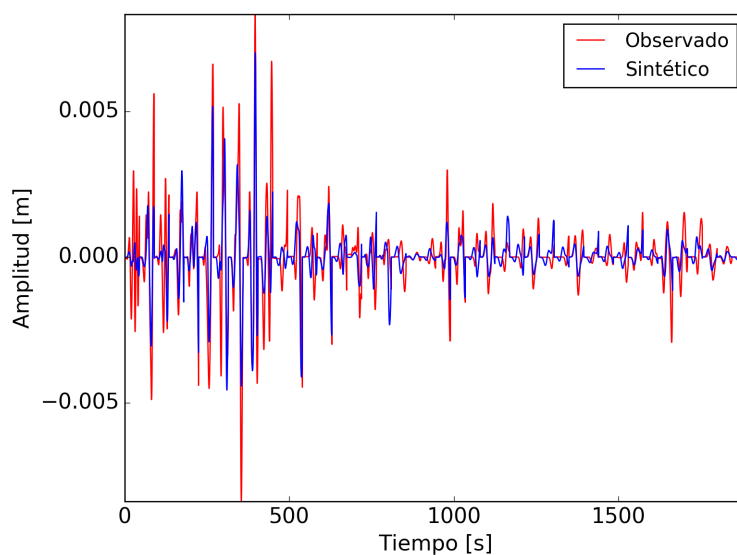


Figura 5.29: Ajuste de los sismogramas sintéticos con los observados al utilizar una frecuencia de esquina superior de 0.1 Hz en el filtro pasabanda. Se muestran todas las estaciones en sus tres componentes concatenadas entre sí.

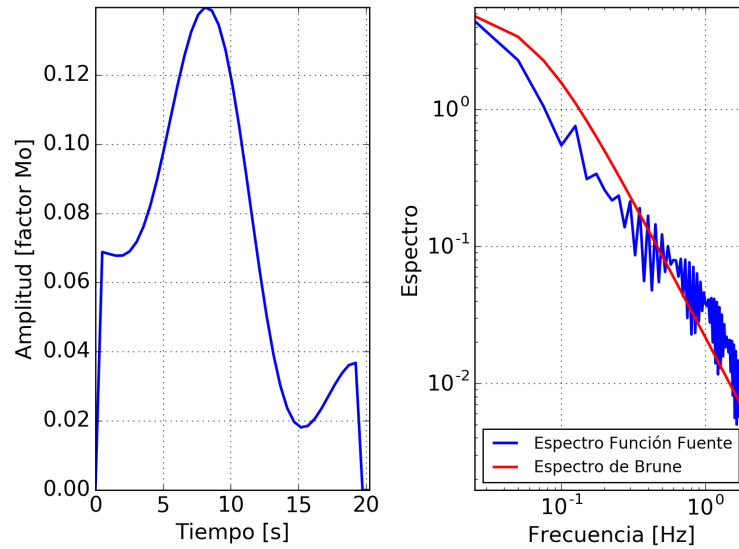


Figura 5.30: (Izquierda) Función fuente invertida. (Derecha) Espectro de amplitud de Fourier de dicha función comparado con el espectro de Brune. Se ha utilizado una frecuencia de esquina superior de 0.1 Hz. Notar que la función fuente está normalizada por el momento sísmico escalar  $M_0$ .

Por otro lado, si se aumenta la frecuencia de esquina superior a 0.2 Hz del filtro pasabanda se obtienen los resultados mostrados en las figuras 5.31 y 5.32. El ajuste de los sismogramas sintéticos y observados se muestra en la figura 5.31 y existe un contenido importante de alta frecuencia en los datos que los sismogramas sintéticos ajustan razonablemente. La solución de la inversión de la función fuente se muestra en la figura 5.32. La duración de la fuente es de aproximadamente 20 s, con una forma más suavizada, un inicio abrupto pero decaimiento suave a cero en los 18 – 20 s y se identifican dos subfuentes. Las amplitudes de Fourier decaen a menor tasa que el espectro de Brune de referencia, y las amplitudes son proporcionales a  $\omega^{-1.5}$  aproximadamente en la banda 0.1 – 1.0 Hz.

De aquí y comparando estas soluciones con las de las figuras 5.25 y 5.26, se tiene que difieren entre sí, al igual que el caso anterior. Se observa que al usar la mejor solución al iterar por profundidad la forma de la función fuente es abrupta al inicio y la amplitud decrece suavemente a cero al final de la duración, además disminuyen los problemas en los bordes o residuales (señal espuria) como los que si se observan a los 20 s en la función fuente de la figura 5.26.

A modo de comparación se realizó la inversión usando una frecuencia máxima de esquina del filtro de 0.3 Hz, obteniéndose una función fuente similar a obtenida usando 0.2 Hz. Esto difiere al caso anterior donde si se observaban algunas diferencias.

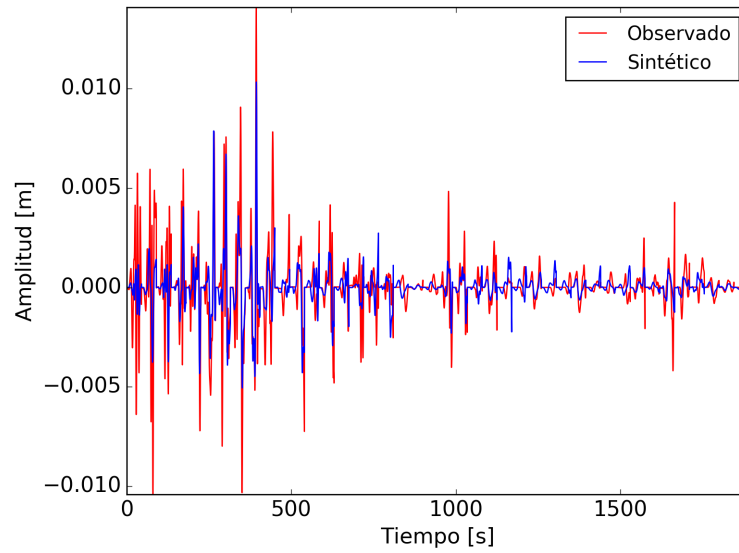


Figura 5.31: Ajuste de los sismogramas sintéticos y observados utilizando una frecuencia de esquina superior de 0.2 Hz en el filtro pasabanda. Se muestran todas las estaciones en sus tres componentes concatenadas entre sí.

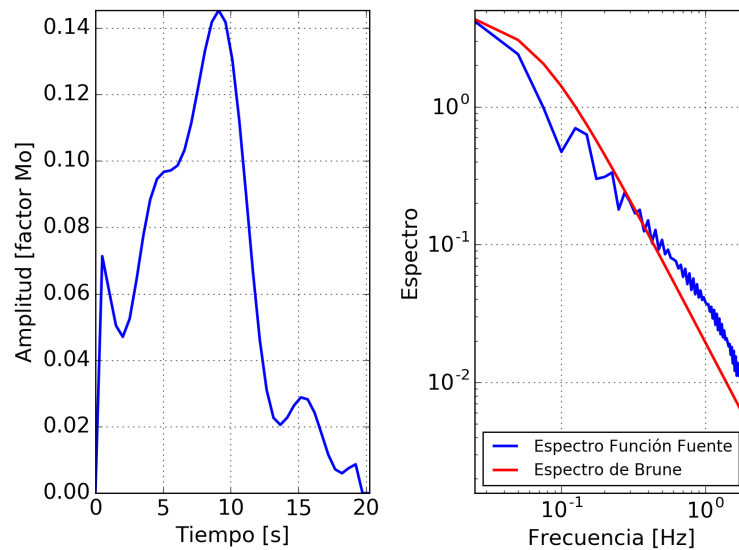


Figura 5.32: (Izquierda) Función fuente obtenida en la inversión. (Derecha) Espectro de amplitud de Fourier de dicha función comparado con el espectro de Brune. Se ha utilizado una frecuencia de esquina superior de 0.2 Hz en el filtro pasabanda. Notar que la función fuente está normalizada por el momento sísmico escalar  $M_0$ .



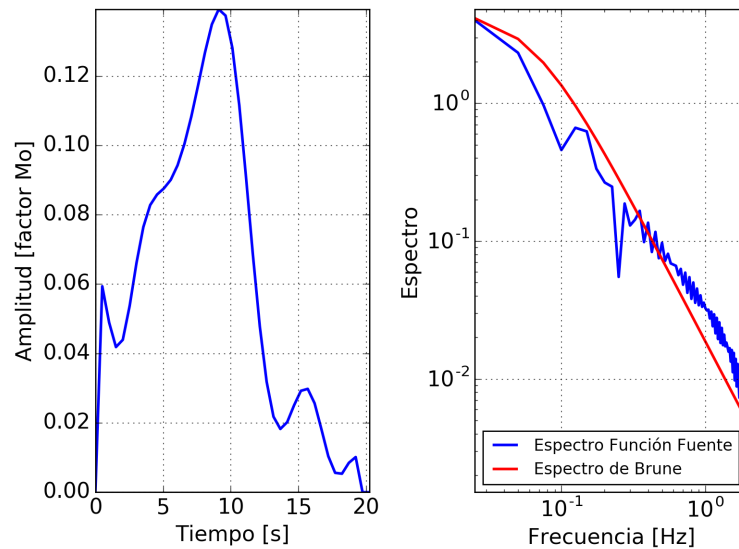


Figura 5.33: (Izquierda) Función fuente obtenida en la inversión. (Derecha) Espectro de de amplitud de Fourier de dicha función comparado con el espectro de Brune. Se ha utilizado una frecuencia de esquina superior de 0.3 Hz en el filtro pasabanda. Notar que la función fuente está normalizada por el momento sísmico escalar  $M_0$ .

De este evento de prueba se concluye que, para el caso de la inversión del tensor de momento el filtro pasabanda será seleccionado en función de la magnitud estimada del evento (o magnitud preliminar en caso de ser conocida) y el tipo de estación (banda ancha o de movimiento fuerte) que se utilice. Además se concluye que la inversión subestima ligeramente la magnitud de este evento por lo que será interesante notar si esta varía a su vez para otros eventos. Por otro lado, se tiene que al hacer la búsqueda de la mejor solución del tensor de momento al iterar por profundidad, se obtiene un resultado similar al reportado por el *GCMT* y al *NEIC* en términos de la profundidad, la diferencia observada puede ser producto del modelo de velocidades utilizado en la inversión. Sin embargo, al comparar el RMS de la solución obtenida al iterar por profundidad, o en la búsqueda del centroide espacial, la diferencia no es sustancial pero si se observa una diferencia al utilizar uno u otro resultado en la inversión de la función fuente.

Para la estimación de la función fuente se concluye que se usará un filtro pasabanda con una frecuencia de esquina superior de 0.2 Hz independientemente que esto implique un aumento de 3% a 10% en el error de ajuste entre lo observado y lo predicho por el modelo. Como se mencionó anteriormente es posible que dichas diferencias entre los sismogramas sintéticos y los observados no se puedan modelar con el método propuesto ya que no tendrían relación con la fuente sísmica, sino que con limitaciones al propagar ondas sísmicas en un medio estratificado 1D. Además se calculará la función fuente temporal para el resultado obtenido con la búsqueda de la mejor solución al iterar por profundidad, si bien se sabe que quizás dicho resultado difiera del obtenido al fijar la profundidad e iterar por latitud y longitud, la iteración por profundidad entrega resultados más confiables.

Cabe mencionar, que este terremoto es particularmente complicado de modelar ya que se trata de un evento de profundidad somera, del tipo intraplaca superficial, y que no se generó en la zona

de contacto sismogénico (e.g. *Ruiz et al. (2014); González et al. (2015)*). Por ser superficial, las ondas que se registran a distancias regionales son principalmente ondas superficiales que son muy dispersivas y muy sensibles al modelo de estructura de velocidades en la banda de frecuencias que se está analizando este evento ( $f \sim 0.1 - 0.3$  Hz). Por lo que podemos concluir que los resultados obtenidos son aceptables y esperados considerando las variables y limitaciones mencionadas.

### 5.3. Análisis y modelamiento de la función fuente temporal para sismos ocurridos en el Norte de Chile

Una vez validada la metodología se utilizó la herramienta computacional desarrollada en esta tesis para analizar datos reales y obtener parámetros de la fuente sísmica. Se calculó el tensor de momento y la función fuente temporal para sismos  $M_w > 6.0$  ocurridos en el norte de Chile.

Se analizaron diez sismos de la secuencia de eventos asociados al terremoto de Pisagua, y se modeló adicionalmente un evento de profundidad intermedia que no se asocia a dicha secuencia. Las soluciones obtenidas se resumen en las tablas que se presentan a continuación. La tabla 5.3 detalla las soluciones de la localización dadas por el *GCMT* (dato que usamos como referencia), *CSN*, *NEIC* y el resultado del centroide espacial obtenido con el código desarrollado en este trabajo.

Evento Fecha	GCMT			CSN			NEIC			Este estudio		
	Lon [°]	Lat [°]	Prof [km]	Lon [°]	Lat [°]	Prof [km]	Lon [°]	Lat [°]	Prof [km]	Lon [°]	Lat [°]	Prof [km]
2014-03-16 21:16	-70.92	-19.94	12	-70.814	-19.965	20.6	-70.702	-19.981	15.5	-70.705	-20.154	10
2014-03-17 05:11	-71.05	-20.01	17.8	-70.944	-19.928	28.3	-70.884	-20.017	13.5	-70.764	-19.938	18
2014-03-22 12:59	-71.14	-19.73	18.9	-71.384	-19.836	31.8	-70.874	-19.763	25.5	-70.783	-19.659	16
2014-03-23 18:19	-71.05	-19.70	21.7	-70.943	-19.794	33.8	-70.854	-19.690	23.5	-70.621	-19.557	16
2014-04-03 01:58	-70.88	-20.34	33.7	-70.583	-20.314	30.7	-70.576	-20.311	19.5	-70.451	-20.411	28
2014-04-03 02:43	-70.60	-20.43	28.7	-70.418	-20.545	26.1	-70.493	-20.571	30.5	-70.172	-20.430	30
2014-04-03 05:26	-70.90	-20.72	32.2	-70.651	-20.798	38	-70.587	-20.797	25	-70.614	-20.791	12
2014-04-04 01:37	-70.91	-20.61	19.5	-70.605	-20.622	32.6	-70.654	-20.643	13.7	-70.552	-20.681	16
2014-04-11 00:01	-70.88	-20.64	14.5	-70.653	-20.710	37.4	-70.647	-20.659	25.5	-70.442	-20.854	16
2011-06-20 16:35	-68.63	-21.89	131.4	-68.668	-21.874	128.7	-68.228	-21.701	128.0	-68.701	-21.961	138
2014-04-01 23:46	-70.81	-19.70	21.6	-70.908	-19.572	38.9	-70.769	-19.610	25.5	-70.610	-20.200	20

Tabla 5.1: Localización de los eventos analizados y coordenadas del centroide.

Como se observa, las diferentes agencias sismológicas poseen diferentes soluciones en la localización pero estas no son sustanciales. Estas diferencias se deben principalmente al hecho que el *GCMT* reporta el centroide y usa una localización hipocentral preliminar, por otro lado la localización del *NEIC* y del *CSN* que se presentan en la tabla corresponde al epicentro, en tanto la localización del presente estudio es la mejor solución para el centroide espacial. Al comparar las soluciones reportadas por distintas agencias sismológicas con los resultados obtenidos por el código se puede decir que están dentro del margen de error esperado para este tipo de inversiones.

Gráficamente se pueden observar las diferencias entre lo ingresado y lo obtenido en las figuras

5.34 y 5.35, que corresponden a una búsqueda espacial del mejor centroide. Para esto se centró la búsqueda utilizando los resultados obtenidos por el *GCMT* para el centroide y se iteró en una región rectangular definida por  $\pm 0.5^\circ$  a partir del centro, los colores representan los valores del RMS, además se graficaron diferentes mecanismos focales para observar como este va variando al escogerse distintos puntos en el espacio. El mecanismo de mayor tamaño en cada una de las figuras corresponde al seleccionado y representa la mejor solución.

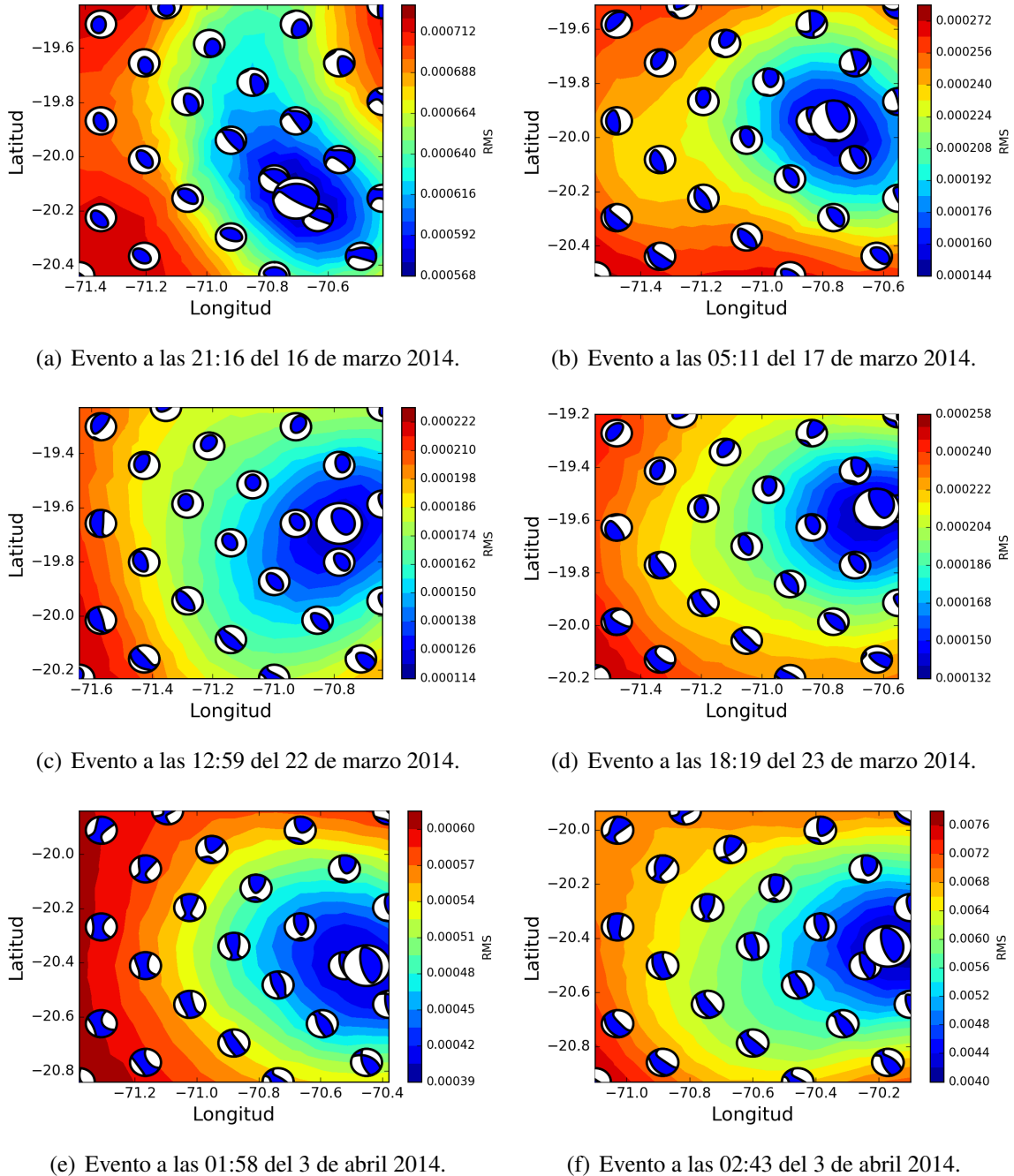
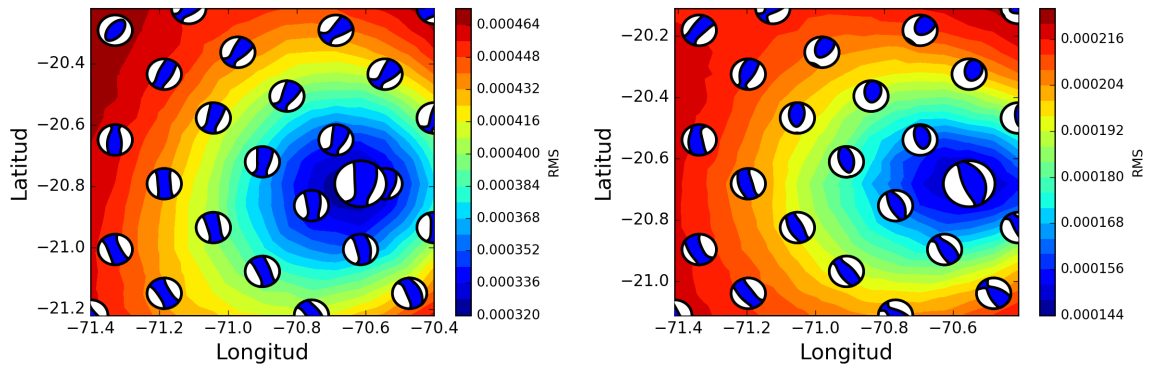
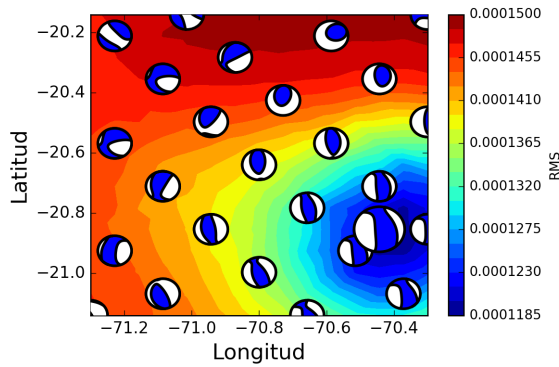


Figura 5.34: Resultados de la inversión al realizar una búsqueda de la mejor solución iterando por latitud y longitud en una región rectangular con una profundidad fija. Los colores indican el valor del RMS y se grafica una solución equi-espaciada del tensor de momento siendo la mejor solución la *beach ball* de mayor tamaño.



(a) Evento a las 05:26 del 3 de abril 2014.

(b) Evento a las 01:37 del 4 de abril 2014.



(c) Evento a las 00:01 del 11 de abril 2014.

Figura 5.35: Resultados de la inversión al realizar una búsqueda de la mejor solución iterando por latitud y longitud en una región rectangular con una profundidad fija. Los colores indican el valor del RMS y se grafica una solución equi-espaciada del tensor de momento siendo la mejor solución la *beach ball* de mayor tamaño.

De las figuras anteriores se observa que los resultados de la inversión tienden a mover la solución de la localización del centroide hacia la costa en comparación con lo obtenido por el *GCMT*. Esto puede ser producto de la distribución de estaciones ya que, todas se encuentran ubicadas en tierra, ubicadas fuera de la zona rectangular y hacia el lado derecho de los eventos mostrados anteriormente. Por otro lado, los eventos sísmicos antes mostrados tienen epicentro costa afuera.

Cabe mencionar que lo que se busca con la iteración en un dominio rectangular es estimar el centroide espacial, es decir el punto en donde se ubica aproximadamente el centro de gravedad de la distribución espacial de momento y usualmente se asocia a la zona que libera la mayor cantidad de energía. Se hace notar que el centroide no necesariamente coincide con el epicentro, por esto se usa como base de la iteración las coordenadas entregadas por el *GCMT* para definir la región rectangular de búsqueda.

La tabla 5.3 resume la magnitud obtenida en este estudio para cada evento comparado con las soluciones publicadas por agencias sismológicas, en ella se puede observar que el código tiende a subestimar ligeramente la magnitud en algunos casos. Esto puede deberse a que se utilizan diferentes tipos de datos en el sentido que provienen principalmente de dos tipos de sensores. En el

análisis desarrollado se utilizan datos de campo cercano que incluyen estaciones banda ancha y de movimiento fuerte.

Por otro lado, agencias como el *GCMT* y el *NEIC* utilizan datos globales, mientras que el *CSN* utiliza datos de campo regional, principalmente de estaciones banda ancha y de movimiento fuerte. Además se tiene que se ocupan diferentes métodos y formas de onda para calcular la magnitud, en el código se utiliza la onda la onda *P* principalmente (y parte de la onda *S*), en tanto el *CSN* utiliza la fase-*W*. En otros casos, por ejemplo, el *NEIC* utiliza la fase-*W* a distancias telesísmicas, y el *GCMT* ondas superficiales registradas a escala global.

Evento Fecha	GCMT		CSN		NEIC		Este estudio	
	Magnitud $M_w$	$M_0$ [dina.cm]	Magnitud $M_w$	$M_0$ [dina.cm]	Magnitud $M_w$	$M_0$ [dina.cm]	Magnitud $M_w$	$M_0$ [dina.cm]
2014-03-16 21:16	6.7	1.27e+26	6.7	-	6.7	1.591e+26	6.50	6.38e+25
2014-03-17 05:11	6.4	4.67e+25	6.3	-	6.4	4.440e+25	6.23	2.55e+25
2014-03-22 12:59	6.2	2.85e+25	5.8*	-	6.2	2.541e+25	6.14	1.84e+25
2014-03-23 18:19	6.2	2.89e+25	6.2	-	6.3	3.281e+25	6.09	1.58e+25
2014-04-03 01:58	6.6	9.62e+25	6.3	-	6.5	7.120e+25	6.39	4.32e+25
2014-04-03 02:43	7.7	4.92e+27	7.6	-	7.7	4.706e+27	7.42	1.52e+27
2014-04-03 05:26	6.5	7.07e+25	6.3	-	6.4	4.892e+25	6.18	2.14e+25
2014-04-04 01:37	6.2	2.74e+25	6.1	-	6.3	3.148e+25	6.03	1.24e+25
2014-04-11 00:01	6.1	1.70e+25	6.2	-	6.2	2.465e+25	5.91	8.22e+24
2011-06-20 16:35	6.5	7.74e+25	6.4*	-	6.5	6.574e+25	6.50	6.33e+25
2014-04-01 23:46	8.1	1.90e+28	8.2	-	8.2	2.348e+28	8.20	2.28e+28

Tabla 5.2: Valores del momento sísmico escalar y magnitud de momento reportados por el *CGMT*, *CSN*, *NEIC* y los estimados en este estudio. El \* indica que en estos casos particulares la magnitud se encuentra calculada como magnitud local (MI).

Por último, queda comparar los resultados obtenidos para cada tensor de momento con lo reportado por agencias sismológicas. La tabla 5.3 muestra los resultados en términos de la mejor doble cupla obtenida a partir de los tensores calculados por el *GCMT* y el código implementado en este trabajo.

Evento	GCMT						Este estudio					
	NP1			NP2			NP1			NP2		
	$\phi$ [°]	$\delta$ [°]	$\lambda$ [°]	$\phi$ [°]	$\delta$ [°]	$\lambda$ [°]	$\phi$ [°]	$\delta$ [°]	$\lambda$ [°]	$\phi$ [°]	$\delta$ [°]	$\lambda$ [°]
2014-03-16 21:16	284	26	54	144	69	106	268	17	59	120	74	99
2014-03-17 05:11	352	17	94	168	73	89	23	22	133	157	73	73
2014-03-22 12:59	346	20	90	167	70	90	341	24	96	153	66	86
2014-03-23 18:19	350	21	100	160	69	86	17	19	132	153	75	76
2014-04-03 01:58	358	14	103	165	76	87	351	25	96	164	64	86
2014-04-03 02:43	354	23	96	167	67	87	350	25	93	166	64	88
2014-04-03 05:26	168	63	83	4	27	104	180	59	78	22	32	109
2014-04-04 01:37	1	25	109	160	67	81	339	27	91	157	62	89
2014-04-11 00:01	328	28	43	198	72	111	179	69	104	323	25	56
2011-06-20 16:35	261	11	-9	360	88	-101	308	13	32	186	82	101
2014-04-01 23:46	355	15	106	159	76	86	345	8	103	151	81	87

Tabla 5.3: Mecanismos focales (*strike*, *dip*, y *rake*) de los planos nodales calculados por el *GCMT* y los estimados a partir de la soluciones obtenidas en este estudio.

Dado que se utiliza como parámetro inicial la locación entregada por el *GCMT*, se comparan gráficamente los resultados presentados en la tabla 5.3, y se muestran los mecanismos en las figuras 5.36 y 5.37. En ellas se observa que el código logra recuperar en gran medida la solución de la doble cupla entregada por el *GCMT*, con diferencias de  $\pm 12.25^\circ$  para el *strike*,  $\pm 4.85^\circ$  para el *dip* y

$\pm 9.55^\circ$  para el rake, aproximadamente. Además se puede observar que existen leves diferencias en la inclusión de una componente de rumbo en algunas soluciones como los eventos ocurridos el 17 y 23 de marzo, ambas con rangos de diferencias de ángulos menores a  $5^\circ$  y con profundidades de 18 y 16 km respectivamente (según resultados obtenidos). Se cree que dicha componente de rumbo se debe a que se consideran todas las estaciones disponibles para cada evento, tal vez controlando las soluciones las estaciones más cercanas al evento ya que son las que tienen mayores amplitudes de desplazamiento.

Con respecto a los otros eventos se observa que en algunos casos se obtiene mayor inclinación (manteo) de la que se debería, esto puede ser producto de la mala distribución de estaciones que se posee ya que al no estar uniformemente distribuidas existen más estaciones al sur o al norte de los eventos. Esta mala cobertura azimutal radica en esta desviación, pues al haber más estaciones en una zona, mayor es el peso que se le da a la contribución de ese conjunto de estaciones durante la inversión.



(a) Evento a las 21:16 del 16 de marzo 2014.

(b) Evento a las 05:11 del 17 de marzo 2014.



(c) Evento a las 12:59 del 22 de marzo 2014.

(d) Evento a las 18:19 del 23 de marzo 2014.

Figura 5.36: Resultado de la inversión del tensor de momento para cada evento analizado. De izquierda a derecha se grafica el tensor de momento calculado, la mejor doble cupla calculada de la solución y el tensor de momento reportado por el *GCMT*.



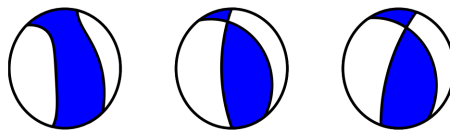
(a) Evento a las 01:58 del 3 de abril 2014.

(b) Evento a las 02:43 del 3 de abril 2014.



(c) Evento a las 05:26 del 3 de abril 2014.

(d) Evento a las 01:37 del 4 de abril 2014.



(e) Evento a las 00:01 del 11 de abril 2014.

Figura 5.37: Resultado de la inversión del tensor de momento para cada evento analizado. De izquierda a derecha se grafica el tensor de momento calculado, la mejor doble cupla calculada de la solución y el tensor de momento reportado por el *GCMT*.

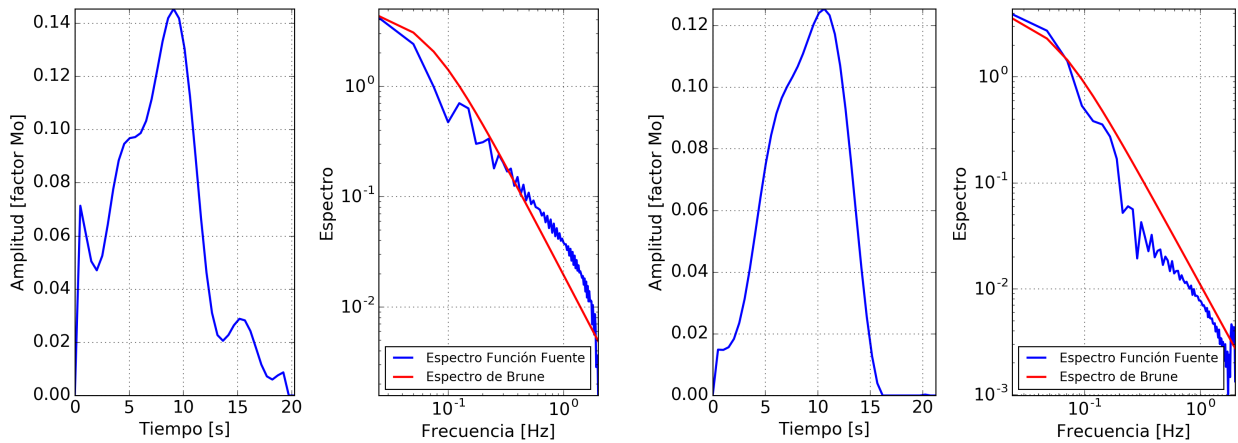
A modo de comparación se realizó una tabla donde se comparan los diferentes mecanismos focales obtenidos en la inversión con aquellos reportados por el *NEIC*. Dicha tabla se observa a continuación (tabla 5.3), en ella se puede observar que los resultados del *NEIC* comparados con los dados por el *GCMT* varían entre sí, al igual que cuando se comparan con las soluciones obtenidas con el código de inversión. Esto se debe a las diferencias metodológicas en el cálculo de los mecanismos focales que realiza cada agencia, las que fueron mencionadas y discutidas anteriormente.

A diferencia de la tabla anterior, esta detalla el porcentaje de doble cupla de cada solución con objetivo comparativo. El porcentaje de doble cupla ayuda a relacionar el tensor de momento con la física de la ruptura de un terremoto. Un porcentaje de doble cupla elevado significa que el tensor representa mejor el carácter de falla de corte o de cizalle de un terremoto.

Evento	NEIC						Este estudio							
	NP1			NP2			DC	NP1			NP2			DC
	$\phi$ [°]	$\delta$ [°]	$\lambda$ [°]	$\phi$ [°]	$\delta$ [°]	$\lambda$ [°]		$\phi$ [°]	$\delta$ [°]	$\lambda$ [°]	$\phi$ [°]	$\delta$ [°]	$\lambda$ [°]	
2014-03-16 21:16	277	18	63	126	74	98	80	268	17	59	120	74	99	94
2014-03-17 05:11	358	19	115	152	72	82	100	23	22	133	157	73	73	85
2014-03-22 12:59	352	15	98	164	76	88	88	341	24	96	153	66	86	60
2014-03-23 18:19	347	22	105	151	69	84	96	17	19	132	153	75	76	74
2014-04-03 01:58	7	25	113	162	67	80	84	350	25	93	166	64	88	98
2014-04-03 02:43	356	15	100	166	75	87	96	351	25	96	164	64	86	92
2014-04-03 05:26	352	23	93	170	67	89	88	180	59	78	22	32	109	93
2014-04-04 01:37	3	27	112	159	66	79	99	339	27	91	157	62	89	90
2014-04-11 00:01	330	19	57	185	74	101	76	179	69	104	323	25	56	68
2011-06-20 16:35	259	11	-14	3	87	-101	81	308	13	32	186	82	101	87
2014-04-01 23:46	358	12	107	161	79	87	98	345	8	103	151	81	87	90

Tabla 5.4: Mecanismos focales (*strike*, *dip*, y *rake*) de los planos nodales calculados por el NEIC y los estimados en este estudio. El %DC corresponde al porcentaje de la componente doble cupla calculado del tensor de momento sísmico.

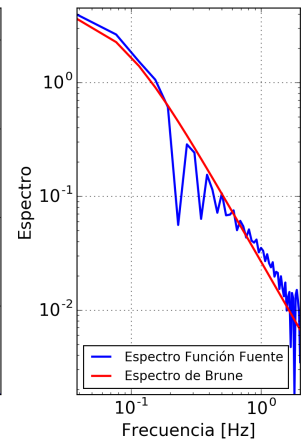
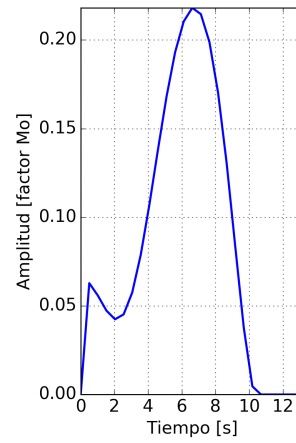
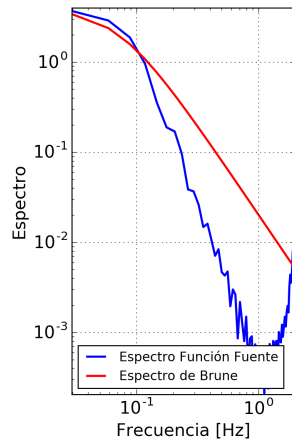
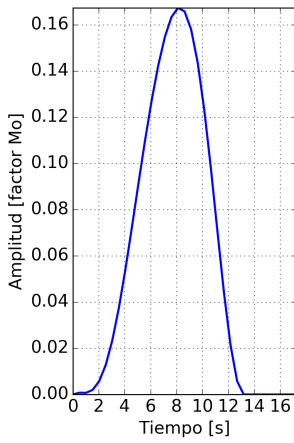
Una vez obtenidos estos resultados, se procedió a calcular la función fuente para cada uno de los eventos y dichas soluciones se presentan en las siguientes figuras, 5.38, 5.39 y 5.40. En ellas se grafica la función fuente normalizada por el factor del momento sísmico escalar total y a su lado derecho se muestra el espectro de amplitud de Fourier de dicha función fuente comparado con el espectro de Brune (*Brune*, 1970). Esta comparación espectral muestra como debería ser el espectro de amplitud si este tuviera una caída del tipo  $\omega^{-2}$ .



(a) Evento a las 21:16 del 16 de marzo 2014,  $M_w$  6.50. (b) Evento a las 05:11 del 17 de marzo 2014,  $M_w$  6.23.

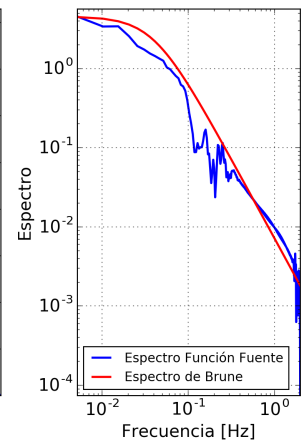
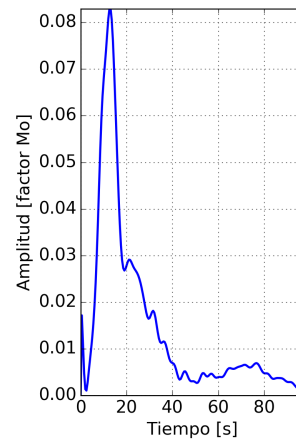
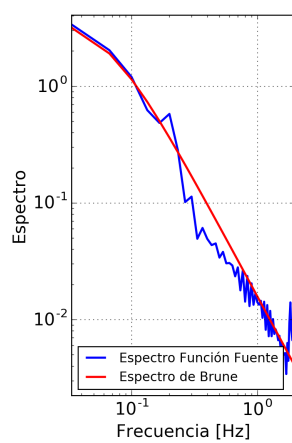
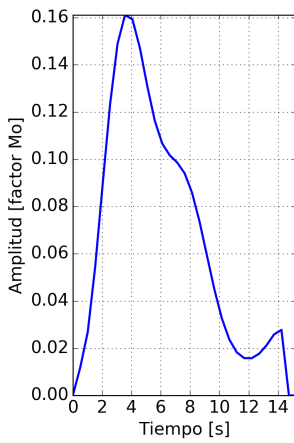
Figura 5.38: Soluciones de las funciones fuente obtenidas para cada evento analizado. (Izquierda) Función fuente temporal obtenida en la inversión y (derecha) espectro de amplitud de Fourier de dicha función comparado con el espectro de Brune. Se ha utilizado una frecuencia de esquina superior de 0.2 Hz en el filtro pasabanda. Notar que la función fuente está normalizada por el momento sísmico escalar  $M_0$ .





(a) Evento a las 12:59 del 22 de marzo 2014,  $M_w$  6.14.

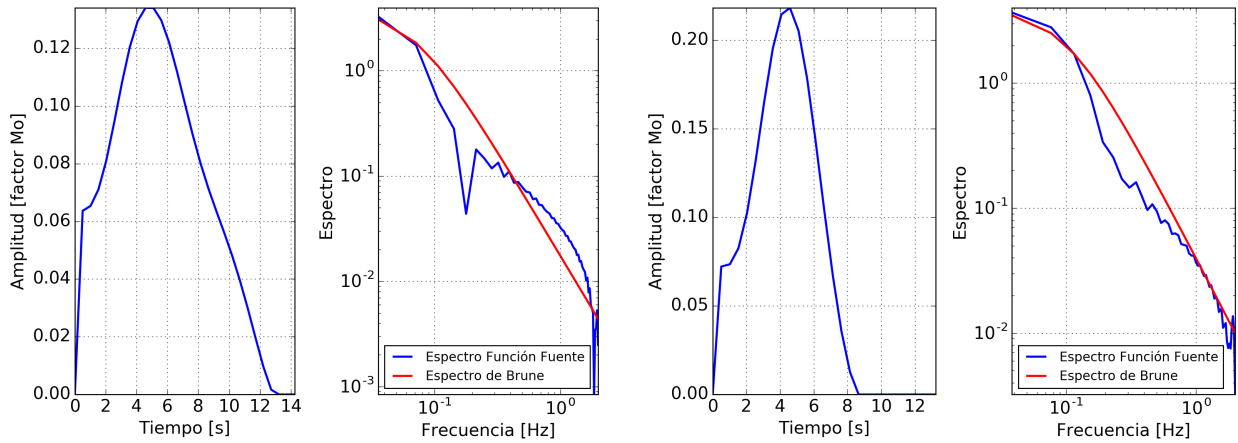
(b) Evento a las 18:19 del 23 de marzo 2014,  $M_w$  6.09.



(c) Evento a las 01:58 del 3 de abril 2014,  $M_w$  6.39.

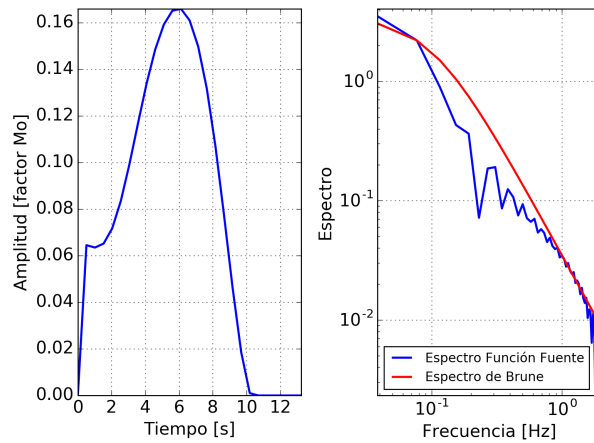
(d) Evento a las 02:43 del 3 de abril 2014,  $M_w$  7.42.

Figura 5.39: Soluciones de las funciones fuente obtenidas para cada evento analizado. (Izquierda) Función fuente temporal obtenida en la inversión y (derecha) espectro de amplitud de Fourier de dicha función comparado con el espectro de Brune. Se ha utilizado una frecuencia de esquina superior de 0.2 Hz en el filtro pasabanda. Notar que la función fuente está normalizada por el momento sísmico escalar  $M_0$ .



(a) Evento a las 05:26 del 3 de abril 2014,  $M_w$  6.18.

(b) Evento a las 01:37 del 4 de abril 2014,  $M_w$  6.03.



(c) Evento a las 00:01 del 11 de abril 2014,  $M_w$  5.91.

Figura 5.40: Soluciones de las funciones fuente obtenidas para cada evento analizado. (Izquierda) Función fuente temporal obtenida en la inversión y (derecha) espectro de amplitud de Fourier de dicha función comparado con el espectro de Brune. Se ha utilizado una frecuencia de esquina superior de 0.2 Hz en el filtro pasabanda. Notar que la función fuente está normalizada por el momento sísmico escalar  $M_0$ .

De estas funciones se puede observar que para los eventos con magnitud menor a  $M_w$  6.5, la función fuente tiende a ser simple en su forma, siendo esta sólo una función bastante similar a una campana gaussiana, se pensó en un momento que este resultado no era representativo por lo que se aumentó la frecuencia de esquina superior del filtro pasabanda no obteniéndose mejores resultados, lo que da cuenta de la estabilidad de la solución. En base a este resultado se puede concluir que los eventos de menor magnitud tienden a poseer rupturas simples cuya duración se puede extraer de la función fuente directamente. Por otro lado, se puede observar que gran parte de estos eventos posee una caída espectral similar al espectro de Brune con contribución de altas frecuencias, se estima que la incorporación de altas frecuencias corresponde al inicio abrupto que poseen algunas funciones fuente, un inicio muy similar a una función escalón, para luego continuar con una señal más suavizada. La excepción a esta regla es el evento ocurrido el día 22 de marzo (figura 5.39(a)) que tuvo una magnitud de  $M_w$  6.2 y como se puede observar no posee contribución de altas frecuencias y su función fuente es más suave y con inicio gradual. Llama la atención el fuerte decaimiento en la

amplitud espectral en la banda 0.5 – 2.0 Hz, y en particular en la frecuencia  $f \sim 1$  Hz que tiene pequeños valores de amplitud.

Los inicios abruptos se cree están asociados a la poca capacidad del código de responder a pendientes mayores (o fuertes) al inicio de la función fuente, se estima que este problema es debido a la regularización o tal vez a la parametrización utilizada para describir la función fuente. Este problema se puede solucionar considerando otro tipo de inversión (como inversión bayesiana), sin embargo esto además de eliminar las altas frecuencias no variará sustancialmente la forma primordial de la función fuente para estos eventos.

Luego, al analizar los sismos cercanos a  $M_w$  6.5 se observa que en general tienden a tener mayor complejidad en sus funciones fuentes incluyendo más componentes de alta frecuencia acercándose tanto en altas como bajas frecuencias al espectro de Brune. Por otro lado, al comparar los eventos del 03 de marzo y del 16 de marzo de magnitudes similares, se observa que el evento del 16 de marzo posee una función fuente mucho más compleja y con un contenido de altas frecuencias mayor, que el otro evento. Esto se puede explicar en base a las profundidades, ya que el evento del 16 de marzo ocurrió a 10 km de profundidad mientras que el evento de 3 de marzo fue más profundo (28 km aproximadamente), al ser superficial la rigidez es menor produciéndose un movimiento con mayor duración y más distribuido en el tiempo.

Finalmente, al analizar el evento  $M_w$  7.7 (figura 5.39(d)) se observa que posee una mayor complejidad en la función fuente y una caída espectral similar a  $\omega^{-2}$  con menor caída en la amplitud espectral para frecuencias intermedias ( $\sim 0.1$  Hz), se observa además que la mayor energía se concentra en los primeros 30 s para después liberar energía gradualmente hasta llegar a cero. Se estima que esta distribución de energía en el tiempo (concentrada al inicio y con decaimiento gradual a cero) y con contenido alta frecuencia se debe a la profundidad, al proceso de ruptura en la zona de contacto, y las propiedades mecánicas de la zona sismogénica, lo cual implica este pulso inicial y la acomodación de la placa posteriormente. Por otro lado comparando la solución obtenida con la publicada por el *NEIC* (figura 5.41) se pueden observar similitudes conforme a los puntos de mayor energía y a la forma general de la función fuente. En efecto, en ambas soluciones se observa un máximo en torno a los 20 s, para luego seguir generando momento entre los 40 – 90 s.

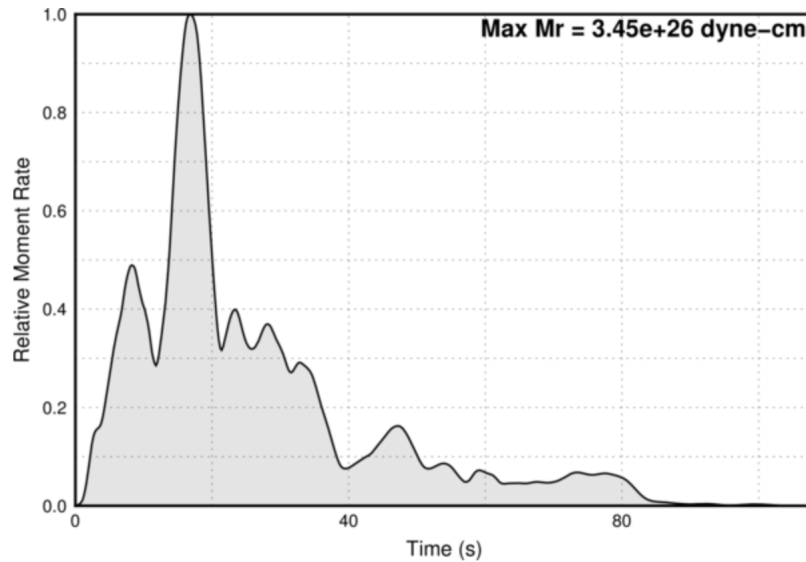
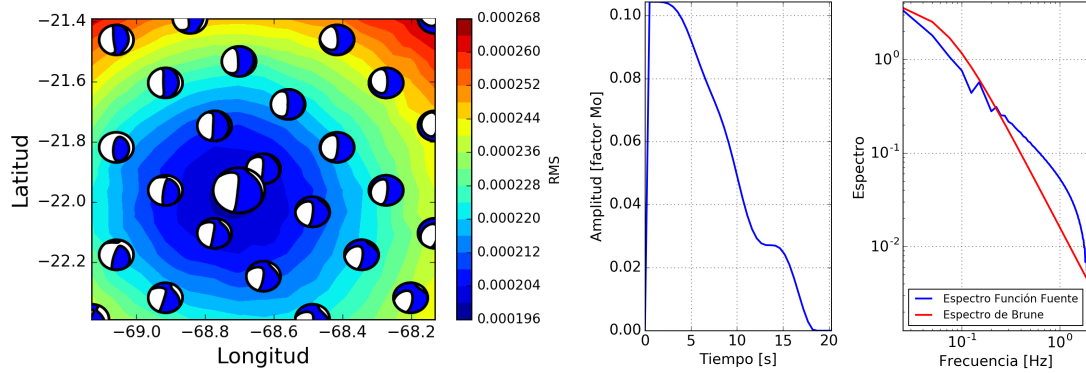


Figura 5.41: Función fuente calculada por el *NEIC* para el evento ocurrido el 3 de abril de 2014 cuya magnitud corresponde a  $M_w$  7.7.

### 5.3.1. Eventos de validación

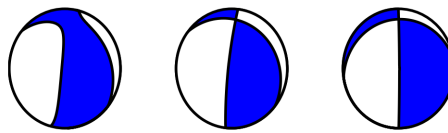
Además de los eventos asociados a la secuencia sísmica del terremoto de Pisagua, se realizó la inversión de dos eventos que escapan a los objetivos principales de estudio de esta tesis. Un evento profundo ocurrido el 2011, cuya profundidad estimada corresponde a los 130 km aproximadamente y el terremoto principal de la secuencia de Pisagua, magnitud  $M_w$  8.1. Eventos cuyos parámetros focales se pueden observar en las tablas anteriores.

Para el caso del evento ocurrido el 2011 de profundidad cercano a 130 km, se obtuvieron los siguientes resultados. La figura 5.42 muestra, la posición del centroide, la función fuente temporal y su espectro de amplitud de Fourier.



(a) Iteración por latitud y longitud.

(b) Función fuente y caída espectral.



(c) Tensor de momento comparados.

Figura 5.42: Solución obtenida para el sismo de profundidad intermedia ocurrido el 20 de junio de 2011. (a) Resultados de la inversión al realizar una búsqueda de la mejor solución iterando por latitud y longitud. Los colores indican el valor del RMS y se grafica una solución equi-espaciada del tensor de momento siendo la mejor solución el tensor de mayor tamaño. (b) Función fuente temporal obtenida en la inversión y (derecha) espectro de amplitud de Fourier de dicha función comparado con el espectro de Brune. Notar que la función fuente está normalizada por el momento sísmico escalar  $M_0$ . (c) Resultado de la inversión del tensor de momento. De izquierda a derecha se grafica el tensor de momento calculado, la mejor doble cupla calculada de la solución y el tensor de momento reportado por el *GCMT*.

De aquí, se puede observar que la posición del centroide obtenida es similar a la calculada por el *GCMT*, esto permite demostrar la dependencia de la localización con la distribución de estaciones, ya que al ser este un evento profundo el cual se localiza cerca de la frontera con Bolivia implica una mejor cobertura de estaciones en relación con eventos que tienen epicentros costa afuera.

Por otro lado, se observó que al ser este un terremoto profundo, las ondas compresionales son más claras y la inversión realizada tuvo como resultado un buen ajuste entre las formas de onda predichas con respecto a las formas de ondas observadas. Además, la figura 5.42(c) muestra que el tensor de momento obtenido en la inversión es similar al reportado por el *GCMT*, obteniéndose una profundidad de 138 km, en comparación con la obtenida por el *GCMT* que corresponde a 131.4 km.

Con respecto a la función fuente, en la figura 5.42(b) se observa que posee un inicio muy abrupto, si se considera que este resultado es correcto, dicho inicio corresponde a una pendiente alta al

inicio de la función fuente, que el modelo y el método de inversión no puede calcular con precisión. Esta fuerte pendiente puede ser producto de la rigidez de la zona y a la alta caída de esfuerzos que presentan estos sismos de profundidad intermedia, lo que explicaría este inicio y la posterior acomodación de esfuerzos en la placa. Dicho inicio tipo función escalón implica a su vez una caída espectral cercana a  $\omega^{-1}$  en alta frecuencia, que conlleva finalmente a una caída en la amplitud espectral de la función fuente total proporcional a  $\omega^{-1.5}$ , la cual decae menos rápido que el espectro de Brune en alta frecuencia mayores a 0.3 Hz.

Finalmente de este ejemplo podemos concluir que el modelo es capaz de recuperar parámetros relevantes de la fuente sísmica de eventos profundos de mediana magnitud utilizando sólo estaciones de campo cercano.

Luego se procedió a invertir el terremoto de Pisagua obteniéndose los resultados mostrados en la figura 5.43. Cabe mencionar que para la inversión de este evento se utilizaron sólo estaciones HL lo que implica una condición previa con respecto a los filtros que se pueden utilizar.

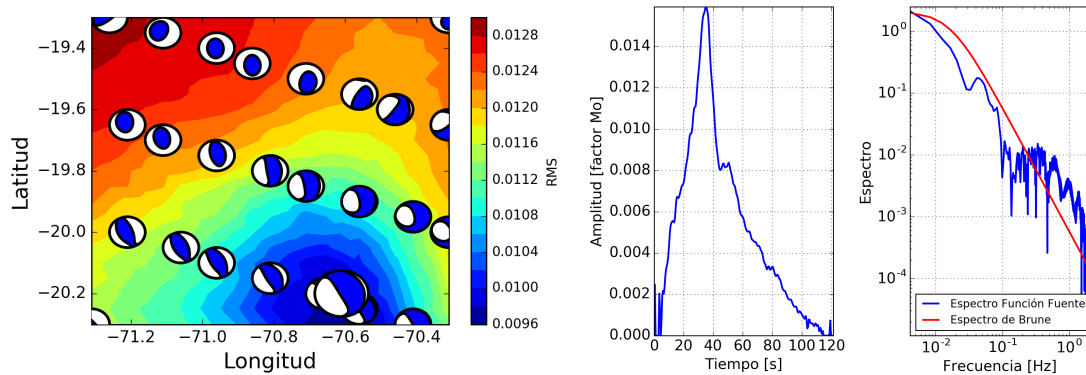
De la figura 5.43(a) se observa que el centroide obtenido se encuentra a más de  $0.5^\circ$  más al sur de lo obtenido por el *GCMT* debiéndose variar el centro de la región rectangular de búsqueda para obtener el menor RMS. Al observar dicha diferencia en la localización del centroide se tiende a pensar que el código no permite obtener el centroide correctamente, sin embargo, si se analiza lo obtenido por *Duputel et al. (2015)* en su modelo de fuente sísmica que se presenta en la figura 5.44, se concluye algo diferente. En efecto, dicho autor realiza una inversión cinemática de la distribución de desplazamiento cosísmico y se observa que el mayor deslizamiento se produce cercano al resultado del centroide encontrado en este estudio, validando de cierta forma el resultado obtenido.

Con respecto a la función fuente temporal (figura 5.43(b)) se observa que posee una duración mayor a todos los terremotos vistos anteriormente con un valor máximo que se alcanza cerca de los 40 s con una duración de 120 s aproximadamente. Dicha función fuente se puede comparar con la solución de *Duputel et al. (2015)* quien obtiene una función similar a la obtenida con el código desarrollado en este trabajo, sin embargo con una duración menor cercana a los 80 s. Del mismo modo, al comparar la solución de este estudio con la calculada por el *NEIC* (figura 5.45) en ella se puede observar que al igual que el resultado obtenido posee un máximo cercano a los 40 s y con una duración similar, la diferencia radica en la forma de las funciones, ya que el *NEIC* posee menos uniformidad que lo obtenido en la inversión. La solución obtenida en la inversión es más suavizada y no se observan las subfuentes que se pueden interpretar de la solución del *NEIC*. Cabe señalar que la solución calculada por el *NEIC* es para un modelo de fuente extendida.

Al comparar las formas de las funciones fuentes entre sí para el terremoto de Pisagua, se puede observar que la forma invertida difiere ligeramente de las soluciones obtenidas de la inversión para una fuente finita (e.g. (*Duputel et al., 2015*), *NEIC*). Estas diferencias se pueden explicar por el hecho de que el modelo usado en este estudio asume una fuente puntual espacialmente, y para un evento de magnitud  $M_w$  8.1 este supuesto podría no ser tan válido y el efecto de finitud puede ser no despreciable.

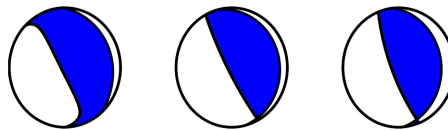
En la figura 5.43(c) se compara el tensor de momento obtenido en la inversión y la doble cupla, con la solución del *GCMT*, y se observa que ambas soluciones concuerdan entre sí. Solo se presentan leves diferencias entre lo obtenido en este trabajo y lo calculado por el *GCMT*, pero están dentro de rangos aceptables, los que corresponden aproximadamente a  $\pm 10^\circ$  para el *strike*,  $\pm 7^\circ$  para el *dip*, y  $\pm 5^\circ$  para el *rake* (ver tabla 5.3).

Finalmente se puede concluir que el código no solamente es capaz de invertir terremotos de mediana magnitud, ocurridos en el contacto y al interior de la plaza continental, usando registros de campo cercano, sino también eventos de mayor profundidad y de mayor magnitud. Además al comparar lo obtenido en el presente trabajo con soluciones publicadas por otros grupos de investigación o agencias sismológicas, los resultados obtenidos son plausibles, validando así el código desarrollado y utilizado en este estudio.



(a) Iteración por latitud y longitud.

(b) Función fuente y caída espectral.



(c) Tensor de momento comparados.

Figura 5.43: Solución obtenida para el terremoto de Pisagua ocurrido el 1 de abril de 2014. (a) Resultados de la inversión al realizar una búsqueda de la mejor solución iterando por latitud y longitud. Los colores indican el valor del RMS y se grafica una solución equi-espaciada del tensor de momento siendo la mejor solución la *beach ball* de mayor tamaño. (b) Función fuente temporal obtenida en la inversión y (derecha) espectro de amplitud de Fourier de dicha función comparado con el espectro de Brune. Notar que la función fuente está normalizada por el momento sísmico escalar  $M_0$ . (c) Resultado de la inversión del tensor de momento. De izquierda a derecha se grafica el tensor de momento calculado, la mejor doble cupla calculada de la solución y el tensor de momento reportado por el *GCMT*.

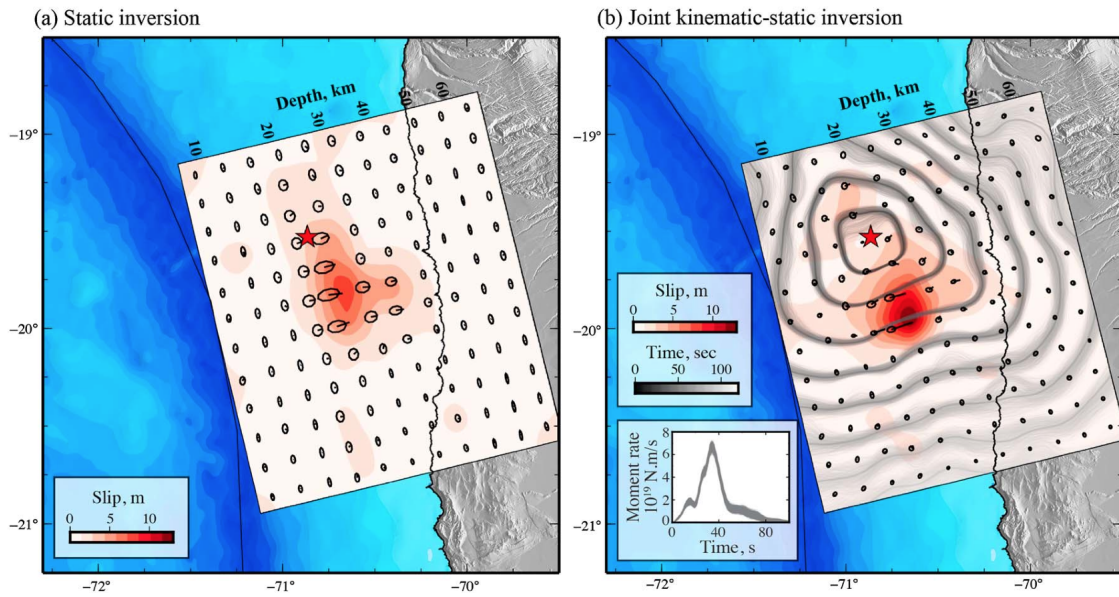


Figura 5.44: Modelo del desplazamiento cosísmico obtenido para el terremoto de Iquique 2014 por Duputel *et al.* (2015). (a) después de la inversión estática y (b) después de la inversión estática y cinemática conjunta. Las flechas y su correspondiente elipse de error del 95 % indican la dirección del desplazamiento y la incerteza. La estrella roja corresponde a la localización del hipocentro usada en la inversión. Las líneas grises corresponden a un set de 1000 frentes de ruptura graficados a intervalos de tiempo de cada 10 s. En la esquina inferior izquierda se muestra la función de la tasa de momento sísmico.

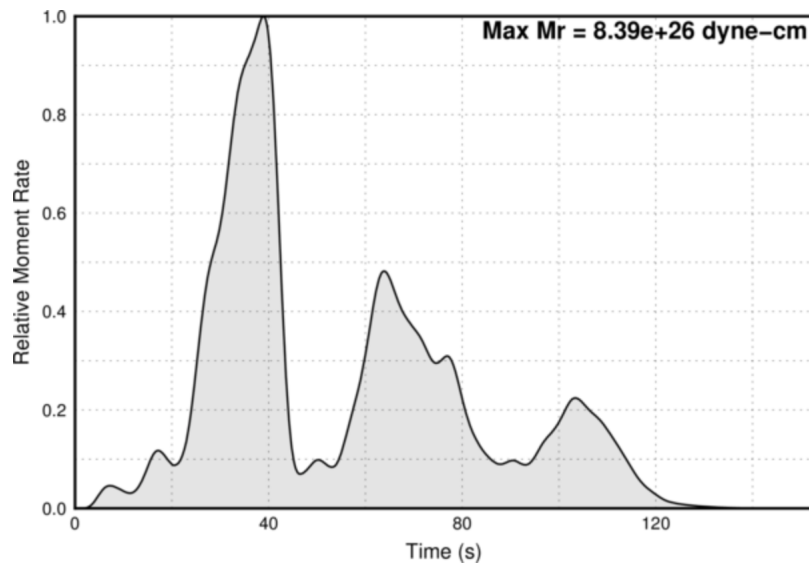


Figura 5.45: Función fuente calculada por el NEIC para el terremoto de Pisagua 2014 cuya magnitud corresponde a  $M_w$  8.2.



# Capítulo 6

## Discusión

En la presente tesis se han identificado diferentes variables y parámetros usados en la metodología de inversión que influyen en los resultados obtenidos. Dentro de ellos se pueden mencionar, el filtro, el modelo de estructura de velocidades y la selección manual de la onda  $P$ .

Uno de los desafíos recurrentes en la inversión del tensor de momento sísmico es la correcta implementación del filtro, su banda de frecuencias y la causalidad del mismo. En particular, la banda pasante del filtro a utilizar es de suma importancia ya que permite mejorar el ajuste de las formas de onda predichas por el modelo con las observadas, filtros mal diseñados entregarán resultados erróneos para ciertos eventos y afectará por ende la estimación de la localización del centroide. Si bien, en general, el filtro utilizado para la inversión del tensor de momento dió buenos resultados, se considera que es necesario un estudio más a fondo sobre esto. Por ejemplo, sería útil definir una banda pasante dependiente de la magnitud del evento cuando se invierta la función fuente sísmica. Cabe mencionar que para períodos largos el modelo de estructura de velocidades no afecta tanto el modelamiento de las formas de onda en relación a periodos más cortos que se busca modelar con una función fuente más compleja como la que se invirtió en este trabajo. Además es importante notar que al aumentar la banda de frecuencias de 0.1 Hz a 0.2 Hz ó 0.3 Hz se observa un aumento en el desajuste de la comparación de las ondas predichas con las observadas que va desde un 3 % a un 10 %.

Por otro lado, el modelo de estructura de velocidades siempre ha sido una difícil elección, en la presente tesis se utilizó el modelo 1D calculado por *Husen et al.* (1999), el cual fue obtenido para la zona Norte de Chile, específicamente para la zona de Mejillones. Se utilizó dicho modelo por su cercanía con la zona de estudio. Sin embargo existen otros modelos que se pueden utilizar como el que usó *Delouis* (2014) para eventos ocurridos en el norte de Chile el cual está basado en un modelo que usa el *CSN*. Por otro lado, Pérez (comunicación personal) obtuvo un modelo para la zona central de Chile que es utilizado actualmente por el *CSN* y se podría usar para la zona de estudio y analizar si permite mejorar los ajustes durante la inversión. Además este tipo de modelos (de capas planas homogéneas) no incluye todas las heterogeneidades en los parámetros elásticos de la Tierra, por lo tanto no es capaz de reconstruir las señales sísmicas en forma íntegra en una banda ancha de frecuencias.

Otra fuente de error es la mala selección del inicio de la onda  $P$  en sismogramas observados. El presente método de inversión se basa en una correcta selección del tiempo de llegada de la onda  $P$  para poder realizar la inversión. Debido a la cercanía de las estaciones al epicentro, el ruido sísmico ambiente y otros factores debido al instrumento, pueden afectar la interpretación de sismogramas. En algunos casos es difícil realizar dicha selección, lo que incurre en problemas en la inversión. Es más, uno de los terremotos que se planteaba analizar no se logró modelar ya que ocurrió inmediatamente después de otro evento, por lo que no se logró seleccionar correctamente la onda  $P$  y debido a la cercanía de los eventos a las estaciones, el tren de ondas se superpuso causando dificultad en la lectura de las ondas  $P$ .

Además, cabe mencionar el problema de *fase cero* (Hough, 1997) detectado en registros de terremotos debido a algunos filtros FIR (*Finite Impulse Response*) implementados en los registradores. Para obtener un alto rendimiento de los instrumentos BH se tienden a usar técnicas de muestreo y decimación, dichas técnicas se conocen como *fase cero* de la respuesta de impulso finito (FIR), y pueden algunas veces distorsionar las formas de onda. Si bien estas técnicas son ampliamente utilizadas en la mayoría de los instrumentos, pues no causan distorsión de la fase de la señal de entrada, poseen un inconveniente ya que tienen una función impulso simétrica. Como consecuencia de esto, los filtros FIR de *fase cero* producen precursores leves en los inicios de la señal sísmica de ondas  $P$ , lo cual puede ser mal interpretado, en nuestro caso, como el inicio de la onda  $P$  real.

En el mismo contexto de la selección de la onda  $P$ , se tiene que, al tener una ventana de tiempo a partir de la onda  $P$ , en algunos casos (particularmente en las estaciones más cercanas al terremoto) la ventana de tiempo escogida contiene además ondas  $S$ . Esto genera errores de ajuste en la inversión, dado que los sismogramas se alinean con el tiempo de arribo de la onda  $P$ , pero las ondas  $S$  quedan la mayoría de las veces desalineadas, y como las ondas  $S$  presentan en general mayores amplitudes, este desajuste en tiempos de arribo es una fuente de error al momento de la inversión. Esto implica que es posible observar coherencia en las formas de onda sintéticas y observadas con leves cambios de fase en la cercanía de la llegada de la onda  $S$ .

Como se ha mencionado en los primeros capítulos de esta tesis, para las inversiones se utilizaron las estaciones de la red IPOC, esta red cuenta con una cobertura espacial más bien regional. Para cada inversión se utilizaron todos los datos posibles y sólo se eliminaron registros de aquellas estaciones banda ancha que estaban claramente saturadas, reemplazando estas por los registros de movimiento fuerte cuando era posible. La nula selección de estaciones durante la inversión en términos de su ajuste, puede incurrir en un incremento del RMS y esto puede mejorarse si se seleccionan sólo aquellas estaciones con mejor ajuste, obteniendo así un menor rango global de error.

En el mismo tópico, la cantidad de estaciones usadas es poca en comparación al número de estaciones utilizadas por otras agencias sismológicas, como el caso de *GCMT*, que usa datos tele-sísmicos de campo lejano, *NEIC* que utiliza estaciones de campo regional y lejano, y el *CSN* utiliza datos de campo regional, por lo tanto la diferencia entre los resultados obtenidos en este estudio y las soluciones publicadas por agencias sismológicas es razonable. Además, existen diferencias en

las metodologías de inversión usadas por distintas agencias, y estas diferencias se explicaron en el capítulo anterior.

Con respecto a la distancia de las estaciones al epicentro, aquellas que estén más cercanas registrarán mayores amplitudes de desplazamiento que las estaciones que se encuentren más distanciadas. Dicha diferencia en amplitud es relevante para la inversión ya que, al momento del ajuste de las formas de onda estas estaciones tendrán más peso en la inversión, lo que implica que si dichas estaciones poseen algún tipo de error estos se transmitirán en errores de ajuste y afectarán los resultados. Es por esto que sería interesante considerar un peso para cada estación en función de la distancia, por ejemplo, así todas las estaciones utilizadas poseerán la misma importancia al momento de la inversión. La corrección por distancia más simple es asumir la atenuación geométrica de ondas de volumen que se atenúan como  $1/R$ , luego se puede corregir por un término de peso que tome en cuenta la distancia fuente-receptor y la distancia de la estación más cercana al evento.

Al observar los resultados obtenidos para la localización del centroide se tiene que poseen una tendencia a moverse hacia el continente, variando del punto inicial en el que centra la región rectangular en la cual se realiza la iteración. Esto se debe a la distribución de estaciones con la que se cuenta, ya que al estar ubicadas en sólo un lado de la grilla tienden a posicionar el evento más cerca del continente, dicho problema se pone en evidencia cuando se invierte el terremoto profundo ocurrido el 2011, ya que, este entrega una localización del centroide similar a la obtenida por *GCMT*, ya que la distribución y cobertura de estaciones es mejor.

Para el caso de la inversión de la función fuente se observa que el código posee inconvenientes al momento de describir el inicio de la función en algunas inversiones. Dicho *error* aparece como una línea recta al inicio de la función fuente, la cual se puede interpretar como un inicio abrupto y con mucha pendiente de la fase de inicio de la función fuente que el código no es capaz de representar. Se cree que este error podría ser producto del modelo matemático utilizado en la parametrización de la función y se propone realizar a futuro la inversión utilizando el método Bayesiano (*Aster et al.*, 2012), o definir otro tipo de criterio de selección del valor de  $\varepsilon$  en la regularización a través de una correlación u otro, por ejemplo, ya que si bien en algunos casos al seleccionar otro epsilon cercano al óptimo, la forma de la función fuente era similar en otros la función fuente variaba en forma y amplitud.

En cuanto a las soluciones obtenidas se observa que existe una relación entre la función fuente, su caída espectral y su complejidad conforme a la magnitud, profundidad del evento y tipo de evento. Se observa que terremotos de mayor magnitud poseen fuentes más complejas con presencia de altas frecuencias, además se observa al comparar eventos de las mismas características ocurridos en la zona de contacto *B* (figura 4.7) con terremotos superficiales o que pueden ocurrir en la zona *A* (figura 4.7) se tiene que estos últimos poseen fuentes más complejas. Finalmente si se tienen eventos ocurridos en la zona *C* ó *D* (figura 4.7) o más profundos como lo es el terremoto intraplaca profundo del 2011 (que se evaluó en la presente tesis) poseen fuentes más impulsivas, que implican una fase de nucleación de la ruptura más rápida. Estas conclusiones son tentativas ya que es necesario contar con más ejemplos para llegar a conclusiones confiables.

Con respecto a los espectros obtenidos de las funciones fuente no se logra obtener una tendencia observable en función de la profundidad como lo que se describe en la figura 4.8, ya que, el inicio abrupto en algunas de las funciones incurre en que el espectro tenga presencia de altas frecuencias, que confunden la interpretación de lo obtenido. Es por esto que es necesario contar con un mejor método para la inversión de la función fuente en el caso que la función fuente tenga un inicio con una fuerte pendiente.

Desde el punto de vista de la programación, implementación de la herramienta computacional, los ejemplos realizados sobre sismogramas sintéticos y los eventos analizados, se encontraron diferentes limitaciones que fueron mencionadas en el presente capítulo y en los anteriores. Tales limitaciones podrían ser resueltas en un futuro para implementar de manera optimizada y eficiente el código, lo que necesitaría un estudio más exhaustivo de todas las variables utilizadas.

# Capítulo 7

## Conclusiones

El método de inversión propuesto y su implementación permiten recuperar el tensor de momento sísmico y la función fuente temporal. Sin embargo posee algunas limitaciones y restricciones que es posible mejorar desde el punto de vista del modelo de fuente, incluyendo además mejoras en la estructura del código. Estas mejoras son, (1) incorporar un filtro pasabanda dependiente de la magnitud del evento, (2) incluir un peso a las estaciones dependiente de la distancia fuente-receptor al momento de la inversión, (3) incluir funciones de Green precalculadas para otros modelos de estructura de velocidades.

Las soluciones obtenidas para los tensores de momento sísmico concuerdan bastante bien con las soluciones obtenidas por agencias sismológicas donde al comparar ambos resultados en términos de los planos nodales, poseen una desviación estándar de  $12.25^\circ$ ,  $4.85^\circ$  y  $9.55^\circ$ , correspondientes al *strike*, *dip* y *rake*, respectivamente. Dichas diferencias se encuentran dentro del rango de error para este tipo de inversiones, ejemplo de esto es el trabajo de *Hayes et al.* (2013), en el que se estiman incertezas de  $\pm 20^\circ$  para el *strike* y  $\pm 25^\circ$  para el *dip*.

Por otro lado, se observó una componente abrupta en el inicio de algunas de las funciones fuentes modeladas sobre todo para eventos de menor magnitud, se cree que dicho efecto corresponde a una restricción matemática del método de inversión por que puede mejorarse a futuro. Para mejorar este aspecto se puede utilizar otra parametrización de la matriz  $L$  (de regularización) o incluso implementar otra forma de inversión tal como el método Bayesiano el que posee la ventaja de no requerir regularización para resolver el problema inverso (*Aster et al.* (2012); *Tarantola* (2005)).

Sin embargo, a pesar de las diferencias entre las soluciones obtenidas en este estudio y las publicadas por agencias sismológicas se logró desarrollar un programa que permite invertir tanto el tensor de momento como la función fuente temporal utilizando registros de campo cercano. Dicha metodología es no sólo aplicable a terremotos pequeños sino también a terremotos de mayor magnitud e incluso sismos de profundidad intermedia, obteniéndose resultados confiables, con mecanismos focales similares a los obtenidos por otras agencias, y magnitudes dentro del rango de error para este tipo de inversiones (e.g. (*Hayes et al.*, 2013)). Al considerar diferentes modelos de

velocidades estudios muestran diferencias de  $\pm 0.1$  en magnitud de momento  $M_w$  (Hayes *et al.*, 2013)) lo cual es necesario tener presente en trabajos futuros. Además las funciones fuentes obtenidas en este trabajo son concordantes con otras estimaciones y resultados publicados para los mismos eventos, lo que muestra la robustez del método.

Para trabajos futuros se podrían estudiar mejor los resultados obtenidos con esta técnica, analizando más terremotos en la zona de estudio, con el objetivo de observar más claramente la dependencia de las funciones fuentes con parámetros tales como, magnitud, profundidad y tipo de terremoto (ocurrido en la zona de contacto o superficial).

# Bibliografía

- Aki, K., & P. G. Richards (1980), *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, vol. I and II, Editorial W. H. Freeman and Company, San Francisco, California, U.S.A.
- Aster, R. C., B. Borchers, & C. H. Thurber (2012), *Parameter estimation and inverse problems*, vol. I, Academic Press, Londres, Oxford, Boston, Nueva York, San Diego.
- Astiz, L., & H. Kanamori (1986), Interplate coupling and temporal variation of mechanisms of intermediate depth earthquakes in Chile, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76(6), 1614–1622.
- Beyreuther, M., R. Barsch, L. Krischer, T. Megies, Y. Behr, & J. Wassermann (2010), ObsPy: A Python Toolbox for Seismology, *S. Res. Lett.*, 81(3), 530–533.
- Bouchon, M. (1981), A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71(4), 959–971.
- Brune, J. N. (1970), Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 75(26), 4997–5009.
- Burridge, R., & L. Knopoff (1964), Body force equivalents for seismic dislocations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 1875–1888.
- Comte, D., & M. Pardo (1991), Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps, *Natural Hazards*, 4(1), 23–44.
- Contreras-Reyes, E., J. Jara, I. Grevemeyer, S. Ruiz, & D. Carrizo (2012), Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile, *Nature Geoscience*, 5, 342–345.
- de Ballore, F. M. (1912), Historia sísmica de los Andes Meridionales, *Anales de la Universidad de Chile*, p. 545.
- Delouis, B. (2014), FMNEAR: Determination of Focal Mechanism and First Estimate of Rupture Directivity Using Near-Source Records and a Linear Distribution of Point Sources, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 104(3), 1479–1500.
- Delouis, B., T. Monfret, L. Dorbath, M. Pardo, L. Rivera, D. Comte, H. Haessler, J. Caminade, L. Ponce, & E. Kausel (1997), The Mw=8.0 Antofagasta (northern Chile) earthquake of 30 July 1995: A precursor to the end of the large 1877 gap, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(2), 427–445.

- Delouis, B., J. Charlety, & M. Vallee (2009), A Method for Rapid Determination of Moment Magnitude  $M_w$  for Moderate to Large Earthquakes from the Near-Field Spectra of Strong-Motion Records (MWSYNTH), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 99(3), 1827–1840.
- Delouis, B., J.-M. Nocquet, & M. Vallée (2010), Slip distribution of the February 27, 2010  $M_w=8.8$  Maule Earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data, *Geophysical Research Letters*, 37(L17305), doi: 10.1029/2010GL043899.
- Duputel, Z., L. Rivera, H. Kanamori, & G. Hayes (2012), W-phase fast source inversion for moderate to large earthquakes (1990 - 2010), *Geophysical Journal International*, 189(2), 1125–1147, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05419.x.
- Duputel, Z., J. Jiang, R. Jolivet, M. Simons, L. Rivera, J. Ampuero, B. Riel, S. Owen, A. Moore, S. Samsonov, F. O. Culaciati, & S. Minson (2015), The Iquique earthquake sequence of April 2014: Bayesian modeling accounting for prediction uncertainty, *Geophys. Res. Lett.*, pp. 7949–7957.
- Dziewonski, A., T. Chou, & J. Woodhouse (1981), Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, 86, 2825–2852.
- Ekstrom, G., M. Nettles, & A. Dziewonski (2012), The global CMT project 2004-2010: centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200-201, 1–9.
- Foundation., P. S. (2016), Python Language Reference, version 3.5, <http://www.python.org>, accessed: 2016.
- GFZ (2006), Iloc seismic network. integrated plate boundary observatory chile - ipoc.
- González, G., P. Salazar, J. P. Loveless, R. W. Allmendinger, F. Aron, & M. Shrivastava (2015), Upper plate reverse fault reactivation and the unclamping of the megathrust during the 2014 northern Chile earthquake sequence, *Geology*, 43(8), 671–674, doi: 10.1130/G36703.1.
- Hanks, T. C., & H. Kanamori (1979), A Moment Magnitude Scale, *Journal of Geophysical Research*, 84(B5), 2348–50.
- Hansen, P. C. (2000), The L-Curve and its Use in the Numerical Treatment of Inverse Problems, in *Computational Inverse Problems in Electrocardiology*, ed. P. Johnston, *Advances in Computational Bioengineering*, pp. 119–142.
- Hayes, G., L. Rivera, & H. Kanamori (2006), Source inversion of the W-Phase: real-time implementation and extension to low magnitudes, *S. Res. Lett.*, 80(5), 817–822.
- Hayes, G. P., E. Bergman, K. L. Johnson, H. M. Benz, L. Brown, & A. S. Meltzer (2013), Seismotectonic framework of the 2010 February 27  $M_w$  8.8 Maule, Chile earthquake sequence, *Geophys. J. Int*, p. 10.1093/gji/ggt238.
- Hayes, G. P., M. W. Herman, W. D. Barnhart, K. P. Furlong, S. Riquelme, H. M. Benz, E. Bergman,



- S. Barrientos, P. S. Earle, & S. Samsonov (2014), Continuing megathrust earthquake potential in Chile after the 2014 Iquique earthquake, *Nature*, 512(7514), 295–298.
- Herrmann, R. B. (2013), Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research, *S. Res. Lett.*, 84, 1081–1088.
- Hough, S. (1997), Zero-Phase FIR Filters: Blessing or Curse, *Eos*, 78(33), 343–344.
- Husen, S., E. Kissling, E. R. Flueh, & G. Asch (1999), Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in northern Chile using a combined on-/offshore network, *Geophysical Journal International*, 138(2), 687–701.
- Jost, M., & R. Herrmann (1989), A Student's Guide to and Review of Moment Tensors, *S. Res. Lett.*, 60(2), 37–57.
- Kanamori, H. (1972), Mechanisms of Tsunami earthquake, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 6, 346–359.
- Kanamori, H., & L. Rivera (2008), Source inversion of W phase: speeding tsunami warning, *Geophysical Journal International*, 175(1), 222–238, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03887.x.
- Kausel, E. (1986), Los terremotos de agosto de 1868 y mayo de 1877 que afectaron el sur del Perú y norte de Chile, *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias*, 3, 8–14.
- Kelleher, J. (1972), Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions, *Journal of Geophysical Research*, 77(11), 2087–2103.
- Kendrick, E., M. Bevis, R. Smalley, B. Brooks, R. Vargas, E. Launa, & L. Fortes (2003), The Nazca-South America Euler vector and its rate of change, *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125–131.
- Kubo, A., E. Fukuyama, H. Kawai, & K. Nonomura (2002), NIED seismic moment tensor catalogue for regional earthquakes around Japan: quality test and application, *Tectonophysics*, 356, 23–48, doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00375-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00375-X).
- Kuge, K. (2003), Source Modeling Using Strong-Motion Waveforms: Toward Automated Determination of Earthquake Fault Planes and Moment-Release Distributions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93(2), 639–654.
- Lawson, C., & R. Hanson (1974), *Solving Least Squares Problems*, Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs. New Jersey.
- Lay, T., H. Kanamori, C. J. Ammon, K. D. Koper, A. R. Hutko, L. Ye, H. Yue, & T. M. Rushing (2012), Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults, *J. Geophys. Res.*, 117, B04311.
- Lay, T., H. Yue, E. E. Brodsky, & C. An (2014), The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence, *Geophysical Research Letters*, 41(11), 1944–8007.
- Moreno, M., M. Rosenau, & O. Oncken (2010), Maule earthquake slip correlates with pre-seismic

- locking of Andean subduction zone, *Nature*, 467(4312), 198–202, doi: 10.1038/nature09349.
- NEIC (2016), Search Earthquake Archives, <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>, accessed: 2016.
- Pasyanos, M., D. Dreger, & B. Romanowicz (1996), Towards Real-Time Determination of Regional Moment Tensors, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86(5), 1255–1269.
- Peyrat, S., R. Madariaga, E. Buforn, J. Campos, G. Asch, & J. Vilotte (2010), Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data, *Geophysical Journal International*, 182(3), 1411–1430.
- Policy, U. (2012), USGS Earthquake Magnitude Policy (implemented on January 18, 2002), [http://earthquake.usgs.gov/aboutus/docs/020204mag\\_policy.php](http://earthquake.usgs.gov/aboutus/docs/020204mag_policy.php), accessed: 2014.
- Reid, H. F. (1910), The Mechanics of the Earthquake, *Carnegie Institution of Washington, II of The California Earthquake of April 18, 1906*, 192.
- Ritsema, J., & T. Lay (1995), Long-period regional wave moment tensor inversion for earthquakes in the western United States, *J. Geophys. Res.*, 100(B6), 9853–9864, doi: 10.1029/95JB00238.
- Ruiz, S., M. Metois, A. Fuenzalida, J. A. Ruiz, F. Leyton, R. Grandin, C. Vigny, R. Madariaga, & J. Campos (2014), Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake, *Science*, 345(6201), 1165–1169.
- Schurr, B., G. Asch, S. Hainzl, J. Bedford, A. Hoechner, M. Palo, R. Wang, M. Moreno, M. Bartsch, Y. Zhang, O. Oncken, F. Tilmann, T. Dahm, P. Victor, S. Barrientos, & J.-P. Vilotte (2014), Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake, *Nature*, 512(7514), 299–302.
- Tarantola, A. (2005), *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*, siam.
- Tavera, H., E. Fernández, I. Bernal, Y. Antayhua, C. Agüero, H. Rodríguez, L. Vilcapoma, Y. Zamudio, D. Portugal, & A. Inza (2006), The southern region of Peru earthquake of June 23rd, 2001, *Journal of seismology*, 10(2), 171–195.
- Tilmann, F., Y. Zhang, M. Moreno, J. Saul, F. Eckelmann, M. Palo, Z. Deng, A. Babeyko, K. Chen, J. C. Baez, B. Schurr, R. Wang, & T. Dahm (2016), The 2015 Illapel earthquake, central Chile: A type case for a characteristic earthquake?, *Geophys. Res. Lett.*, 43(2), 574–583, doi: 10.1002/2015GL066963.
- Tinti, E., E. Fukuyama, A. Piatanesi, & M. Cocco (2005), A Kinematic Source-Time Function Compatible with Earthquake Dynamics, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95(4), 1211–1223.
- Vargas, G., L. Ortlieb, E. Chapron, J. Valdes, & C. Marquardt (2005), Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23 S), *Tectonophysics*, 399(1), 381–398.

- Vigny, C., A. Rudloff, J. Ruegg, R. Madariaga, J. Campos, & M. Alvarez (2009), Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1), 86–95.
- Vigny, C., A. Socquet, S. Peyrat, J.-C. Ruegg, M. Métois, R. Madariaga, S. Morvan, M. Lancieri, R. Lacassin, J. Campos, D. Carrizo, M. Bejar-Pizarro, S. Barrientos, R. Armijo, C. Aranda, M.-C. Valderas-Bermejo, I. Ortega, F. Bondoux, S. Baize, H. Lyon-Caen, A. Pavez, J. P. Vilotte, M. Bevis, B. Brooks, R. Smalley, H. Parra, J.-C. Baez, M. Blanco, S. Cimbaro, & E. Kendrick (2011), The 2010  $M_w$  8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS, *Science*, 332(6036), 1417–1421, doi: 10.1126/science.1204132.
- Weber, Z. (2009), Estimating source time function and moment tensor from moment tensor rate functions by constrained L1 norm minimization, *Geophysical Journal International*, 178(2), 889–900, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04202.x.
- Yagi, Y., & N. Nishimura (2011), Moment tensor inversion of near source seismograms, *Bulletin of IISSE*, 45, 133–138.